

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

6/2014

Учредители:

Министерство природных ресурсов и
экологии Российской Федерации

Российское геологическое общество

Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Г. В. РУЧКИН

Бюро: *А.И.Иванов* (зам. главного редактора),
В.И.Казанский, *А.А.Кременецкий*, *Г.А.Машковцев*,
Н.В.Милетенко (зам. главного редактора),
Т.М.Папеско (зам. главного редактора),
А.Ю.Розанов, *В.И.Старостин*

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

МОСКВА

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ

Мигачёв И.Ф.

Положение андезитовых вулканоплутонических поясов в латеральных геоструктурных рядах 3

Мигачёв И.Ф., Минина О.В., Звездов В.С.

Мезо-кайнозойские вулканоплутонические пояса — новая перспективная медно-порфировая провинция Юго-Западной Чукотки 12

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ

Дружинин В.С., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Осипов В. Ю., Брехунцов А.М., Монастырев Б.В., Нестеров И.И., Огнев Д.А.

Схема тектонического районирования и оценка нефтегазоперспективности Ново-Портовско-Салехардского района Западно-Сибирской геосинеклизы 24

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Андреев А.В., Авилова О.В., Васюков В.Е., Звездов В.С., Минина О.В., Столяренко В.В., Чернов Е.Е.

Медно-порфировые проявления Юго-Западной Чукотки и перспективы обнаружения промышленных объектов 32

Гурьянов В.А., Приходько В.С., Песков А.Ю., Петухова Л.Л., Пересторонин А.Н., Косынкин А.В.

Платиноносность никеленосных мафит-ультрамафитов Пристанового коллизийного пояса (юго-восток Сибирской платформы) 48

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Юричев А.Н.

Идарский ультрамафитовый комплекс Восточного Саяна: петрогеохимические особенности и вопросы рудоносности 56

Савельев Д.Е., Сначев В.И., Князев Ю.Г.

Офиолитовая ассоциация Присакмарской зоны (Южный Урал) 67

Рафиков Я.М., Юсупов Р.Г.

Продуктивность и рудоносность раннекаменноугольных пород габбро-перидотит-анортзитового комплекса (Чаткало-Кураминская активная континентальная окраина). 78

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Куприянова И.И., Кувшинова Л.А., Кувшинова К.А., Клименцова Н.И.

Геоэкологическое значение геологических коллекций каменного материала и информационная технология их описания 87

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА МИРОВОГО ОКЕАНА

Васильев Б.И., Советникова Л.Н.

Древние и континентальные породы в Атлантическом океане 96

НОВЫЕ ИЗДАНИЯ

Кременецкий А.А.

Адские жаровни 105

90-летие Анатолия Антоновича Шаркова 106

Памяти Феликса Петровича Митрофанова 108

Список статей, опубликованных в журнале «Отечественная геология» в 2014 г. 110

Редакция: *Т.М.Панеско, К.С.Щербакова*
Компьютерная верстка *Н.П.Кудрявцева*

Журнал включен в Реферативный журнал и Базы данных ВИНТИ

Подписано в печать 10.12.2014. Формат 60 88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная.

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

Типография ФГУП ЦНИГРИ

Положение андезитоидных вулканоплутонических поясов в латеральных геоструктурных рядах

И.Ф.МИГАЧЁВ (ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ); 117545, г.Москва, Варшавское шоссе, д.129, корп.1)

Рассматривается палеотектоническая позиция андезитоидных вулканоплутонических поясов (ВПП) в закономерных построенных пространственно-временных геоструктурных рядах, образующихся в рамках единых тектономагматических циклов. Пояса находятся в двух позициях: окраинноконтинентальной и внутриостроводужной. Устанавливаются два варианта развития поясов — син- и постостроводужный.

Ключевые слова: вулканоплутонические пояса, островные дуги, геоструктурные ряды, подвижные пояса.

Мигачёв Игорь Фёдорович, migachev@tsnigri.ru

Position of andesitic volcanoplutonic belts within lateral geostructural series

I.F.MIGACHEV

A paleotectonic position of andesitoid volcanoplutonic belts in regularly structured spatial-temporal geostructural series that evolve during the course of tectono-magmatic cycles is discussed. The belts may occur in two positions, (a) in continental margins and (b) in island arcs. Two versions of the belts' evolution are possible: (i) simultaneous with the arc's development and (ii) following it.

Key words: volcanoplutonic belt, island arc, geostructural series, mobile belt.

Автором термина «вулканоплутонические пояса» по праву может считаться Е.К.Устиев, в работах по Северо-Востоку России которого было показано, что в определенных, преимущественно континентальных, геотектонических обстановках вулканогенные и плутонические геологические формации образуют устойчивые пространственно-временные сообщества — вулканоплутонические ассоциации (ВПА), которые отвечают орогенно-активизационному режиму.

В силу специфики позиции и развития вулканоплутонических поясов их геотектоническое (палеотектоническое) положение продолжает оставаться предметом достаточно острых дискуссий. В классических геосинклинальных интерпретациях ВПП относились и к орогенной, и к активизационной стадиям, что обосновывалось отсутствием очевидной преемственности в режимах становления между поясами и комплексами их оснований. Это обстоятельство определило и отнесение вулканоплутонических поясов к областям тектономагматической активизации — отраженной и автономной. Крайним выражением последнего подхода явилось выделение ВПП в структуры типа «дива».

С развитием представлений о существовании латеральных рядов геоструктур с различным режимом развития и актуалистических геотектонических (геодинамических) построений вулканоплутонические пояса стали рассматриваться в качестве окраин-

но-континентальных геоструктур, возникающих в надсубдукционных зонах на основании различного возраста и состава. При этом рядом исследователей было показано, что вулканоплутонические пояса находятся в пространственно-генетических связях с другими окраинно-континентальными геоструктурами (в первую очередь с островодужными) и мигрируют во времени как от континента к океану, так и в обратном направлении.

К сожалению, в последние годы ранее оформившиеся представления о позиции и природе вулканоплутонических поясов стали «размываться» вследствие недостаточно строгих терминологических и методических подходов. В ряде публикаций вместо понятия вулканоплутонические используются термины вулканические и вулканогенные пояса, что влечет за собой избыточно расширительные интерпретации. В некоторых работах в качестве вулканоплутонических поясов рассматриваются зоны развития островодужных толентовых, платформенных трапповых и некоторых других вулканоплутонических ассоциаций, что лишает соответствующие геотектонические и металлогенические построения необходимой строгости и приводит к избыточным противоречиям.

С другой стороны, сами вулканоплутонические пояса нередко обозначаются достаточно противоречивыми терминами — активная окраина, магматическая дуга, вулканическая дуга, что также не способ-

ствует однозначности восприятия соответствующих описаний.

Очевидные различия в позициях Южно- и Северо-Американских ВПП привели многих исследователей к выводу о существовании андийского (собственно окраинно-континентального) и невадийского (фактически внутриконтинентального) стиля формирования поясов. Внутриконтинентальную позицию занимает и ряд палеозойских вулканоплутонических поясов на территории Казахстана и России.

Существенный вклад в развитие базовых представлений о природе и металлогении вулканоплутонических поясов внесен работами М.К.Бахтеева, В.Ф.Белого, М.М.Василевского, Г.М.Власова, А.И.Кривцова, И.Г.Павловой, В.С.Попова, Г.А.Твалчредидзе, А.А.Мосаковского, А.Д.Щеглова и других отечественных и зарубежных исследователей.

Исходя из реально наблюдаемых соотношений геоструктур с различными режимами развития и используя принцип актуализма, упомянутые и другие исследователи показали, что вулканоплутонические пояса занимают окраинно-континентальное (периокеаническое) положение и сопряжены в своем развитии с островными дугами, от которых их отделяют тыловые (задуговые) прогибы с осадочным или вулканогенно-осадочным заполнением. В свою очередь, подобные прогибы могут располагаться и в тылу вулканоплутонических поясов, отделяя их от областей с собственно платформенным (кратонным) режимом развития.

Г.М.Власов [2] и его соавторы рассматривали такие пояса, как геоструктуры, развивающиеся сопряжено и синхронно с прилегающими периокеаническими геосинклиналями и связанные с ними генетически общими тектономагматическими процессами, которые получают различное выражение в окраинно-континентальной, переходной и океанической обстановках. Следствием этого является синхронность становления геосинклинальных формаций в океанических и переходных геоструктурах и вулканоплутонических ассоциаций в краевых частях континента.

В.Ф.Белый [1], развивающий сходные с изложенными представления, приводил убедительную аргументацию в пользу принадлежности вулканоплутонических поясов к перигеосинклинальным образованиям, формирующимся на окраине континента в период достижения сопряженными периокеаническими геосинклиналями зрелых стадий развития. В.Ф.Белый также показал, что началу развития вулканоплутонических поясов может предшествовать становление на континенте «андезитовых» геосинклинальных прогибов.

Современное понимание природы окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов позволяет рассматривать режим их становления как процесс активизации ранее образованных геоструктур, независимо от масштабов временных разрывов меж-

ду структурно-формационными комплексами поясов и их субстрата. При высокой степени гетерогенности последнего, определяемой разновременностью его формирования, различиями в режиме развития и состава, окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса представляют собой единые по происхождению и геотектонической позиции геоструктуры, достаточно широко распространенные на фанерозойском отрезке истории Земли.

В данной работе под андезитоидными вулканоплутоническими поясами понимаются области распространения вулканоплутонических ассоциаций преимущественно андезито-диоритового — гранодиоритового профиля, сформированные на основании различного возраста и состава и обладающие преимущественно линейной формой [3]. Такие пояса, занимая периокеаническую позицию, сопряжены в своем развитии с островодужными геоструктурами; они входят в латеральные ряды переходных зон континент—океан и формируются в орогенно-активизационном режиме на консолидированной коре. Позиция внутриконтинентальных поясов и причины их возникновения продолжают дискутироваться, хотя по режиму развития они практически не отличаются от окраинно-континентальных.

Таким образом, обоснована сопряженность различных геоструктур в виде пространственно-временных латеральных рядов в рамках отдельных тектономагматических циклов (ТМЦ). В полициклических подвижных или тектонических поясах (ПП) геоструктурные ряды поздних тектономагматических циклов обнаруживают латеральное смещение относительно более ранних, что приводит к пространственному совмещению разнотипных и разновременных геоструктур.

С целью конкретизации палеотектонической позиции андезитоидных вулканоплутонических поясов (АВПП) было рассмотрено строение подвижных поясов, областей и систем окраинно-, меж- и внутриконтинентального типов. Фактографической основой послужили составленные автором формационные ряды, структурно-тектонические и структурно-формационные карты и схемы масштаба 1:5 000 000 (Северная и Южная Америки, Тетис-Евразийский пояс), 1:1 000 000 (Юг Урала, Джунгария, Южный Тянь-Шань). Кроме того, были привлечены материалы по вулканоплутоническим поясам Забайкалья и Приамурья, Алтае-Саянской области, Киргизии, севера и юга Монгольской Народной Республики, Панагорского района Народной Республики Болгария.

В качестве примеров фактографической основы подобных построений приведены схемы позиций разновозрастных вулканоплутонических поясов в строении Андийского ПП и соответствующих формационных рядов (рисунки 1, 2).

На результирующей схеме (рис. 3) показаны палеотектонические позиции вулканоплутонических поя-



Рис. 1. Упрощенная структурно-тектоническая схема Андийского подвижного пояса:

сегменты: А — Колумбийско-Эквадорский, Б — Боливийско-Перуанский, В — Чилийско-Аргентинский; 1 — платобазальты, КЗ; 2 — молассовые образования передовых, краевых и внутренних прогибов, МЗ—КЗ; 3—14 — образования ВПП: 3—9 — плутогенные, преимущественно габро-диорит-тоналит-монцит-гранитного состава: 3 — неогеновые, 4 — палеогеновые и палеоген-неогеновые, 5 — мел-палеогеновые, 6 — мел (мел-палеогеновые), 7 — юрские и юрско-меловые, 8 — юрские, 9 — позднелпалеозойские, 10—14 — вулканогенные, преимущественно базальт-андезит-липаритового состава; 10 — четвертичные и неоген-четвертичные, 11 — неогеновые (а) и палеоген-неогеновые (б), 12 — позднемеловые-палеогеновые, 13 — триасово-юрские, 14 — позднелпалеозойские; а — вулканогенная моласса, б — вулканы; 15—20 — образования островодужных структур: 15—17 — с преобладанием магматитов основного и среднего составов над терригенными образованиями: 15 — позднемеловые и позднемеловые-палеогеновые, 16 — мезозойские, 17 — позднелпалеозойские, 18—20 — с преобладанием терригенных образований над магматитами: 18 — позднемеловые-палеогеновые, 19 — мезозойские, 20 — позднелпалеозойские; 21—23 — образования миогеосинклиналей: 21 — позднемеловые-палеогеновые, 22 — триасово-юрские (меловые), 23 — верхнелпалеозойские; 24 — сининверсионные гранитоиды различного возраста; 25 — образования комплекса основания, РР; 26 — границы геологических образований; 27 — месторождения медно-порфирового семейства

сов в латеральных геоструктурных рядах различных ПП.

В полициклических окраинноконтинентальных подвижных поясах АВПП, обладая резко выраженной линейной формой, формируются на краю континента и в зоне его шельфа (см. рис. 3, позиции 1—12). Чаше

они непосредственно примыкают к островным дугам (см. рис. 3, позиции 2, 3, 5, 8—11), реже отделяются от них миогеосинклинальными прогибами окраинных морей (см. рис. 3, позиции 4, 6, 12). Типовой латеральный геоструктурный ряд выглядит следующим образом: океан—желоб—энсиматическая

А

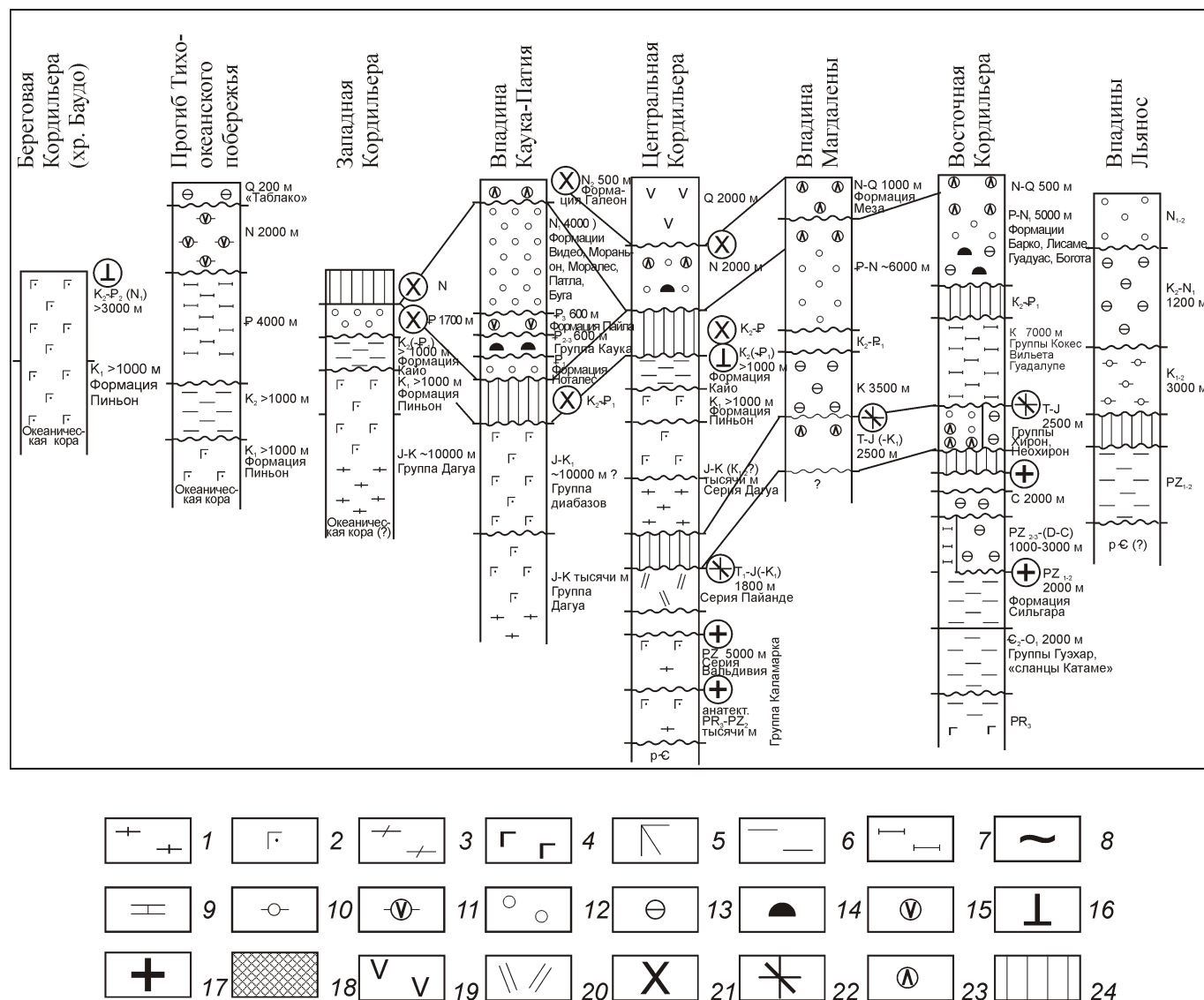


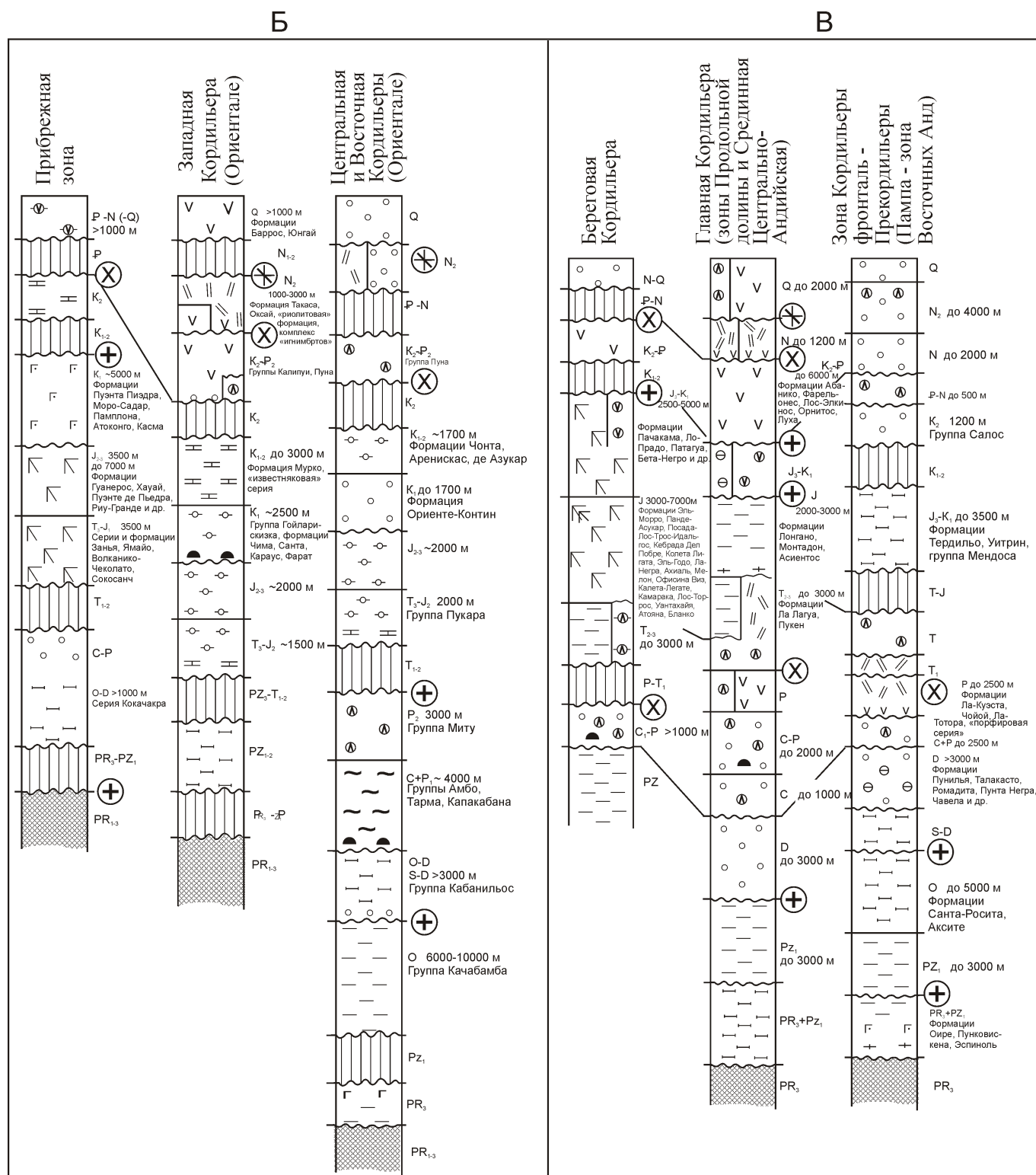
Рис. 2. Генерализованные формационные ряды сегментов Андийского подвижного пояса:

А — Колумбийско-Эквадорский; Б — Боливийско-Перуанский; В — Чилийско-Аргентинский; формационные комплексы и формации: 1—17 — островодужные и миогеосинклинальные: 1 — аспидная, сланцевая, сланцево-граувакковая, 2 — кремнисто-сланцево-базальтовая, 3 — кремнисто-яшмовая, 4 — базальтовая, спилит-базальтовая, 5 — базальт-андезитовая, 6 — флишевая, 7 — флишеидная, 8 — карбонатно-терригенная, 9 — карбонатная лагунно-морская, 10—11 — нижне-верхнемолассовые: 10 — терригенная и 11 — терригенно-вулканогенная, 12—15 — верхнемолассовые: 12 — терригенная, 13 — терригенно-карбонатная лагунно-морская, 14 — вулканогенно-терригенная и 15 — угленосная, 16 — габбровая, гипербазитовая, габбро-пироксенит-дунитовая, габбро-диорит-плагиогранитная, 17 — сининверсионные и синорогенные плутоногенные; 18 — образования дофанерозойского комплекса основания; 19—23 — формации и комплексы ВПП: 19 — базальт-андезитовая, андезитовая, андезит-дацит-липаритовая, 20 — дацит-липаритовая, липаритовая, 21 — диорит-гранодиоритовая, диорит-монзонитовая, 22 — гранит-лейкогранитовая, 23 — вулканогенно-терригенные андезит-дацит-липаритовые; 24 — перерывы в осадконакоплении

островная дуга с барьерной зоной — (миogeосинклиналь окраинного моря) — АВПП в краевой части континента — краевой прогиб. Некоторые пояса (рис. 3, позиции 1 и 7) развиваются на микроконтинентах, находящихся внутри островодужных пространств. Для таких обстановок характерен следующий ряд

геоструктурных элементов: океан — желоб — энсиматическая островная дуга — микроконтинент с АВПП — миogeосинклиналь окраинных морей — палеоконтинент.

Формирование геоструктурных рядов начинается с образования островных дуг, которые представляют



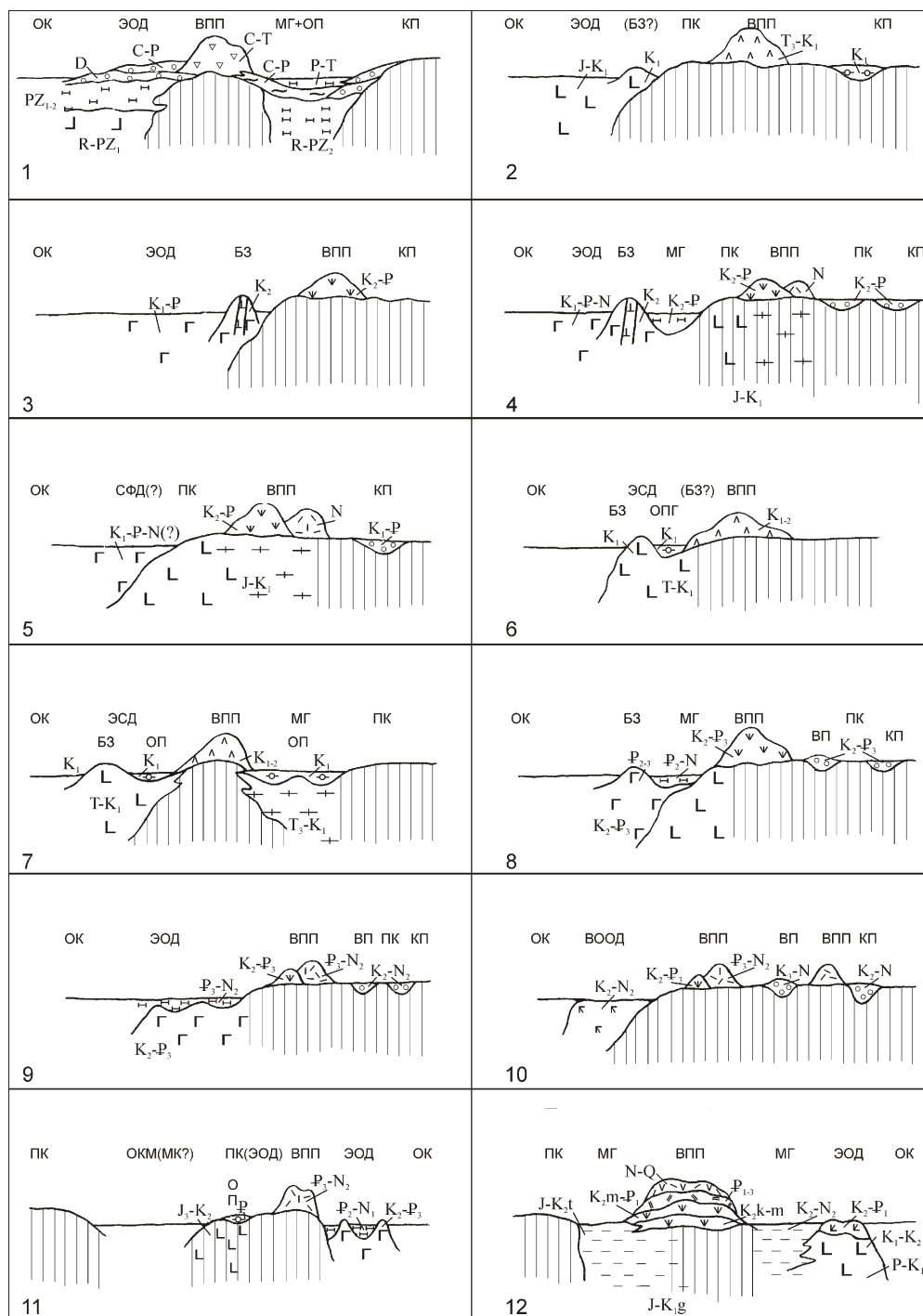
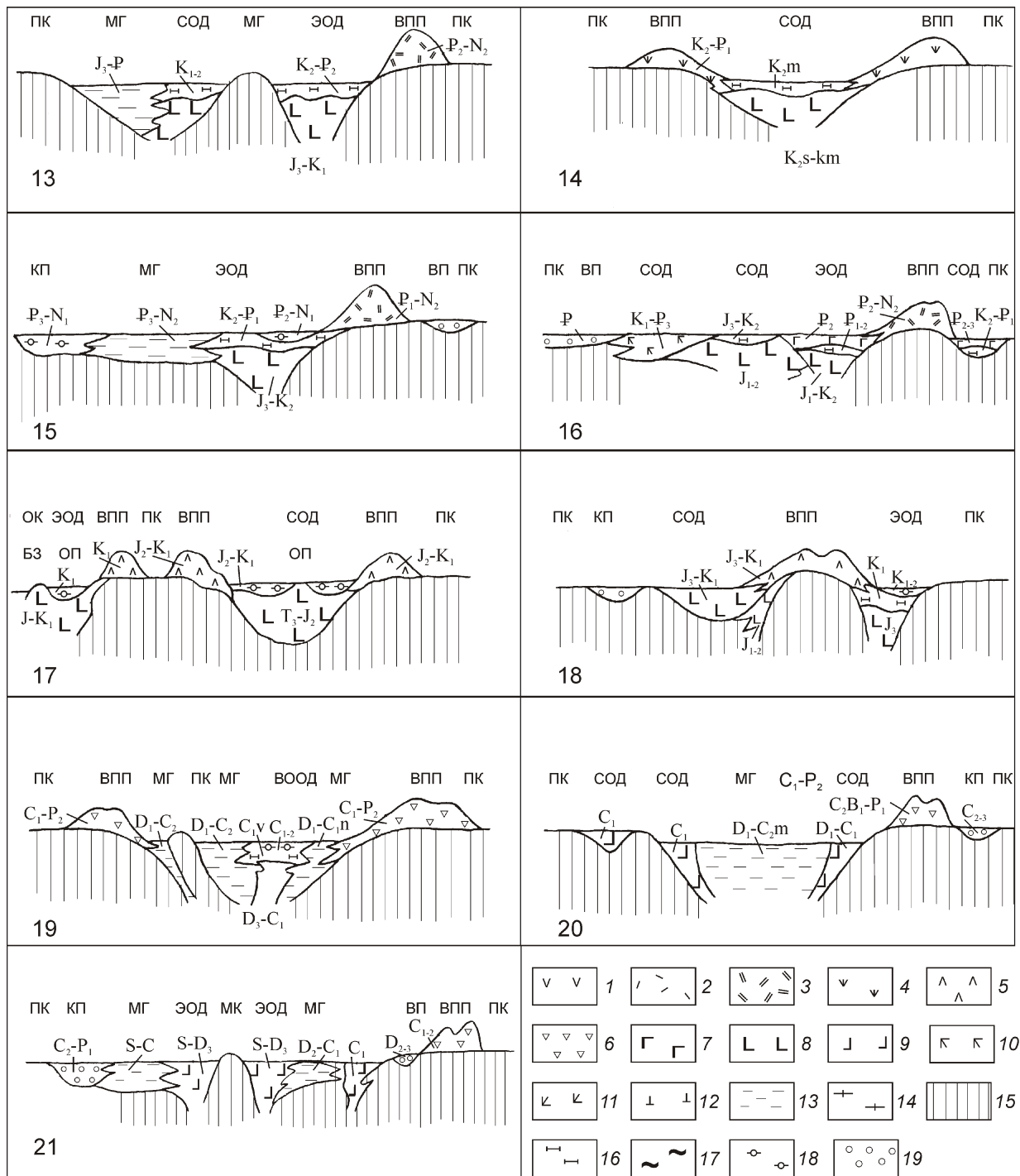


Рис. 3. Позиции андезитовидных вулканоплутонических поясов в латеральных геоструктурных рядах подвижных

подвижные пояса (ПП) и области (ПО), вулканоплутонические пояса: 1—12 — окраинноконтинентальные ПП: 1—5 — позднемеловой-палеогеновый и неогеновый (Колумбийско-Экваторский сегмент), 5 — позднемеловой-палеогеновый и позднемеловой: 6 — Аляскинский и 7 — Мексиканский сегменты, 8 — раннемеловой-палеогеновый, 9—10 — палеокайдская ПО: 12 — Сихотэ-Алинский ВПП; 13—16 — межконтинентальный ПП Тетис, ВПП: 13 — Сербо-Македон ПП и ПО: Кордильерский ПП: 17 — мезозойский ВПП (Уайтхорст-Нечако); Алазейско-Олойская ПО: 18 — Курьинский ВПП; Уральский ПП: 21 — Валерьяновский ВПП; вулканоплутонические пояса: 1 — неоген-четвертичные, 2 — немеловые, 6 — верхнепалеозойские (каменноугольно-пермские); 7—9 — энсиматические и энсиалические островоэнсиалические островодужные структуры: 10 — позднемеловые-палеогеновые (-неогеновые), 11 — триасово-юрско-различного возраста; 14 — мезозойско-кайнозойские миогеосинклинали окраинноконтинентальных ПП; 15 — консолидоидные, 17 — нижнемолассовые, 18 — ниже-верхнемолассовые, 19 — верхнемолассовые; ЭОД — энсиматическая вулканогенно-осадочная энсиалическая островодужная структура, МГ — миогеосинклиналь, ОП — остаточные прогибы, ВП — внутренние прогибы, ВПП — вулканоплутонические пояса, ОК — океан, ОКМ — окраинные моря



поясов (упрощенная схема):

Андийский ПП, ВПП: 1 — палеозойский, 2 — юрско-раннемеловой, 3 — поздне меловой-палеогеновый (Панама), 4 — неогеновый (Боливийско-Перуанский и Чилийско-Аргентинский сегменты), 6—10 — Кордильерский ПП, ВПП: 6—7 — ген-неогеновый; Олюторско-Камчатская ПО: 11 — Центрально-Камчатский ВПП; Сихотэ-Алиньская—Сахалино-Хокский, 14 — Среднегорская зона, 15 — Центрально-Иранский и 16 — Закавказский; 17—21 — внутриконтинентальные ВПП; Джунгаро-Балхашская ПО: 19 — Балхашско-Илийский ВПП; Южно-Тяньшанская ПО: 20 — Бельтау-Курамин-неогеновые, 3 — палеоген-неогеновые, 4 — поздне меловые-палеогеновые, 5 — триасово-юрские, юрские и юрско-ран-дужные структуры: 7 — мел-палеогеновые, 8 — юрско-меловые, 9 — палеозойские; 10—11 — вулканогенно-осадочные меловые; 12 — интрузивные зоны барьерных зон энсиматических островодужных структур; 13 — миогеосинклинали дированные блоки с континентальной корой; 16—19 — формации и формационные комплексы: 16 — флишевые и фли-островодужная структура, БЗ — барьерные островных дуг, СОД — энсиалическая островодужная структура, ВООД — бы островодужных структур, ПК — палеоконтиненты, МК — микроконтиненты (срединные массивы), КП — краевые

собой наиболее длительно развивающиеся (70—170 млн.лет) их элементы. Как правило андезитоидные вулканоплутонические пояса обладают меньшей длительностью существования (35—75 млн.лет) и начинают формироваться через 35—70 млн.лет после заложения островных дуг или одновременно с накоплением в последних пород базальтовой, спилит-диабазовой, вулканогенно-кремнисто-сланцевой формаций (рис. 3, позиции 2—5, 8, 10), или позже во время отложения флишoidных комплексов (рис. 3, позиции 9, 11, 12). Реже АВПП начинают развиваться после замыкания островных дуг, когда в их пределах существуют остаточные прогибы, выполненные ниже-верхне-молассовыми отложениями (рис. 3, позиции 1, 6, 7).

Миогеосинклинали и краевые прогибы обычно обладают более длительным периодом развития, чем андезитоидные вулканоплутонические пояса, но более кратким по отношению к островным дугам. Вместе с тем, образование миогеосинклиналей начинается как правило позже островных дуг (на 20—25, до 90 млн.лет), но раньше поясов (на 10—25 млн.лет), а краевые прогибы субсинхронны или островным дугам, или АВПП.

В то же время существует временное латеральное перемещение геоструктурных рядов позднепалеозойского (герцинского), мезозойского (киммерийского или невадийского), мезозойско-кайнозойского (ламарийского) и кайнозойского тектономагматического цикла в сторону океана, что приводит к накатыванию андезитоидных поясов на островные дуги и миогеосинклинали предшествующих циклов (рис. 3, позиции 4, 8, 11, 12). Миграция АВПП и островодужных структур происходит центробежно: АВПП — в сторону краевых прогибов континента, островных дуг — в направлении океана. При этом латеральное скольжение вулканоплутонических поясов различных тектономагматических циклов относительно друг друга незначительно (не более 50—100 км) при их частичном совпадении, итогом чего является возникновение непрерывно-прерывисто развивающихся мегапоясов.

Наиболее крупные Сербо-Македонский и Центрально-Иранский линейные андезитоидные пояса межконтинентального Тетис-Евразийского подвижного пояса формируются на краю палеоконтинентов на «плечах» островных дуг и входят в следующий геоструктурный ряд: палеоконтинент—передовой прогиб—миогеосинклиналь—(микроконтинент)—энсиматическая островная дуга—ВПП на краю палеоконтинента—тыловой прогиб (рис. 3, позиции 13, 15). Палеотектоническая позиция сравнительно небольших позднемеловых-палеогеновых, палеогеновых и неогеновых вулканоплутонических поясов Карпато-Балканской области — Среднегорского (рис. 3, позиция 14) Тимекского, Банатского, Апусени-Металлифери, Внутренне-Карпатского —

определяется их симметричными или асимметричным положением в структурах рамы протяженных энсиматических островных дуг с «накатом» на консолидированные блоки последних.

Во всех перечисленных случаях время существования островных дуг охватывает периоды от 20 до 120 млн.лет, а андезитоидные вулканоплутонические пояса формируются в течение 15—60 млн.лет. При этом образование поясов начинается через 25—110 млн.лет после заложения островных дуг, когда в пределах последних завершается накопление флиша или уже существуют остаточные ниже-верхнемолассовые бассейны. Тыловые и передовые прогибы обычно синхронны поясам, а миогеосинклинали — островным дугам или АВПП. Островные дуги и часть миогеосинклиналей завершают свое развитие на 15—60 млн.лет раньше андезитоидных поясов, тыловых и передовых прогибов.

В отличие от большинства вулканоплутонических поясов Тетиса Закавказский пояс развивается на микроконтиненте, окруженном островодужными структурами (рис. 3, позиция 16). Формирование пояса происходило одновременно с накоплением флишевых толщ в Аджаро-Триалетской и вулканитов в Ереван-Ордубадской зонах, в момент инверсии Севано-Акеринской островной дуги. Развитие пояса продолжалось после замыкания всех островных дуг.

Внутриконтинентальные подвижные пояса по латерали ограничены краевыми частями палеоконтинентов, на которых (включая континентальный склон) в качестве пограничных геоструктур формируются вулканоплутонические пояса или краевые прогибы (рис. 3, позиции 17—21). В зависимости от конфигурации ПП (линейные или мозаичные по Г.М.Власову) вулканоплутонические пояса обладают или прямолинейной (рис. 3, позиции 20, 21), или подковообразной формой (рис. 3, позиции 17, 19). В последнем случае они как бы окаймляют островодужное пространство и в поперечном разрезе ПП выглядят как симметрично расположенные ВПП.

Вулканоплутонические пояса расположены или в тылу островных дуг (рис. 3, позиции 20, 21) или отделены от них миогеосинклинальными прогибами (рис. 3, позиция 19). Латеральные геоструктурные ряды достаточно просты, но разнообразны:

1. ВПП на палеоконтиненте—миогеосинклиналь—островная дуга—миогеосинклиналь—ВПП на палеоконтиненте—тыловой прогиб (рис. 3, позиция 19).

2. Палеоконтинент—островная дуга—миогеосинклиналь—островная дуга—палеоконтинент с ВПП—тыловой прогиб (рис. 3, позиция 20).

3. Передовой прогиб—миогеосинклиналь—срединный массив (островная дуга предшествующего ТМЦ)—миогеосинклиналь—островная дуга—внутренний прогиб на палеоконтиненте—ВПП—палеоконтинент (рис. 3, позиция 21).

4. ВПП на палеоконтиненте—островная дуга—ВПП на палеоконтиненте (рис. 3, позиция 17).

Длительность существования островных дуг (35—150 млн.лет) и миогеосинклиналей (100—110 млн.лет) заметно превышает (на 15—20 млн.лет) время формирования АВПП того же цикла, которым в первом приближении субсинхронны передовые и краевые прогибы. Во всех случаях образование вулканоплутонических поясов «запаздывает» по отношению к островным дугам на 20—90 млн.лет и происходит после их инверсии во время существования в их пределах остаточных прогибов.

К поясам, развивавшимся на микроконтиненте, относится выделенный автором совместно с Р.Н.Мараевой Курьинский вулканоплутонический пояс, принадлежащий Алазейско-Олойской подвижной области (рис. 3, позиция 18). Он входит в следующий геоструктурный ряд: палеоконтинент (Анюйский массив)—островная дуга (Южно-Анюйская)—ВПП на микроконтиненте (Омолоно-Анюйский)—островные дуги с базальтоидным (Ненканская) и андезит-дацит-липаритовым (Тантынская) магматизмом—краевой прогиб (Олойчанский)—палеоконтинент (Омолонский массив). Пояс развивался синхронно с краевым прогибом и островными дугами, одновременно с накоплением флишеидных и нижнемолассовых формаций в пределах энсиматической островной дуги.

Таким образом в геоструктурных рядах отдельных тектономагматических циклов ВПП находятся или в окраинноконтинентальной (на флангах подвижных поясов) или островодужной (на микроконтинентах) обстановках.

По временным соотношениям с формационными комплексами (стадиями формирования) островных дуг устанавливается два варианта развития вулканоплутонических поясов. Постостроводужному варианту развиваются все ВПП окраинно-континентальных и внутреннеконтинентальных подвижных поясов. Постостроводужный вариант характерен для большинства окраинно-континентальных вулкано-

плутонических поясов меж- и внутриконтинентальных ПП и внутри островодужных вулканоплутонических поясов окраинно-континентальных ПП. В обоих вариантах андезитоидные пояса завершают тектономагматические циклы.

Весьма важно то обстоятельство, что установленные латеральные ряды геоструктур, каждая из которых обладает специфическим набором рудных месторождений, одновременно представляют собой металлогенические ряды. Так в островных дугах проявлена классическая доорогенная металлогения с господством колчеданных руд; в миогеосинклиналях возможно развитие стратиформных полиметаллических, железо- и золоторудных месторождений, а в передовых и краевых прогибах стратиформного оруденения свинца, цинка и меди.

Таким образом, подвижные пояса различного типа состоят из закономерно построенных геоструктурно-металлогенических рядов, сформированных в рамках отдельных тектономагматических циклов. В тоже время центробежное или центростремительное латеральное перемещение во времени таких рядов, принадлежащих различным тектономагматическим циклам, приводит к наложению или совмещению в пространстве оруденения разнотипных геоструктур. Это определяет существование геоструктурно-металлогенической зональности подвижных поясов, а также позволяет достаточно надежно устанавливать и оконтуривать металлогенические пояса и провинции, адекватные тем или иным геоструктурным элементам, в том числе и вулканоплутоническим поясам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Белый В.Ф.* Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. —М.: Наука, 1978.
2. *Власов Г.М., Борисов О.Г.* и др. Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации. —М.: Наука, 1978.
3. *Кривцов А.И., Мигачёв И.Ф.* Металлогения андезитоидных вулканоплутонических поясов. —М.: ЦНИГРИ, 1997.

Мезозойско-кайнозойские вулканоплутонические пояса — новая перспективная медно-порфировая провинция Юго-Западной Чукотки

И.Ф.МИГАЧЁВ, О.В.МИНИНА, В.С.ЗВЕЗДОВ (ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ); 117545, г.Москва, Варшавское шоссе, д.129, корп.1)

Рассматриваются разновозрастные вулканоплутонические пояса Чукотской части Северо-Западной Тихоокеанской окраины, сформированные последовательно в интервале поздняя юра—мел—палеоцен—миоцен. Выделено несколько плутоногенных формаций, потенциально рудоносных в отношении медно-порфировых месторождений. Присутствие медно-порфировых проявлений позволяет выделять в регионе новую перспективную медно-порфировую провинцию, в пределах которой выявление промышленных месторождений наиболее вероятно в связи с габбро-диорит-гранодиоритовой монзонитоидной формацией Охотско-Чукотского пояса.

Ключевые слова: вулканоплутонические пояса, рудоносные плутоногенные формации, строение фундамента, перспективы на медно-порфировые месторождения.

Мигачёв Игорь Фёдорович, migachev@tsnigri.ru
Минина Ольга Васильевна, minina@tsnigri.ru
Звездов Вадим Станиславович, zvezdov@tsnigri.ru

Meso-Cenozoic volcanoplutonic belts: a new promising Cu-porphyry province in SW Chukotka

I.F.MIGACHEV, O.V.MININA, V.S.ZVEZDOV

Several volcanoplutonic belts of the Chukotka segment of the NW Pacific margin formed sequentially during late jurassic—cretaceous—paleocene—miocene are considered. Several type plutogenic formative environments potentially favorable for Cu-porphyries are specified. Due to the presence of Cu-porphyry occurrences, a possibility opens for discovery of a new promising Cu-porphyry province in the region, most probably associated with the gabbro-diorite-granodiorite-monzonite series of the Okhotsk-Chukchi belt.

Key words: volcanoplutonic belt, productive plutogenic formative environment, basement architecture, prospectiveness for Cu-porphyries.

Одним из важнейших элементов металлогении базальтоидных и андезитоидных вулканоплутонических поясов (ВПП) являются медно-, медно-молибден- и молибден-порфировые месторождения, что позволяет рассматривать такие пояса в качестве соответствующих металлогенических провинций. При этом установлены тесные пространственно-временные связи месторождений медно-порфирового семейства с плутоногенными составляющими андезит-диорит-гранодиоритовых вулканоплутонических ассоциаций ранних этапов формирования поясов [10, 11, 12, 21].

Яркими примерами андезитоидных вулканоплутонических поясов являются колоссальные по протяженности системы мезозойско-кайнозойских андезитоидных поясов восточной Тихоокеанской окраины — Кордильерская и Андийская на западном побережье Северного и Южного Американских континентов [11, 20]. Здесь сосредоточены десятки крупных месторождений медно-порфирового семейства, в том числе такие гиганты как Эль Теньенте (94,4 млн.т меди), Чукикамата (66,4 млн.т) и Рио Бланко-

Лос Бронсес (56,7 млн.т). В структуре Центрально-Андийской континентальной окраины выделяются системы разновозрастных вулканоплутонических поясов, с которыми ассоциирует несколько возрастных групп медно-порфировых и жильных меднорудных месторождений: юрские, сеноманские, палеоценовые, олигоцен-миоценовые, миоценовые, плиоценовые [11].

Глобальная Восточно-Азиатская система ВПП протягивается от Чукотки на севере до Индокитая на юге и в целом субпараллельна кайнозойским островодужным геоструктурам Курил, Японии и Филиппин. Эти две системы геоструктур разделены цепью окраинных морей: Охотского, Японского, Желтого, Восточно- и Южно-Китайского. В мезозойско-кайнозойских (яньшанская эпоха) андезитоидных вулканоплутонических поясах восточной части Китая основные запасы меди связываются с медно-порфировыми и скарновыми месторождениями, нередко совмещенными в пространстве. К числу крупных медно-порфировых месторождений с запасами металла 1 млн.т относятся Тончань и Фуцзяу группы Де-

син, Тонькуанью, Дуобаошань, Гора Вунугету и др. При этом вулканоплутонические пояса группы Хинган-Янляо и пояс Ляолинь группы Береговых поясов представляют собой юго-западное продолжение ВПП России.

Многочисленные месторождения, сформированные в ходе становления тесно сближенных в пространстве андезитоидных и базальтоидных кайнозойских вулканоплутонических поясов, известны и вновь открыты в последние годы в Филиппинско-Новогвинейской провинции. Среди них — крупные и гигантские золотомедно-порфировые месторождения с миллионами тонн запасов меди и сотнями тонн золота (Грасберг, Голпу, Вайсой и др.).

Территория Юго-Западной Чукотки в пределах северной части Восточно-Азиатской системы вулканоплутонических поясов включает пространственно сопряженные разновозрастные пояса: позднеюрско-неокомовый Удско-Мурга́льский, ранне-позднемиоценовый Охотско-Чукотский и палеоцен-миоценовый Оклано-Пенжинский (рис. 1). Все три пояса протягиваются параллельно друг другу, образуя единую дугообразную систему северо-восточной ориентировки в области сочленения Азиатского континента с позднемезозойскими окраинно-морскими и островодужными геоструктурами Корьякско-Западнокамчатского региона [13]. В поперечном латеральном ряду позднемезозойских и кайнозойских геоструктур Охотско-Чукотский вулканоплутонический пояс по сравнению с предшествующим Удско-Мурга́льским при некотором перекрытии смещен вглубь континента, а самый молодой Оклано-Пенжинский — в противоположном направлении.

Палеотектоническая позиция и геологическое строение ВПП северо-западной Тихоокеанской окраины наиболее полно охарактеризованы в работах [2, 3, 6, 13, 17, 19 и др.]. Как и в уже упомянутых ведущих медно-порфировых провинциях Мира, разновозрастные вулканоплутонические пояса юго-западной Чукотки тесно сопряжены в пространстве и времени. Вместе с тем, они содержат лишь небольшие слабо-изученные медно-порфировые проявления, подробно рассмотренные в статье А.В.Андреева с соавторами в журнале «Отечественная геология» (2014. №6). Сопоставление особенностей строения поясов юго-западной Чукотки позволяет более обоснованно оценить их перспективы на обнаружение промышленно значимых объектов медно-порфирового типа. Статья основана на данных проведенных ранее геологических съемок масштаба 1:1 000 000 [4, 5], 1:200 000 и 1:50 000, а также результатах поисковых работ, реализованных в рамках Госконтрактов 2009—2012 гг. на Моренной, Убиенкинской и Ольховской потенциально перспективных площадях.

Неокомовый Удско-Мурга́льский ВПП сформирован на завершающем этапе становления одноименного позднепалеозойско-мезозойского прогиба («ан-

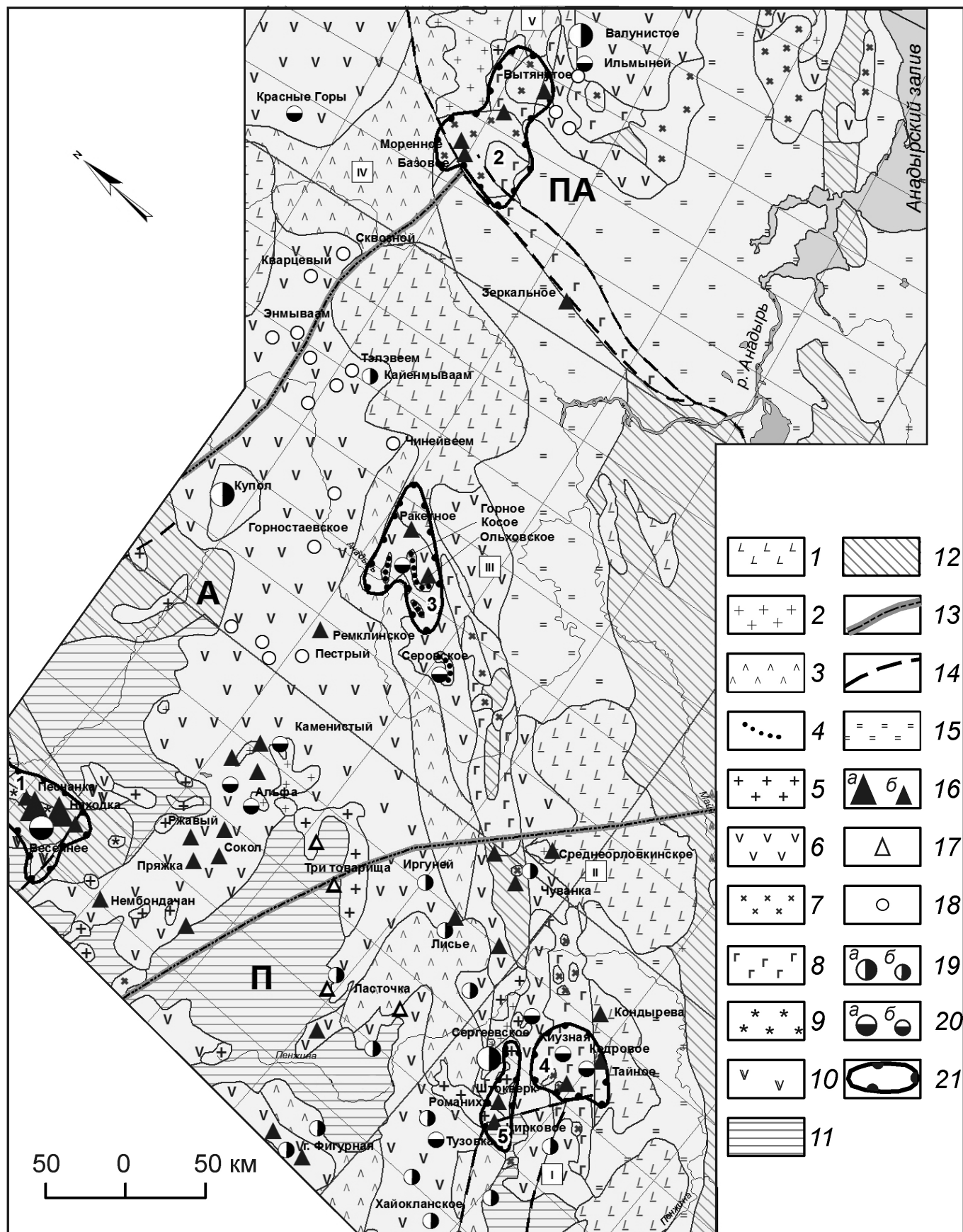
дезитовой геосинклинали» или «эвлиминарной системы», по В.Ф.Белому [3]), выполненного вулканогенными и терригенно-вулканогенными формациями островодужного типа и рассматривающегося большинством исследователей в качестве Удско-Мурга́льской палеоостровной дуги. Незначительная ширина (не более 100 км) этой геоструктуры при протяженности 2500 км, по-видимому, обусловлена рифтогенной природой, подтверждающейся расположением основной ее части между Азиатским континентом и Охотоморской плитой. На территории юго-западной Чукотки этот пояс представлен своими крайними северо-восточными звеньями — Мурга́льским и Пекульнейско-Золотогорским, которые, в отличие от основной части пояса, занимают окраинно-континентальное положение. Оба звена расположены в пределах горст-антиклинальных поднятий, ограниченных глубинными разломами. Вулканоплутоническая ассоциация (ВПА) поздней юры—неокома, составляющая основу Удско-Мурга́льского пояса, включает субаэральную андезибазальт-андезитовую и габбро-диорит-тоналит (гранодиорит)-плагиогранитную формации. Породы принадлежат известково-щелочной серии с низкой щелочностью натриевого профиля и высокой глиноземистостью.

Основным элементом строения *Мурга́льского звена* пояса является одноименный горст-антиклинарий, протягивающийся в северо-восточном направлении на расстоянии около 500 км. Его юго-восточной границей служат Орловско-Каменский и Ничеквеевский глубинные разломы, ограничивающие Пенжинский прогиб во фронтальной зоне Удско-Мурга́льского и Охотско-Чукотского поясов; северо-западная граница следует вдоль зоны Анадырского глубинного разлома и перекрыта образованиями Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса. Основанием пояса служат вулканогенно-терригенные и флишеидные толщи поздней юры—берриаса—валанжина (рис. 2, I—III). Андезибазальт-андезитовая формация выделяется здесь в объеме вулканогенно-терригенной усовской свиты готерива и ее аналогов, а комагматичной габбро-диорит-тоналит(гранодиорит)-плагиогранитной формации, потенциально продуктивной на медно-порфировые руды, отвечает мурга́льский интрузивный комплекс.

В юго-западной половине Мурга́льского поднятия плутониты мурга́льского комплекса вместе с интрузивными породами Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса образуют крупные полихронные и полиформационные массивы, с которыми ассоциируют небольшие медно-порфировые проявления. На северо-восточном фланге поднятия породы этого комплекса слагают Ворожейкинский массив и ряд мелких тел, не сопровождающихся медно-порфировой минерализацией. В этом звене Удско-Мурга́льского вулканоплутонического пояса продуктивность габбро-диорит-тоналит(гранодиорит)-плагио-

гранитной формации на медно-порфировые руды, проявленная в островодужных базальтоидных поясах юго-восточной Азии и Океании, достоверно не установлена.

Пекульнейско-Золотогорское звено Удско-Мургалянского пояса состоит из субмеридионального Пекульнейского отрезка и примыкающих к нему с востока Канчаланского, Ушканьего и Золотогор-



ского магматических ареалов. Основание пояса представлено разновозрастными структурно-вещественными комплексами, пластины которых совмещены в современной чешуйчато-складчатой структуре хр.Пекульней. Среди них О.Л.Морозовым [15] отмечаются комплексы, указывающие на фемический состав фундамента Пекульнейского отрезка: докембрийский (?) ультрабазит-базитовый, позднепалеозойско-раннемезозойский габброидный. Становлению позднеюрско-неокомового вулканоплутонического пояса здесь предшествует накопление волжско-валанжинского раннеостроводужного вулканогенно-осадочного комплекса базальт-андезитбазальт-андезит-риодацитового состава (грунтовская и др. свиты и толщи) и внедрение мелких тел габброидов и плагиогранитов. Берриас-валанжинский кремнисто-терригенно-базальтовый комплекс мощностью до 800 м, вскрывающийся в северо-западных отрогах хр.Пекульней, с учетом его геохимических характеристик рассматривается в качестве фрагмента коры задугового бассейна, который размещался в тылу Удско-Мургальской островной дуги и на севере, вероятно, был связан с Южно-Аньюйским окраинным морем, отделявшем ее от Азиатского континента [15, 18]. В связи с этим не исключено присутствие в фундаменте пояса мафитовых комплексов Южно-Аньюйского палеобассейна (см. рис. 2, IV—V).

Вулканогенные члены Удско-Мургальского пояса в Пекульнейско-Золотогорском звене не проявлены. На стратиграфическом уровне их возможного развития на породах раннеостроводужного комплекса согласно залегает толща морских и грубообломочных континентальных терригенных отложений мощностью до 350 м, сменяющихся по латерали апт-альбской предпоясовой вулканогенной молассой Охотско-Чукотского вулка-

ноплутонического пояса. Удско-Мургальский пояс представлен здесь исключительно плутонитами раннемелового (готерив-баррем) мургальского комплекса, которыми сложен крупный Верхнетанюерский плутон и другие массивы, размещающиеся в выступах фундамента. Как и на Мургальском поднятии, плутониты принадлежат габбро-диорит-тоналит-плагиогранитной формации, в составе которой, с учетом результатов работ последних лет, выделяются рудоносные штоко- и дайкообразные тела кварцевых диоритовых порфириров завершающей фазы, сопровождающиеся рудопроявлениями медно-порфирового типа с наиболее значительными Базовым и Моренным [1]. В Канчаланском, Ушканьегорском и Золотогорском поднятиях раннемеловые плутониты занимают большую часть их площадей и проявлений рудной минерализации не содержат.

Петрографические и петрохимические характеристики вулканоплутонической ассоциации Удско-Мургальского пояса указывают на его определенное сходство с островодужными базальтоидными вулканоплутоническими поясами, широко развитыми в золотомедно-порфировой Филиппинско-Новогвинейской провинции, однако очевидное различие между ними выражено становлением первого большей частью на сиалическом (терригенно-вулканогенном андезитоидном), а последних — на фемическом субстрате. Вероятно, именно это обстоятельство обуславливает относительно невысокую продуктивность на медно-порфировое оруденение потенциально рудоносной габбро-диорит-тоналит-плагиогранитной формации, в связи с которой на уровне современной изученности известны проявления (Базовое, Моренное и др.) в Танюерском потенциальном рудном районе.

Рис. 1. Мезозойно-кайнозойские вулканоплутонические пояса Юго-Западной Чукотки с медно-порфировыми и золотосеребряными месторождениями и проявлениями:

вулканоплутонические пояса и слагающие их магматические формации: 1 — Оклано-Пенжинский ($P-N_1$), вулканогенные и плутоногенные нерасчлененные; Охотско-Чукотский (K_{1-2}): позднего этапа: 2 — диорит-гранодиорит-гранитная и гранит-лейкогранитная, 3 — андезит-андезитбазальтовая и дацит-риодацит-риолитовая (игнимбритовая) и раннего этапа: 4 — габбро-диорит-гранодиорит-гранитная с монцитонитовидным уклоном поздних фаз, кавральянский комплекс, 5 — габбро-диорит-гранодиорит-гранитная и габбро-диорит-тоналит (гранодиорит)-плагиогранитная в полиформационных плутонах, 6 — предпоясовая вулканогенно-молассовая, андезитбазальт-андезитовая, андезитовая, андезит-дацит-риолитовая и дацит-риодацитовая; Удско-Мургальский (J_3-K_{1pk}): 7 — габбро-диорит-тоналит-плагиогранитная и 8 — андезитбазальт-андезитовая терригенно-вулканогенная; Курьинский (J_3v): 9 — габбро-монцитонитовая (егдэкгычский комплекс) и 10 — субщелочные базальтовая и андезит-дацит-риолитовая терригенно-вулканогенные; комплексы основания поясов, обнажающиеся в выступах фундамента: 11 — существенно терригенные, 12 — терригенно-вулканогенные; 13 — поперечные сегменты системы ВПП юго-западной Чукотки и их границы: П — Пенжинский, А — Анадырский, ПА — Пекульнейско-Амгуэмский; 14 — основные разрывные нарушения; 15 — неоген-четвертичные отложения; месторождения (а) и рудопроявления (б): 16 — медно-порфировые и молибден-медно-порфировые, 17 — жильные молибденовые и 18 — золотосеребряной формации — общий знак, 19 — золототеллурического и золотосеребряного типов, 20 — золотополисульфидного типа; 21 — контуры известных и потенциальных рудных районов и узлов: 1 — Баимский, 2 — Танюерский, 3 — Ольховский, 4 — Хиузно-Ушканьинский, 5 — Цирковый; римские цифры в квадратах — положение колонок рис. 2

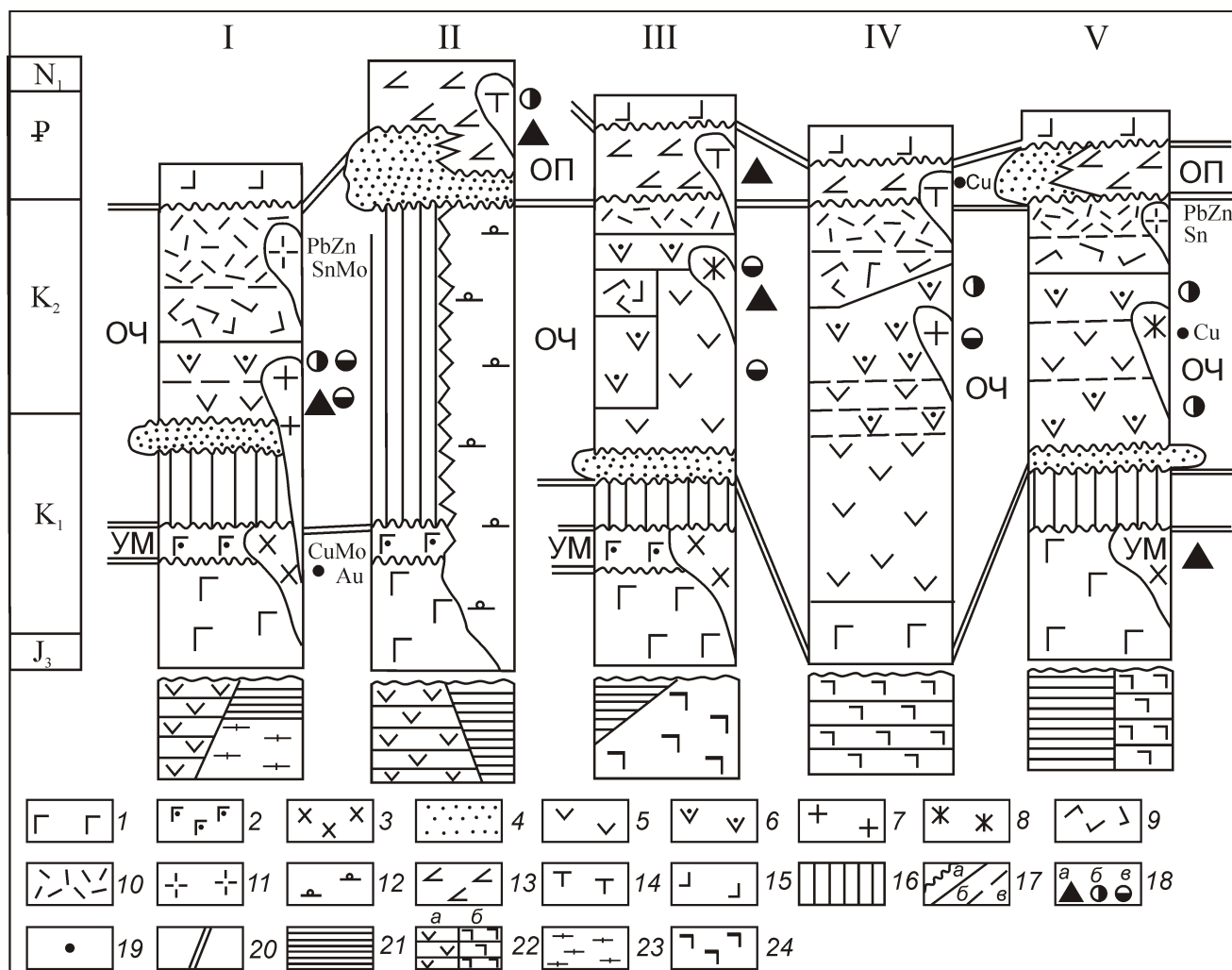


Рис. 2. Формационно-металлогенические ряды вулканоплутонических поясов позднемезозойской континентальной окраины Юго-Западной Чукотки:

магматические формации (от ранних к поздним): 1—3 — Удско-Мургальского ВПП (J_3 — K_1 неокон): 1 — дацит (риолит)-андезит-андезибаазальт-базальтовая основания пояса, вулканоплутоническая ассоциация пояса; 2 — андезибаазальт-андезитовая терригенно-вулканогенная и 3 — габбро-диорит-тоналит (гранодиорит)-плагитогранитная, потенциально продуктивная на медно-порфировые руды; 4—11 — Охотско-Чукотского ВПП (K_1 — K_2): 4 — вулканогенно-молаассовая предпоясовая, 5—8 — формации ВПА раннего этапа, потенциально продуктивной на медно-порфировые и сопряженные золотосеребряные руды: 5 — базальт-андезибаазальтовая, андезибаазальт-андезитовая, андезитовая, 6 — андезит-дацит-риолитовая, дацит-риодацитовая, 7 — габбро-диорит-гранодиорит-(гранитная) и 8 — габбро-диорит-гранодиорит-гранитная с монзонитоидным уклоном поздних фаз, 9—11 — формации ВПА позднего этапа, потенциально рудоносной относительно оловорудных, свинцово-цинковых и молибденит-кварцевых месторождений: 9 — андезит-андезибаазальтовая, андезитовая, 10 — дацит-риодацит-риолитовая (игнимбритовая) и 11 — диорит-гранодиорит-гранитная, гранит-лейкогранитная; Оклано-Пенжинского ВПП (P — N_1): 12 — терригенная основания пояса, 13—14 — формации ВПА, потенциально продуктивной на медно-порфировые и сопряженные золотосеребряные руды: 13 — базальт-андезибаазальтовая, андезитовая, риолит-(базальт)-андезибаазальтовая и 14 — диорит-гранодиоритовая, диорит-тоналитовая; 15 — платобазальтовая (P_1 — P_2); 16 — интервалы отсутствия стратифицированных образований; 17 — границы: а — вулканоплутонических поясов, б — структурно-формационных этажей ВПП, в — ритмов вулканизма разного состава; 18 — рудопроявления: а — медно-порфировые и молибден-медно-порфировые, б — золотосеребряные, в — золотополисульфидные золотосеребряной формации; 19 — точки минерализации; 20 — линии увязки ВПП; состав фундамента разных сегментов ВПП, предполагаемый по геологическим данным и соотношениям с соседними геоструктурами: 21 — терригенный, 22 — терригенно-вулканогенный андезитовидный (а) и базальтовидный (б), 23 — докембрийский кристаллический, 24 — существенно базальтовидный; колонки ВПП Юго-Западной Чукотки: УМ — Удско-Мургальского, ОЧ — Охотско-Чукотского, ОП — Оклано-Пенжинского; сегменты (звенья поясов): I—II — Пенжинский, III — Анадырский, IV—V — Пекульнейско-Амгуэмский; PbZnSnMo, PbZnSn — металлогеническая специализация интрузивных комплексов

Ранне-позднемеловой Охотско-Чукотский ВПП, представляющий собой северо-восточный фрагмент Чукотско-Катазиатского пояса, в пределах рассматриваемого региона юго-западной Чукотки на время становления занимал окраинно-континентальное положение, отделяясь Пенжинским предпоясовым терригенным прогибом от близких по возрасту островодужных и окраинно-морских структур Корякии [13]. Образования пояса выполняют крупные вулканопрогибы и частично перекрывают примыкающие к ним части Мургаляского и Пекульнейского поднятий, вмещающих магматиты Удско-Мургаляского ВПП. Становление Охотско-Чукотского пояса, охарактеризованного в работах [2, 7, 19], во временном диапазоне от альба K_1 до сенона K_2 включает два этапа, различающихся составом и объемом магматических продуктов.

Вулканиты раннего этапа (альб, частично сеноман) составляют около половины объема пояса. Все они принадлежат известково-щелочной серии и обладают умеренной щелочностью; натрий, как правило, преобладает над калием. Этот этап характеризуется широким развитием андезитовых и андезибазальтовых формаций, вулканиты которых залегают непосредственно на предпоясовой молассе. Вслед за ними происходит накопление образований базальт-андезит-дацит-риолитовой и дацит-риолитовой формаций, с экструзивно-субвулканическими фациями которых (дацитами, риодацитами, риолитами) пространственно и во времени связаны золотосеребряные месторождения. Плутониты раннего этапа представлены двумя формациями: габбро-диорит-тоналит-гранодиоритовой, тесно связанной с проявлениями андезитового магматизма, и габбро-диорит-гранодиорит-гранитной (нормальной щелочности с монцитонитовидным уклоном), которая вместе с продуктами дацит-риолитового вулканизма завершает ранний этап.

Как показывает анализ металлогении вулканоплутонических поясов Востока России [8], андезит-риодацит-гранодиоритовые вулканоплутонические ассоциации раннего этапа потенциально рудоносны в отношении не только золотосеребряных, но и медно-порфировых руд. На территории юго-западной Чукотки с данной вулканоплутонической ассоциацией сопряжены золотосеребряные месторождения (Сергеевское, Купол, Валунистое) и многочисленные проявления. Медно-порфировое оруденение представлено несколькими рудопроявлениями: Цирковое, Штокверк, Ремклиновское, Ольховка и др.

Поздний этап становления Охотско-Чукотского пояса (в основном турон-сенон), как и ранний, открывают андезибазальтовые и андезитовые формации, которые сменяются мощным проявлением кислого игнимбритового вулканизма и гранитоидного плутонизма с накоплением магматических продуктов дацит-риолит-гранодиорит-гранитовой вулка-

ноплутонической ассоциации. На отдельных участках верхние части разрезов пояса сложены вулканогенными образованиями базальт-риолитовой серии, которые вместе с плутонитами габбро-диорит-монцитонитовой формации отличаются более высокой общей и калиевой щелочностью. Вулканиты позднего этапа перекрывают породы потенциально рудоносных вулканоплутонических ассоциаций с меднопорфировыми и золотосеребряными месторождениями. С магматитами дацит-риолит-гранодиорит-гранитовой ВПА сопряжены оловорудные, (олово)-серебро-полиметаллические, арсенидно-кобальтовые и жильные молибденовые месторождения и проявления. Наиболее молодые образования представлены палеогеновой платобазальтовой формацией.

В регионе юго-западной Чукотки в строении разных частей Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса наблюдаются определенные особенности, обуславливающие выделение юго-западного Пенжинского, центрального Анадырского и северо-восточного Пекульнейско-Амгуэмского звеньев [3], различающихся прежде всего характером проявления вулканоплутонизма и металлогении (см. рис. 2). Предполагается, что эти особенности в значительной степени определяются различиями в составе их основания.

В *Пенжинском звене* (см. рис. 2, I—II) строение пояса близко основной его части, продолжающейся в юго-западном направлении (Эвенское, Магаданское, Удско-Джугджурское звенья). В основании этого звена Охотско-Чукотского ВПП присутствуют блоки Мургаляского поднятия, сложенные терригенно-вулканогенными толщами андезитовидного состава, и фрагменты Омолонского массива, состоящие из архейского гранито-гнейсового основания и карбонатно-терригенного чехла. Блоковое строение — характерная черта этой части пояса. Сочетание разных по величине и составу выступов основания с интрузивными массивами (магматогенных поднятий), ограниченных разломами, и размещенных между ними вулканотектонических депрессий является благоприятной геоструктурной обстановкой для локализации медно-порфировых и сопряженных с ними золотосеребряных месторождений [8].

С вулканитами дацит-риодацитовой и андезит-дацит-риолитовой формаций раннего этапа пространственно и во времени связаны золотосеребряные месторождения (Сергеевское) и рудопроявления Иргуней, Обрывистое, Хайокланское, Мингаузин, участка г. Дружба и др. Комагматичные плутониты габбро-диорит-гранодиоритовой формации тяготеют к выступам основания и вместе с породами габбро-диорит-тоналит (гранодиорит)-плагиогранитной формации Удско-Мургаляского ВПП входят в состав крупных массивов площадью до 200 км² (Хиузинский, Маломургаляский, Ичигемский и др.), реже слагают мелкие штокообразные и трещинные тела. С

полиформационными плутонами пространственно и во времени связан ряд слабо изученных медно-порфировых проявлений (Цирковое, Штокверк и др.), для которых в качестве продуктивной может выступать габбро-диорит-гранодиоритовая формация.

В Анадырском звене стратифицированные толщи Охотско-Чукотского пояса на значительных площадях перекрывают островодужные комплексы Мургаляского поднятия, однако наиболее мощные их разрезы сосредоточены в примыкающих к нему Нижнееропольском и Верхнеанадырском вулканопрогибах (см. рис. 2, III). Строение пояса в этих двух обстановках обнаруживает определенные различия, обусловленные проявлением двух сближенных во времени ритмов андезит-дацит-гранодиоритового вулканоплутизма (рис. 3).

В прогибах набор и возрастные датировки вулканогенных и плутоногенных формаций являются типовыми для Охотско-Чукотского пояса в целом. Вулканиды потенциально рудоносной вулканоплутической ассоциации раннего этапа принадлежат нескольким базальт-андезибазальтовым и андезитоидным формациям в объеме саламихинской, березовской, вилковской, авдеевской свит (толщ) аптальбского и сеноманского возраста. Завершающая ранний этап дацит-андезидацит-риолитовая формация мощностью около 1000 м, отвечающая объему нижней эмунеретской (или еропольской, пыкарваамской) и халанкинской свит (толщ) турона-сенона, отличается широко проявленными гидротермально-метасоматическими изменениями и присутствием проявлений золота и серебра (Горное, Косогорненское и др.). Во внешней зоне пояса в вулканидах этой формации локализовано крупное золотосеребряное месторождение Купол и ряд рудопоявлений. Плутоногенные составляющие этой вулканоплутической ассоциации, отвечающие габбро-диорит-гранодиорит-(гранитной) формации, в обстановке вулканопрогиба при отсутствии выступов фундамента слабо распространены и сопровождаются единичными (Ремклинское) медно-порфировыми проявлениями.

Продукты вулканоплутических ассоциаций поздних этапов, среди которых особенно широко развиты вулканиды андезибазальтовой (верхняя толща эмунеретской свиты) и дацит-риолитовой игнимбритовой (терпухойская толща) формаций, гидротермально не изменены и не содержат проявлений рудной минерализации, что характеризует их как послерудные в отношении как медно-порфировых, так и золотосеребряных месторождений.

В обстановке Мургаляского поднятия образования Охотско-Чукотского вулканоплутического пояса представлены таким же, как и в прогибах, формационным рядом вулканидов и плутонитов раннего этапа, однако интервал их становления приходится большей частью на сенон K_2 , а не на альб-сеноман-сенон (см. рис. 3). Более молодой возраст магматитов

определяется датировкой предпоясowej морской вулканогенно-молассовой андезитоидной формации (волчинская свита), которая по остаткам фауны аммонитов и флоре аркагалинского горизонта соответствует турону. Вышележащие вулканиды потенциально рудоносной вулканоплутической ассоциации раннего этапа, представленные андезитовой (убиенкинская толща) и андезит-дацит-андезидацитовой (кавралянская свита) формациями, перекрывают породы Удско-Мургаляского пояса и его основания. В полях развития вулканидов андезит-дацит-андезидацитовой формации, преобразованных в пропилиты, филлизиты, аргиллизиты и вторичные кварциты, выявлены многочисленные точки золото-серебряной и золотополисульфидной минерализации.

В отличие от других частей Охотско-Чукотского пояса, плутоногенные члены этой вулканоплутической ассоциации представлены габбро-диорит-гранодиорит-гранитной формацией с монцонитоидным уклоном, принадлежащей впервые описанному Эд.Б.Невретдиновым кавраляньскому комплексу [16]. На флангах Убиенкинского и Серовского магматогенных поднятий они слагают Кавраляньский, Лево-Кавраляньский, Ольховский и Серовский массивы, тяготеющие к зоне Анадырского глубинного разлома. В их составе выделяются габбро, кварцевые диориты, кварцевые монцониты, диорит-порфиры, гранодиорит-порфиры и кварцевые монцонит-порфиры. Плутониты этой формации вместе с вулканидами андезит-дацит-андезидацитовой формации составляют вулканоплутическую ассоциацию, потенциально рудоносную в отношении медно-порфировых и сопряженных золотосеребряных руд. Массивы кавраляньского комплекса сопровождаются молибден-медно-порфировыми и золотополисульфидными проявлениями, большая часть которых локализована в эндо- и экзоконтактах вышеназванных интрузивов и породах их рамы. Со штоками гранодиорит-порфиров (кварцевых монцонит-порфиров), завершающих становление массивов рудоносной формации, ассоциируют медно-порфировые (Ольховское), а также золотополисульфидные (Серовское, Горное, Косогорненское) проявления, характерные для внешних зон медно-порфировых рудно-магматических систем.

Монцонитоидный уклон потенциально рудоносной габбро-диорит-гранодиорит-гранитной формации (кавраляньского комплекса) определяет ее сходство с габбро-монцонитовой формацией позднерусского (волжского) Курьинского вулканоплутического пояса Западной Чукотки с медно-порфировыми объектами Баимского рудного района, в том числе крупным месторождением Песчанка [14]. Общим для этих формаций, вероятно, является присутствие в субстрате поясов мафитовых комплексов Олойской зоны.

I

II

Возраст	Мощность, м	Формации и их обозначение		Рудопроявления	Возраст	Мощность, м	Формации и их обозначение		Рудопроявления	ВПП
		стратифицированные (толща, свита)	плутоногенные				стратифицированные (толща, свита)	плутоногенные		
Р	100	Л	Л		Р	100	Л	Л		
Р (K ₂ -Р)	100	Л	Л		Р (K ₂ -Р)	до 450-560	Л	Л		Оклано-Пенжинский
K ₂ sn	>200	Л	Л		K ₂ sn	100-200	Л	Л		
K ₂ sn	200	Л	Л		K ₂ sn?	500	Л	Л		
K ₂ sm-t	400	Л	Л		K ₂ sn?	500	Л	Л		
K ₂ sm	400-900	Л	Л		K ₂ t?	850	Л	Л		
K ₂ sm	600	Л	Л		K ₁ a-al	100	Л	Л		
K ₁ a-al	500	Л	Л		K ₁ h	700	Л	Л		
K ₁ h	600	Л	Л		K ₁ v	200	Л	Л		

Рис. 3. Сопоставление разрезов Охотско-Чукотского ВПП в разных геоструктурных обстановках Анадырского звена:

I — Нижне-Еропольский (Чуванский) вулканопрогиб; II — Мургалское поднятие с Кавральянской ветвью; см. услов. обозн. к рис. 2

Пекульнейско-Амгуэмское звено Охотско-Чукотского пояса включает Осиновский и Амгуэмский вулканические ареалы, примыкающие к Пекульнейскому горст-антиклинорию (см. рисунки 1 и 2, IV—V). Отличительная черта этого звена — гетерогенный характер фундамента, включающего как сиалические, так и фемические блоки. Фундамент северного, Осиновского ареала сложен пермо-триасовыми терригенными толщами шельфа Чукотского микроконтинента с массивами раннемелового тауреранского комплекса коллизионных гранитоидов, сопровождающихся грейзеновыми оловорудными касситерит-кварцевыми месторождениями. В Амгуэмском ареале в фундаменте пояса главную роль играют юрско-раннемеловые андезитовидные островодужные и базальтоидные окраинно-морские комплексы.

Строение Охотско-Чукотского пояса в этом звене отличается от типового, что выражено ограниченным распространением вулканогенно-молассовой и андезитовидных формаций, открывающих его становление, а также, как и в Анадырском звене, присутствием среди образований раннего этапа (альб-сеноман-сенон) продуктов двух сближенных во времени гомодромных ритмов андезит-дацит-гранодиоритового магматизма. С дацит-риолитовой формацией первого ритма (амгеньская, осиновская толщи) ассоциируют золотосеребряные проявления Метелица, Кремное, Коррида, Гэтэв и другие, с трахириодацитами и риолитами леурваамского комплекса второго ритма — жильно-штокверковые рудные тела наиболее значительного Валунистого золотосеребряного месторождения, а также рудопроявления Тэркэней, Ильмынэй и др.

Плутониты раннего этапа представлены тремя комплексами (от раннего к позднему) — телекайским габбродиорит-диорит-гранодиоритовым, экитыкинским габбро-монцодиорит-монцогранодиоритовым и леурваамским гранодиорит-гранит-лейкогранитным. Все они обладают признаками перспективности на молибден-медно-порфировые руды, однако сопровождающая их минерализация по объему и содержанию металлов невелика. Наиболее существенные проявления и литохимические аномалии меди, молибдена и золота ассоциируют с интрузивами экитыкинского комплекса, по составу сходного с кавральянским. Слабо изученные проявления Скротное и Южное принадлежат Танюерскому потенциальному рудному району, где в последние годы выявлены медно-порфировые проявления (Базовое, Моренное) в связи с мургальским комплексом Удско-Мургальского вулканоплутонического пояса.

Оклано-Пенжинский ВПП образован несколькими изолированными полями вулканитов палеоцена-миоцена и ассоциирующими с ними мелкими интрузивно-субвулканическими телами гранитоидов. Прерывистая цепочка магматических образований этого пояса протягивается в северо-восточном на-

правлении на расстояние более 800 км, в целом подчиняясь структурному плану, сформированному на предшествующих этапах в ходе становления Удско-Мургальского и Охотско-Чукотского поясов. Ареалы развития образований Оклано-Пенжинского вулканоплутонического пояса тяготеют к Анадырскому и Орловско-Каменскому глубинным разломам и наложены на примыкающие к ним структуры Мургальского поднятия и Пенжинского прогиба.

В направлении с северо-востока на юго-запад, по простиранию пояса наблюдается омоложение датировок магматических образований — от палеоцена до миоцена. Палеоценовая вулканоплутоническая ассоциация представлена риолит-базальт-андезитобазальтовой и диорит-тоналит-плагиогранитной (ракетный комплекс) формациями, а эоцен-олигоцен-миоценовая объединяет риолит-андезит-базальтовую и диорит-гранодиорит-гранитную формации. В крайних северо-восточных звеньях пояса близкие по составу и возрасту вулканогенные образования выделяются В.В.Ивановым (1983) в маастрихт-палеоцен-эоценовый Анадырско-Бристольский вулканический пояс, протягивающийся вдоль кромки шельфа Берингова моря на территорию Аляски. По данным О.Л.Морозова [15], становлению этого пояса предшествует этап структурной перестройки с накоплением мощной толщи (1500 м) позднесенонской угленосной молассы (рарытчинская свита). Металлогеническая характеристика Оклано-Пенжинского вулканоплутонического пояса определяется присутствием мелких медно-порфировых (Ракетное, Пожарское) и золотосеребряных (Орловка, Кондырева) проявлений.

Основной объем образований наиболее изученного юго-западного *Пенжинского звена* пояса сосредоточен в прибортовой части одноименного прогиба, выполненного апт-позднемеловым туфогенно-терригенным морским молассовым комплексом (мамолинская, кривореченская, дуговская и другие свиты) [5]. Пояс представлен здесь вулканитами русскогорской и манильской свит эоцена-олигоцена-миоцена, залегающих на эоценовой предпоясовой молассе (марковская свита). Стратифицированные накопления пояса вместе с экструзивно-субвулканическими телами андезидацитов-риодацитов образуют риолит-андезит-базальтовую формацию с существенной ролью вулканомиктовых пород. Комагматичные интрузивно-субвулканические образования представлены гранит-порфирами, кварцевыми диорит-порфритами и гранодиоритами-тоналитами (см. рис. 2, II). Они слагают штоки размером 1,5—2 км² в поперечнике, дайковые пояса, а также (вместе с андезидацитами) лакколитообразные экструзивно-субвулканические постройки мощностью до 500 м и диаметром до 8 км.

Вулканиты риолит-андезит-базальтовой формации вместе со штоками и дайками диорит-гранодио-

рит-гранитной формации образуют потенциально рудоносную вулканоплутоническую ассоциацию, с которой связаны мелкие меднопорфировые и сопряженные с ними золотосеребряные проявления, сконцентрированные в Среднеорловкинском и Кондыревском потенциальных рудных узлах.

На северо-восточном фланге Мургалевского поднятия *Анадырское звено* Оклано-Пенжинского пояса представлено палеогеновыми риолит-базальт-андеизит-базальтовой (в объеме энмываамской тополеводской свиты) и габбро-диорит-тоналит-плагиогранитной формациями. В составе вулканитов преобладающие лавы и туфы андеизит-базальтов сочетаются с риодацит-риолитовыми экструзивами, а также подчиненными базальтами, андезитами, андезидацитами и дацитовыми игнимбритами. В северо-восточном замыкании Мургалевского поднятия на фоне увеличения мощности с 400 до 1400 м формация приобретает более основной состав. Принадлежащий палеогеновой вулканоплутонической ассоциации интрузивный комплекс, который установлен в ходе поисково-оценочных работ 2012 г. на Ракетном и Пожарском медно-порфировых рудопоявлениях и назван авторами «ракетным», представлен относительно небольшими телами площадью до 0,5 км² и по составу отвечает габбро-диорит-тоналит-плагиогранитной формации. Массив рудопоявления Ракетное размещен среди комагматических палеогеновых вулканитов и содержит ксенолиты диоритов позднемиоценового кавралянского комплекса. Установление палеогенового абсолютного возраста плутонов габбро-диорит-тоналит-плагиогранитной формации Ракетного и Пожарского рудопоявлений U-Pb методом по циркону подтверждает их геологическую датировку (см. таблицу).

В *Пекульнейско-Амгуэмском звене* палеогено-эоценовые вулканогенные образования, близкие по составу и возрасту Оклано-Пенжинскому вулканоплутоническому поясу, возможно, участвуют в строении Анадырско-Бристольского вулканического пояса, выделенного В.В.Ивановым (1983). В его Аляскинском звене известно несколько медно-порфировых месторождений возрастом от 59,5 до 75 млн. лет, среди которых — Pebble Copper с 5,942 млн. т разведанных запасов и вероятных ресурсов меди при содержании Cu 0,42% и Au 0,35 г/т. На рассматриваемой площади вулканиты этого возраста на значительных площадях фациально замещены и частично перекрыты грубообломочными отложениями олигоцен-миоцена, и потому выделение его недостоверно. Следует также отметить, что по возрасту, ориентировке и положению в структурах Корякского нагорья вулканические ареалы предполагаемого Анадырско-Бристольского пояса весьма близки Пенжинско-Западно-Камчатскому вулканоплутоническому поясу, отделенному от юго-западного звена Оклано-Пенжинского пояса раннемеловыми комплексами Майнского поднятия.

Таким образом, все три вулканоплутонических пояса, выделяющиеся в Чукотской части северо-западной Тихоокеанской окраины, содержат медно-порфировые рудопоявления и обладают перспективами на обнаружение промышленных объектов этого типа. В условиях невысокой изученности поясов в качестве актуальной выступает задача определения тех частей этих геоструктур, где выявление медно-порфировых месторождений является наиболее вероятным.

Характеристики разновозрастных ВПП юго-западной Чукотки показывают, что в их единой системе могут быть выделены юго-западный Пенжинский, центральный Анадырский и северо-восточный Пекульнейско-Амгуэмский сегменты, которые отвечают соответствующим звеньям частных поясов, различающимся характером проявления вулканоплутонизма и металлогении (см. рис. 1). Предполагается, что эти особенности определяются составом фунда-

менту.

Абсолютный возраст гранитоидов по данным U-Pb метода датирования по циркону

Образцы	Порода	Возраст, млн. лет	Эпоха
Vu-275	Кварцевый диорит (тоналит) Ракетного рудопоявления	58	Палеоген
Zv-90	Тоналит-порфир Ракетного рудопоявления	59	
CB-36	Кварцевый монцодиорит Ракетного рудопоявления	76	Поздний мел
ЧС-17	Гранодиорит Пожарского рудопоявления	62	Палеоген
ОК-5-270	Диорит Ольховского рудопоявления	79	Поздний мел
ОС-1-194	Гранодиорит-порфир Ольховского рудопоявления	79	
С-11-311	Тоналит-порфир Базового рудопоявления	119	Ранний мел

Примечания. В скобках — название породы по результатам полного силикатного анализа в случае расхождения с микроскопическим определением; погрешность определения абсолютного возраста пород U-Pb методом по циркону на приборе SIMS SHRIMP не превышает 2 млн. лет.

мента поясов, который в ходе их становления был подвержен той или иной переработке. Особенно отчетливы эти различия для Охотско-Чукотского пояса, тыловая (внешняя) и отчасти фронтальная (внутренняя) зоны которого залегают на разнородном субстрате [3].

В Пенжинском сегменте, выделяющемся на широте юго-западного фланга Мургаляского поднятия, перспективы обнаружения медно-порфировых месторождений определяются ярко выраженным блоковым строением основания и связываются с рудоносностью полихронных плутонов, образованных породами двух потенциально рудоносных формаций (Удско-Мургаляского и Охотско-Чукотского ВПП) в выступах фундамента. В Оклано-Пенжинском вулканоплутоническом поясе в качестве потенциально рудоносных выступают вулканокупольные структуры, сопровождающиеся пространственно сопряженными медно-порфировыми и золотосеребряными проявлениями.

Анадырский сегмент охватывает северный фланг Мургаляского горст-антиклинория и примыкающие к нему вулканопрогибы Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса (см. рис. 2, III). Анализ мелкомасштабных геолого-структурных карт показывает, что эта часть системы вулканоплутонических поясов юго-западной Чукотки расположена на пересечении со структурами Олойской зоны [3, 18], в фундаменте которой существенную роль играют позднеюрские базитовые и позднекаменноугольные гипербазит-базитовые комплексы [14]. С учетом фемического состава фундамента и монцонитоидного уклона потенциально рудоносной формации Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса, вероятно, отражающих положение этого звена пояса на юго-восточном продолжении Олойской зоны с медно-порфировыми (Песчанка, Находка) и сопряженными золотополисульфидными (Весеннее) месторождениями Баимского рудного района (см. рис. 1), перспективы выявления промышленных медно-порфировых объектов в Анадырском сегменте наиболее высоки, в первую очередь для массивов плутонов, формирующихся в обстановке Мургаляского поднятия.

Пекульнейско-Амгуэмский сегмент системы вулканоплутонических поясов Юго-Западной Чукотки включает Пекульнейско-Золотогорское звено Удско-Мургаляского пояса, а также Осинковский и Амгуэмский вулканические ареалы Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса, формирующиеся на гетерогенном по составу фундаменте (см. рисунки 1 и 2, IV—V). Продуктивность на медно-порфировые руды установлена для габбро-диорит-тоналит-плагиогранитной формации Удско-Мургаляского вулканоплутонического пояса, в то время как для плутонов раннего этапа Охотско-Чукотского пояса за счет их слабой изученности она остается проблематичной, хотя, на взгляд авторов, вполне вероятной.

В рассмотренных сегментах системы вулканоплутонических поясов юго-западной Чукотки разновозрастные потенциально рудоносные плутоногенные формации заметно различаются по степени продуктивности. В связи с плутонитами габбро-диорит-тоналит-плагиогранитной формации позднеюрско-неокомового Удско-Мургаляского ВПП медно-порфировые проявления известны в Пекульнейско-Амгуэмском сегменте, где перспективы выявления промышленно значимого объекта реальны на рудопроявлении Базовом. Рудоносность позднемеловой габбро-диорит-гранодиоритовой формации раннего этапа становления Охотско-Чукотского ВПП проявлена в Пенжинском сегменте (рудопроявления Цирковое, Штокверк и др.) и наиболее отчетливо — в Анадырском, где эта формация в составе кавральянского комплекса приобретает монцонитоидный уклон и сопровождается таким перспективным объектом как Ольховское рудопроявление. С близким по составу экитыкинским комплексом возможно обнаружение промышленных медно-порфировых объектов и в Пекульнейско-Амгуэмском сегменте.

Представляется, что достаточно ограниченными перспективами обладают ареалы развития магматических образований Оклано-Пенжинского пояса. Для его южного фланга характерна локализация медно-порфировых проявлений вместе с золотосеребряными в единых вулканокупольных структурах, отвечающих наименее благоприятной обстановке для становления рудно-магматических систем с промышленными рудами. Единственный объект, размещенный в магматогенном поднятии — рудопроявление Ракетное в Анадырском сегменте — при относительно высокой степени изученности, промышленной значимости не имеет.

Таким образом, Чукотская часть Северо-Западной Тихоокеанской окраины включает систему пространственно тесно связанных вулканоплутонических поясов, сформированных последовательно в поздней юре—неокоме K_1 , альбе—сеноне K_{1-2} и палеоцене—миоцене вдоль юго-восточной границы Чукотского микроконтинента. Совмещение магматических образований трех разновозрастных вулканоплутонических поясов определило существование в этом регионе нескольких плутоногенных формаций, потенциально рудоносных в отношении медно-порфировых месторождений:

позднеюрско-неокомовой габбро-диорит-тоналит-плагиогранитной (мургаляский комплекс) Удско-Мургаляского ВПП с рудопроявлениями Базовое и Моренное;

позднемеловой габбро-диорит-гранодиоритовой с монцонитоидным уклоном поздних фаз (кавальянский и, вероятно, экитыкинский комплексы) Охотско-Чукотского пояса с рудопроявлением Ольховка;

палеоценовой габбро-диорит-тоналит-плагиогранитной (ракетный комплекс), выделенной впервые в

структурах северо-восточного звена Оклано-Пенжинского ВПП и сопровождающейся рудопроявлением Ракетное;

эоцен-миоценовой диорит-гранодиорит-гранитной в юго-западном звене Оклано-Пенжинского ВПП с проявлениями Орловское и Кондыревское.

Геологические данные подтверждаются определениями абсолютного возраста рудоносных интрузивов, приведенными в таблице.

С завершающими порфировыми фазами потенциально рудоносных формаций парагенетически связаны медно-порфировые проявления, описания которых, с учетом результатов поисково-оценочных работ последних лет, приведены в статье А.В.Андреева с соавторами, размещенной в этом же номере.

Систему разновозрастных вулканоплутонических поясов Юго-Западной Чукотки, сопровождающихся медно-порфировыми и сопряженными золотополисульфидными проявлениями, можно рассматривать как основной элемент строения новой потенциальной медно-порфировой провинции, в пределах которой перспективы выявления месторождений этого типа наиболее вероятны для ее центральной (по простиранию) части в связи с потенциально рудоносной габбро-диорит-гранодиоритовой монцонитоидной формацией Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авилова О.В., Андреев А.В., Мансуров Р.Х. Геологическое строение и рудно-метасоматическая зональность медно-порфирового рудопроявления Базовое (Чукотский АО) // Междунар. науч.-практич. конф. по геологии, поискам и разведке полезных ископаемых, минерации / Тезисы докладов. —М.: РУДН, 2011. С. 7—8.
2. Белый В.Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканического пояса. —М.: Наука, 1978.
3. Белый В.Ф. Структура и развитие Канадско-Колымского сектора Тихоокеанского подвижного пояса // Отечественная геология. 2001. № 3. С. 18—30.
4. Геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист Q-58, 59. Объяснительная записка. —С-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999.
5. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист P-58, 59. Объяснительная записка. —Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1985.
6. Горячев Н.А. Удско-Мургальская магматическая дуга: геология, магматизм, металлогения // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России. ДВО РАН СВКНИИ. —Магадан, 2005. С. 17—43.
7. Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Котляр И.Н. Геохронология и геохронометрия эндогенных событий в мезозойской истории Северо-Востока Азии. —М.: Наука, 2007.
8. Звездов В.С., Минина О.В. Рудно-магматические системы вулканоплутонических поясов Востока России // Руды и металлы. 2010. № 1. С. 48—59.
9. Кривцов А.И. Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. —М.: Недра, 1983.
10. Кривцов А.И., Звездов В.С., Мигачёв И.Ф., Минина О.В. Медно-порфировые месторождения // Серия: Модели месторождений цветных и благородных металлов. —М.: ЦНИГРИ, 2001.
11. Кривцов А.И., Мигачёв И.Ф. Металлогения андезитоидных вулканоплутонических поясов. Часть 1. —М.: ЦНИГРИ. 1997.
12. Кривцов А.И., Мигачёв И.Ф., Попов В.С. Медно-порфировые месторождения мира. —М.: Недра, 1986.
13. Мигачёв И.Ф. Палеотектоническая позиция мезозойских вулканоплутонических поясов востока России // Отечественная геология. 2009. № 4. С. 18—29.
14. Мигачёв И.Ф., Мараева Р.Н., Сапожников В.Г., Шишаков В.Б. Продуктивные на медно-порфировое оруденение вулканоплутонические пояса Западной Чукотки // ДАН СССР. 1984. Т. 277. № 2. С. 458—461.
15. Морозов О.Л. Геологическое строение и тектоническая эволюция Центральной Чукотки // Тр. ГИН РАН. Вып. 523. —М.: ГЕОС, 2001.
16. Невретдинов Эд.Б. Интрузии кавральянского комплекса // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. —Магадан: СВКНИИ АН СССР, 1980. С. 31—37.
17. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойского северо-востока Азии. —Новосибирск: Наука, 1984.
18. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Лучицкая М.В. Тектоника зоны сочленения Верхояно-Чукотской и Корьяско-Камчатской складчатых областей // Бюлл. МОИП. Отдел геол. 2001. Т. 76. Вып. 6. С. 24—37.
19. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. —М.: Недра, 1988.
20. Andean metallogeny: New discoveries, concepts, and updates. Soc. of econ. geol. Spec. publ. № 11 / Eds. R.H.Sillitoe, J.Perello, C.E. Vidal. 2004.
21. Migachev Igor. Complex Ore Nodes of Marginal Volcano-Plutonic Belts and Their Geological Setting // Resource Geology Special Issue. 1993. № 15. Pp. 199—209.

Схема тектонического районирования и оценка нефтегазоперспективности Ново-Портовско-Салехардского района Западно-Сибирской геосинеклизы

В.С.ДРУЖИНИН, П.С.МАРТЫШКО, Н.И.НАЧАПКИН, В.Ю.ОСИПОВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геофизики им.Ю.П.Булашевича (ИГФ) УрО РАН; 620016, г.Екатеринбург, ул.Амундсена, д.100), А.М.БРЕХУНЦОВ, Б.В.МОНАСТЫРЕВ, И.И.НЕСТЕРОВ, Д.А.ОГНЕВ (ОАО «Сибирский научно-исследовательский институт» (СибНАЦ); 625016, г.Тюмень, ул.Пермякова, д.46)

Составлена схема тектонического районирования северо-западного сектора Западно-Сибирской геосинеклизы для территории Ново-Портовского района на основе новых данных о строении земной коры и геолого-геофизической информации. Несмотря на сложную тектоническую ситуацию, установлено положение основных структур восточной части Уральской складчатой системы (УСС) под чехлом мезо-кайнозойских осадков, к которой отнесена южная часть полуострова Ямал. Обоснована с позиции глубинного строения нефтегазоперспективность пограничной структуры между УСС и Западно-Сибирским геоблоком и выделена Ярудейско-Обская площадь для постановки поисковых работ на обнаружение месторождений углеводородов в низах осадочного чехла, приповерхностной части фундамента и триасовых отложениях.

Ключевые слова: Ново-Портовский район Западной Сибири, глубинное строение, тектоническое районирование, нефтегазоперспективность.

Дружинин Владимир Степанович, druvs@mail.ru

Мартышко Петр Сергеевич, mpsdir@mail.ru

Начапкин Николай Иванович, nachapkin@mail.ru

Осипов Вячеслав Юрьевич, usc_slava@mail.ru

Брехунцов Анатолий Михайлович, reception@sibnac.ru

Монастырев Борис Владимирович

Нестеров Иван Иванович

Огнев Дмитрий Анатольевич

Scheme of tectonic regionalization and oil-gas-prospect of Novo-Portovsk-Salekhard district of West-Siberia geosyncline

V.S.DRUZHININ, P.S.MARTYSHKO, N.I.NACHAPKIN, V.YU.OSIPOV, A.M.BREHUNTSOV, B.V.MONASTYREV, I.I.NESTEROV, D.A.OGNEV

On basis of new data on structure of earth crust and geological-geophysical information the tectonic regionalization scheme for Novo-Portovsk district of north-western sector of West Siberia geosyncline was built. It is established, that main structures of the eastern part Ural folded system (UFS), to which attributed southern part of Yamal peninsula, are under cover of Meso-Cenozoic sediments. It is substantiated, that oil-gas-prospect structures located on the boundary between OSS and West Siberia geoblock. We have defined the Yarudeysko-Obskya area for carrying out prospecting for detection of hydrocarbon deposits in lower part of sedimentary cover, near-surface part of foundation and Triassic sediments.

Key words: Novo-Portovsk of West Siberia, deep structure, tectonic regionalization, oil-gas-prospect.

В строении северо-западного сектора Западно-Сибирской геосинеклизы (ЗСГС) принимают участие три крупных структуры: Уральская складчатая система, Западно-Сибирский геоблок (ЗСГБ) и Карская плита Северного Ледовитого океана (КП СЛО). Взаимодействие перечисленных структур в процессе продолжительной геологической эволюции региона, включая неотектонический и современный этапы развития, создало сложный тектонический план строения земной

коры, что и наблюдается по сейсмическим данным, полученным по району Полярно-Уральского трансекта, геотранверсам Агат-1, Агат-2, данным ОГТ, характеру потенциальных полей и информации по скважинам, вскрывшим домезозойское основание. Анализ совокупности перечисленной информации позволил построить схему тектонического районирования Ново-Портовско-Салехардского района северо-западного сегмента ЗСП масштаба 1:1 000 000, увязанную с

тектоникой кристаллической коры к западу и востоку от рассматриваемого района.

Вопрос о нефтегазоперспективности Ново-Портовско-Салехардского района остается открытым, несмотря на большой объем поисковых работ. Одна из возможных причин — недостаточно обоснованный выбор объектов без учета тектонического фактора, увязанного со спецификой глубинной структуры. Такое предположение подкреплено многочисленными примерами по другим нефтегазовым регионам [5, 6]. Поэтому актуальной является задача составления тектонической схемы домезозойского фундамента с учетом строения земной коры, имеющейся геолого-геофизической информации по сейсморазведке, бурению и на этой основе выполнение регионально-зонального прогнозирования с выбором перспективных участков для детальных поисковых работ с целью обнаружения месторожде-

ний углеводородов как в юрских отложениях, так и в домезозойских породах.

Решение этих взаимосвязанных вопросов может стать примером для других районов транзитной зоны сочленения северной окраины Евразийского континента с Северным Ледовитым океаном.

Содержание работы. В начале XXI в. был пройден Полярно-Уральский трансект (ПУТ) протяженностью около 275 км с использованием комбинированной системы наблюдений: ГСЗ, МОВЗ и глубинное ОГТ. В работах приняли участие ОАО «Баженовская геофизическая экспедиция» и ОП Центр «ГЕОН» ГФУП «ВНИИГеофизика». Положение Полярно-Уральского трансекта показано на рис. 1. Поэтому появилась возможность с учетом ранее выполненных глубинных исследований по восточным частям геотраверсов Глобус (Купянск-Воркута), Агат-2

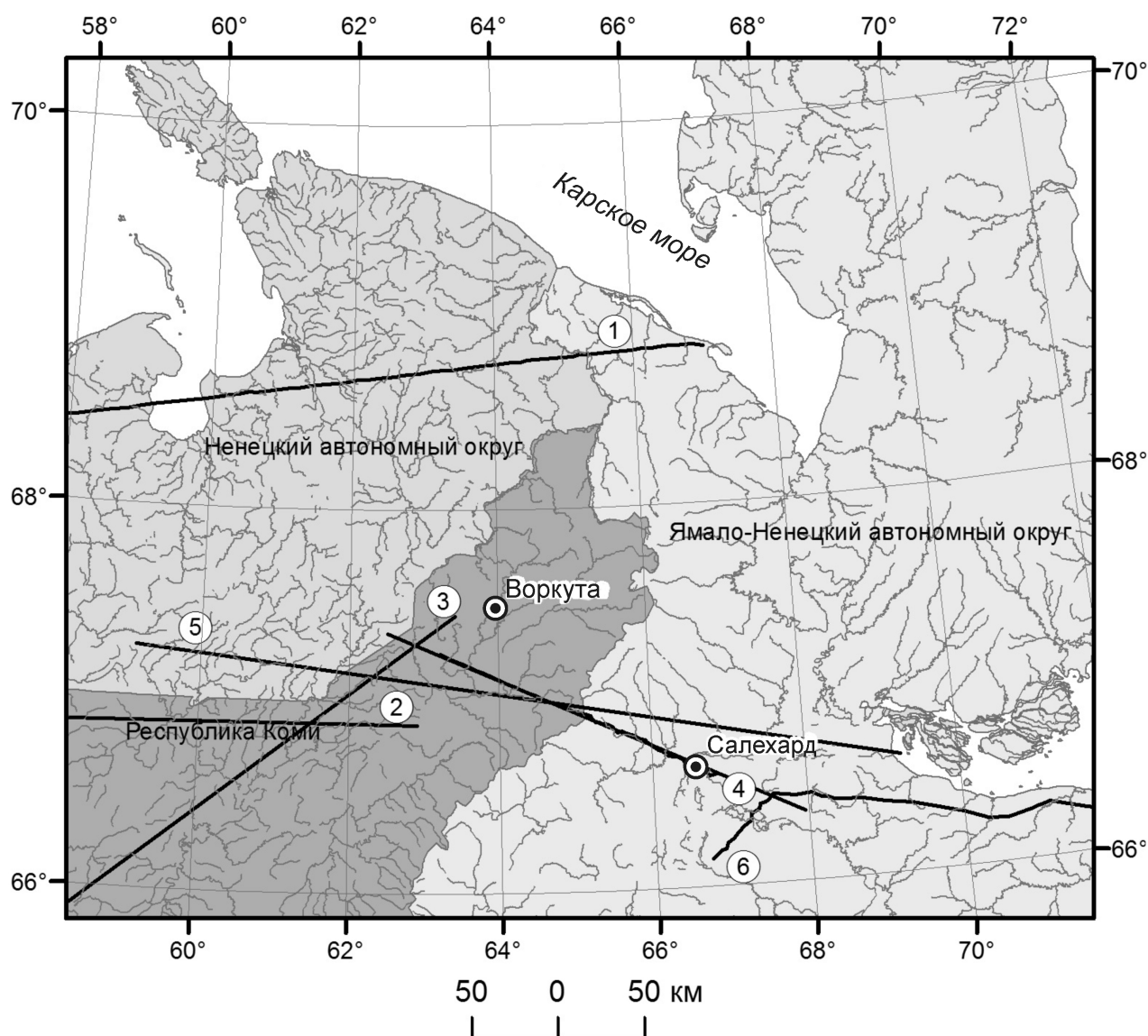


Рис. 1. Схема расположения профилей:

профили ГСЗ: 1 — Агат-1, 2 — Агат-2, 3 — Купянск-Воркута, 4 — Полярно-Уральский трансект ГСЗ, МОВЗ, 5 — положение сводного разреза по полярной части Уральской складчатой системы, 6 — Профиль 27 МОГТ

[7, 11] и результатов тематических работ [4, 6] составить более достоверную картину глубинного строения.

Основное содержание авторского разреза ГСЗ по Полярно-Уральскому трансекту [9] сохранено (рисунки 2, А и 3), внесены изменения в символы гра-

ниц, тождественные принятым в Уральском регионе; показаны глубинные разломы с учетом намеченных контактов по скоростным параметрам и морфологическим особенностям блоков земной коры. На этом же рисунке приведена информация по скоростным параметрам, полученным по результатам многовол-

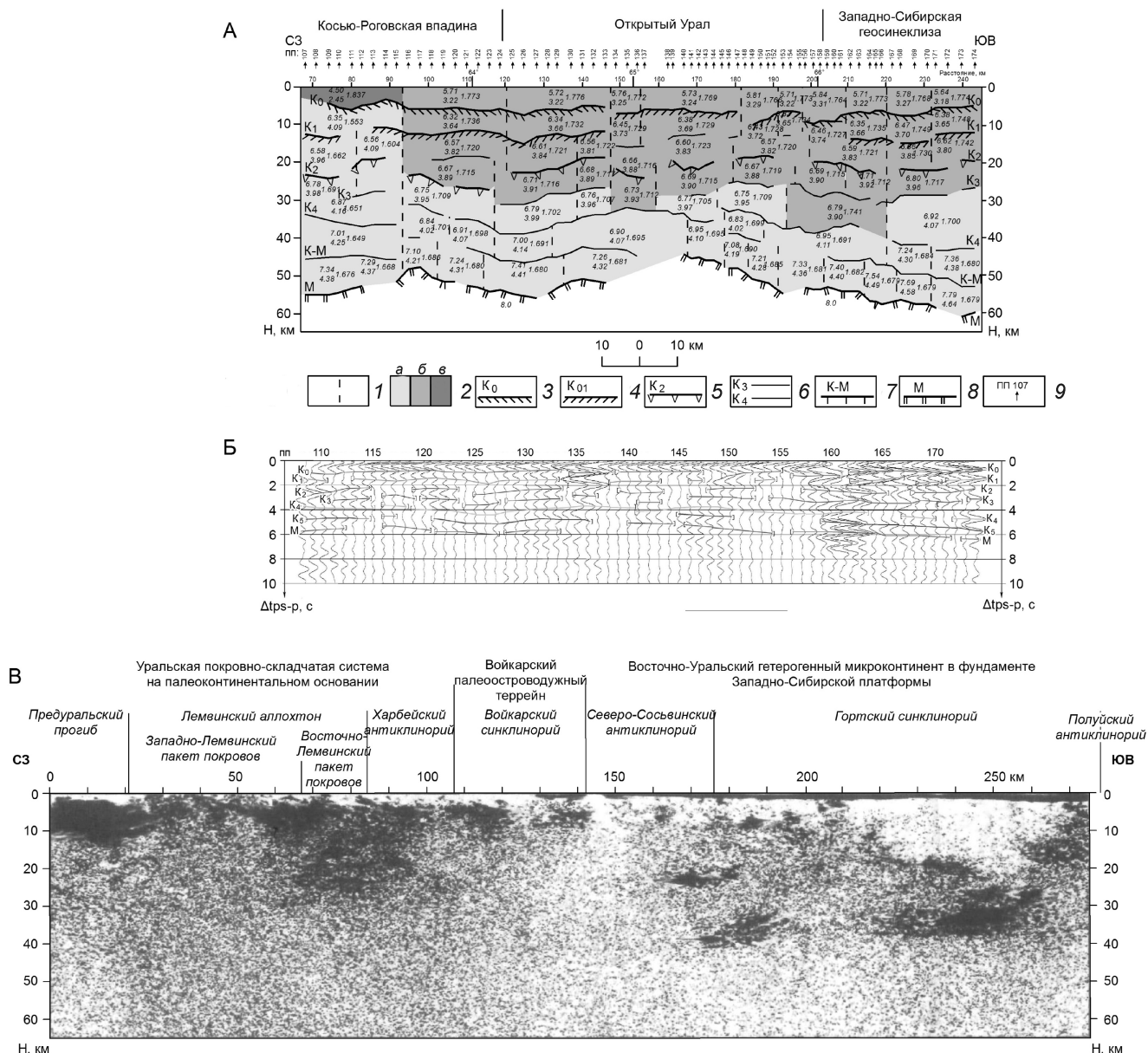


Рис. 2. Сейсмические разрезы по профилю Полярно-Уральский трансект, по данным ГСЗ (А), МОВЗ (Б), Е.Е.Золотов, А.В.Егоркин, В.В.Недядько, В.А.Ракитов и др., 2008, МОГТ (В), А.В.Рыбалка и др., 2011:

1 — границы блоков; 2 — градации коэффициента К: а — существенно заниженные (1,71), б — средние (1,72—1,78), в — повышенные (1,79); поверхность: 3 — подошвы осадочного чехла Mz—Kz, 4 — комплексов древнего кристаллического фундамента, 5 — комплексов нижней коры; б — промежуточные границы протокоры; поверхность: 7 — комплексов переходного мегакомплекса в низах коры, 8 — основного сейсмогеологического раздела М; 9 — пункт приема и его номер; цифры на разрезе А — скорости продольных, поперечных волн в км/с и их отношение

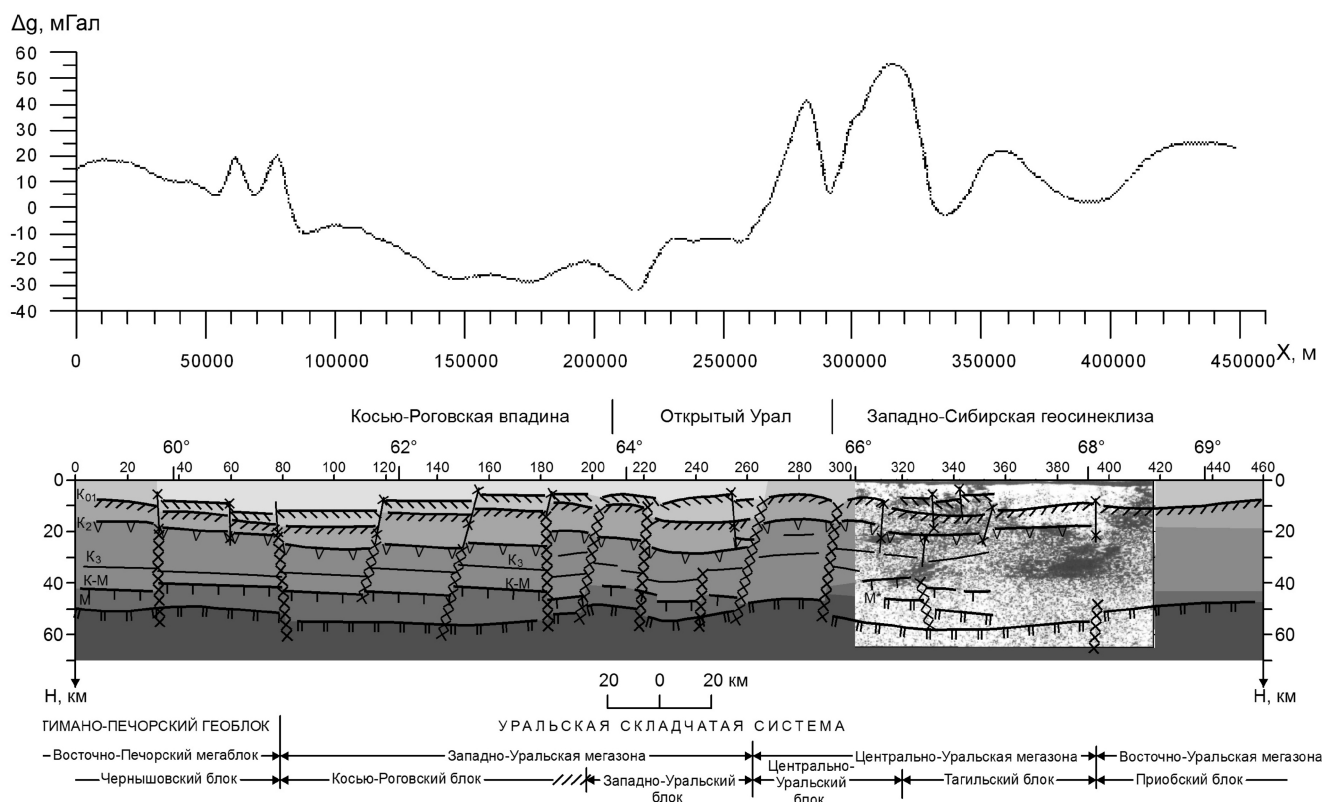


Рис. 3. Сводный субширотный сейсмогеологический разрез земной коры Полярного сектора Уральской складчатой системы:

над разрезом — кривая наблюдаемого гравитационного поля Δg и элементы тектонического районирования УСС с учетом специфики глубинного строения; см. услов. обозн. к рис. 2

нового глубинного зондирования. На рис. 2, Б приведен временной разрез по методу обменных волн удаленных землетрясений (МОВЗ).

Для построения сводного разреза были составлены схемы рельефа по основным поверхностям раздела: древний нижнеархейский кристаллический фундамент (K_{01}), нижняя кора (K_2), основной сейсмогеологический раздел М между земной корой и комплексами верхней мантии с выдержанными значениями скорости в интервале 7,9—8,4 км/с. Помимо профилей ГСЗ использовалась ранее составленная схема тектонического районирования [3, 4, 6]. На сводном сейсмогеологическом разрезе (см. рис. 3), положение которого приведено на рис. 1, увязаны таким образом имеющиеся данные ГСЗ. Наряду с основными поверхностями раздела K_{01} , K_2 , М показано положение промежуточных границ в земной коре, включая поверхность переходного мегакомплекса К-М. Сводный разрез земной коры масштаба 1:1 000 000 составлен в рамках разломно-слоисто-блоковой, как наиболее вероятной, модели глубинного строения.

На рис. 2, В приведен глубинный сейсмический разрез ОГТ, составленный А.В.Рыбалка, Т.В.Кашубиной и др., позаимствованный из работы [10]. Разрез представлен разрозненными скоплениями отра-

жающих элементов с достаточно четким разделением его на две части, граница между которыми приходится на зону контакта открытого Урала с Западно-Сибирской геосинеклизой. Намечается разделение частей на более мелкие подразделения, что, вероятно, подчеркивает блоковую модель исследуемой среды. На сводном разрезе приведена информация по ОГТ по восточной части Полярно-Уральского трансекта. Скопление отражающих элементов на уровне 20 и 35—40 км совпадает с сейсмогеологическими поверхностями раздела коры K_2 и К-М.

Результаты. По особенностям глубинного строения к западу от рассматриваемого района в пределах Западно-Уральской мегазоны выделены два блока: Косью-Роговский, соответствующий Предуральскому прогибу, Западно-Уральский, отвечающий аналогичной по названию зоне складчатости. Центрально-Уральской мегазоне соответствуют две зоны; из них западная тождественна поднятию под аналогичным названием, восточная — Тагильскому прогибу. К востоку от 68 в.д. находится Ново-Портовский блок Восточно-Уральской мегазоны, которая оканчивается пограничной структурой подобной Шеркалинскому прогибу в более южных широтах. Рельеф основных поверхностей раздела изменяется в широ-

ких пределах по М от 46 до 60 км, нижней коры от 16 до 28 км, древнего кристаллического фундамента — от 7 до 17 км. Мощность древнего кристаллического фундамента, заключенного между поверхностями раздела K_{01} и K_2 , составляет в отрицательных структурах 5—8 км, на поднятиях древнего кристаллического фундамента увеличена до 12—13 км. Мощность нижней коры, включая переходный мегакомплекс в ее подошве, существенно больше и изменяется от 23 до 36 км. Нижняя кора расслоена на несколько мегакомплексов, включая указанную переходную толщу (поверхность К-М). Блоки разграничены глубинными крутопадающими разломами. Кроме того к ним приурочена смена скоростных параметров разреза, как это установлено по данным ГСЗ (см.рис. 2, А).

Интересным является вопрос о положении структурных подразделений под мезокайнозойским чехлом ЗСП, восточнее 66 в.д., совпадающей в рассматриваемом сечении с западной границей Тагильского прогиба. Подобие характеристик глубинного строения в данном сечении и более южных секторах Уральской складчатой системы указывает на существенную пространственную перестройку структур УСС в приполярных и полярных широтах. Если на широте 64 Тагильская зона находится в районе 62 в.д., то на широте 67 — на 69 в.д. Хотя следует заметить, что, по мнению авторов монографии [10], осевая часть Уральской складчатой системы рисуется в сечении Полярно-Уральского трансекта значительно западнее.

Весьма показательной является информация об упругих параметрах, полученная на Полярно-Уральском трансекте (см. рис. 2, А). На фоне в целом пониженных значений коэффициента $K V_p/V_s$, равных 1,71 0,06, наблюдается существенная аномалия для нижней коры по сравнению с другими пересечениями Урала, где проводились многоволновые исследования. Пониженные значения коэффициента K не соответствуют предполагаемому основному составу пород этой части разреза.

Возможной причиной рассматриваемого эффекта является расположение трансекта в субширотной зоне глубинных дислокаций, которая сопровождается пространственно ориентированной микротрещиноватостью и соответственно аномалиями значений скорости продольных (уменьшение) и поперечных (увеличение) волн. Нельзя исключить влияние гранитизации верхней коры, особенно над поднятиями древнего кристаллического фундамента, в области отрицательных значений g . Но трудно представить столь широкую гранитизацию. Это возможно, если зона, ей соответствующая, имеет направление близкое к положению сводного разреза.

Ограниченная по времени и сложная по форме запись отраженных волн на разрезе ОГТ, по-видимому, также, обусловлена повышенной раздробленностью коры. Отличие волновых картин, наблюдаемых на

различных удалениях от источника упругих колебаний непосредственно вблизи источника в методе ОГТ и на значительных удалениях от него в технологии ГСЗ, возможно также, обусловлено присутствием здесь зон повышенной раздробленности земной коры.

На Полярно-Уральском трансекте в отличие от ОГТ, получен достаточно полноценный разрез ГСЗ и МОВЗ. Тем самым еще раз подтверждена эффективность многоволновой сейсмоки с использованием волн разного класса и зарегистрированных в широком диапазоне расстояний от источника упругих колебаний, необходимых для изучения первого СГЭ и всей коры, включая поверхность основного сейсмогеологического раздела М при глубинах залегания ее от 35 до 60 км.

В составленной разломно-блоковой модели земной коры нет места глубинным *листрическим* разломам, что и подтверждает приведенный разрез ОГТ (см. рис. 2, В); горизонтальные перемещения, вероятнее всего, происходят по разного рода сдвигам блоков земной коры по субвертикальным разломам [6].

На основе информации о специфике строения земной коры, характера потенциального поля g , сейсмических (рисунки 4, 5), геологических данных и сведений по геоморфологии составлена схема тектонического районирования территории с координатами 66 —70 с.ш. и 64 —74 в.д. (рис. 6). Согласно этой схеме большую часть рассматриваемого региона занимают восточные структуры Уральской складчатой системы, ограниченные с востока Западно-Сибирской платформой. В структурном плане для них характерно «ковшевидная» форма со значительным перемещением контуров в восточном направлении на 200—250 км. В районе 69 —70 с.ш. Центральная мегазона приходится на Байдарацкую губу.

Аналогичное положение уралид предполагалось в статье В.С.Бочкарева и А.М.Брехунцова [2], где помещена схема геотектонического районирования Урало-Сибирского региона, в соответствии с которой к области их развития отнесены территории Новой Земли и Карского моря.

Согласно составленной схеме тектонического районирования Ново-Портовско-Салехардского района, увязанной со схемой верхней части литосферы более южных районов Уральского региона, в ее состав входят: Центрально-Уральская и Восточно-Уральская мегазоны и пограничная структура (пограничный шов) между собственно уралидами и Западно-Сибирским геоблоком, соответствующая, вероятно Шеркалинской зоне Предуральской части Западно-Сибирской геосинеклизы. Контуров всех перечисленных геологических подразделений значительно перемещены в восточном направлении при сохранении основных черт глубинного строения. Так восточная граница собственно уралид на широте 66 приходится на 69 в.д., а на широте 68 —70 — в районе 74 в.д. со

значительным субширотным смещением в западном направлении севернее широты 70 с.ш., отделяя южную часть Ямала от северной. Одновременно на широтах 67—69 с.ш. наблюдается увеличение горизонтальных размеров восточной части Уральской складчатой системы до 350—400 км, что значительно

превышает их величину в более южных районах Уральского региона.

Большая роль в тектонике принадлежит субвертикальным разломам и субширотным дислокациям, в южной части к ним добавляются диагональные разломы. Примечательно, что субширотные дислокации

продолжаются и в пределы Западно-Сибирского геоблока. Присутствие базальтов триаса мантийной принадлежности, обнаруженных в сверхглубокой скважине СГ-7 в интервале глубин 6820—8250 м [1], можно увязать с расположением Ень-Яхинской скважины в районе пересечения субмеридионального Уренгойского поднятия и предполагаемой субширотной дислокации.

Ново-Портовское и Ярудейское месторождения углеводородов согласно составленной схеме расположены по внешнему контуру Западно-Сибирского геоблока и совпадают с тектоническими узлами (см. рис. 6). Не исключено, что вся зона обрамления представляет интерес для поисков месторождений углеводородов в юрских отложениях и породах домезозойского основания. Важным моментом является значительная гранитизация Ново-Портовского блока с наличием гранитных массивов, что является положительным фактором, так как в отрицательных структурах мезозойского основания могут находиться юрские коры выветривания, представленные кварцевыми песчаниками с хорошими коллекторскими свойствами.

В заключение по материалам статьи можно сделать следующие выводы. Впервые получена

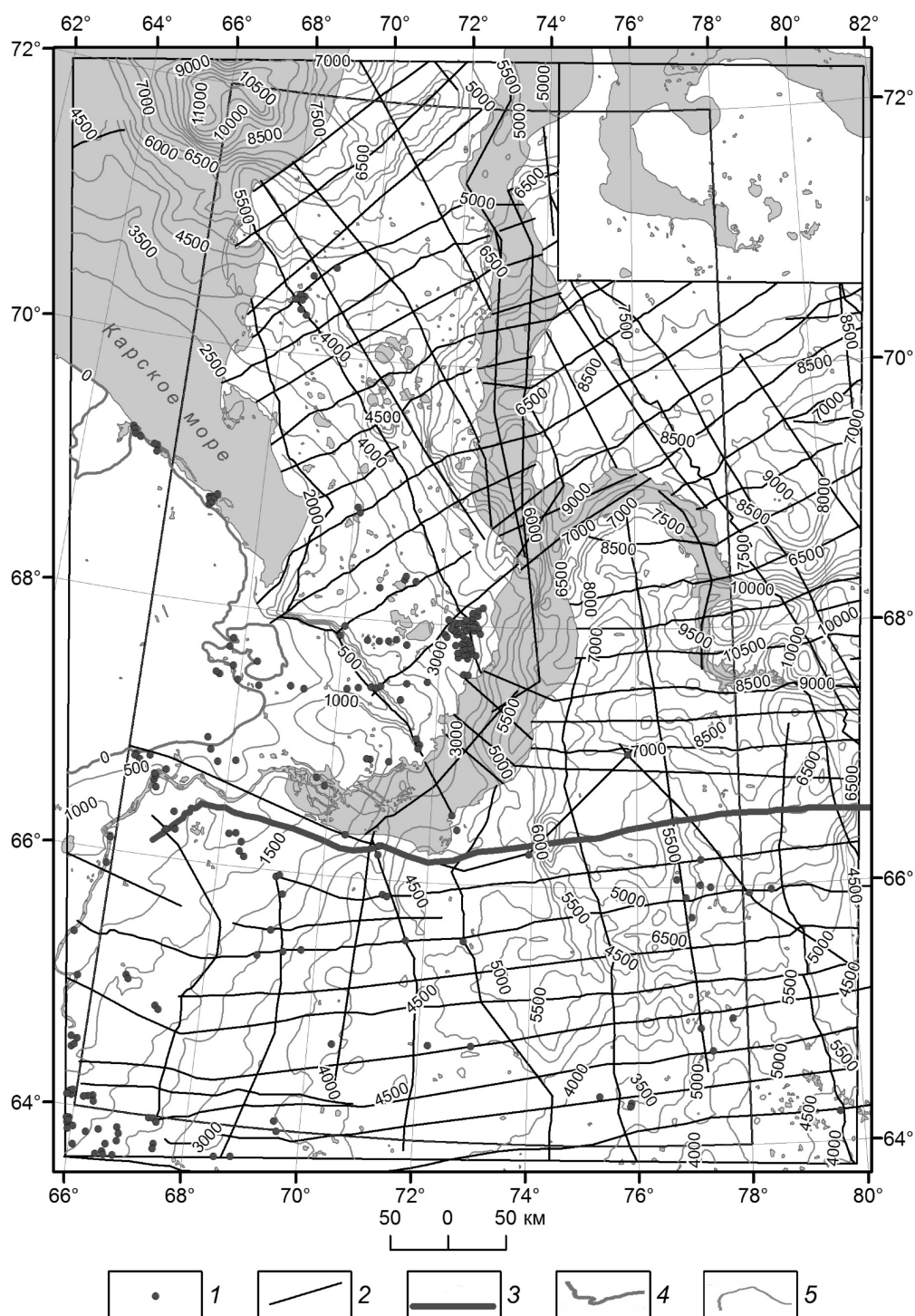


Рис. 4. Структурная карта по отражающему сейсмическому горизонту А (Север Западной Сибири):

1 — скважины, вскрывшие фундамент; 2 — региональные профили МОВОГТ; 3 — региональный профиль 27; 4 — граница выхода доюрских образований на дневную поверхность; 5 — изогибсы отражающего сейсмического горизонта А, в м

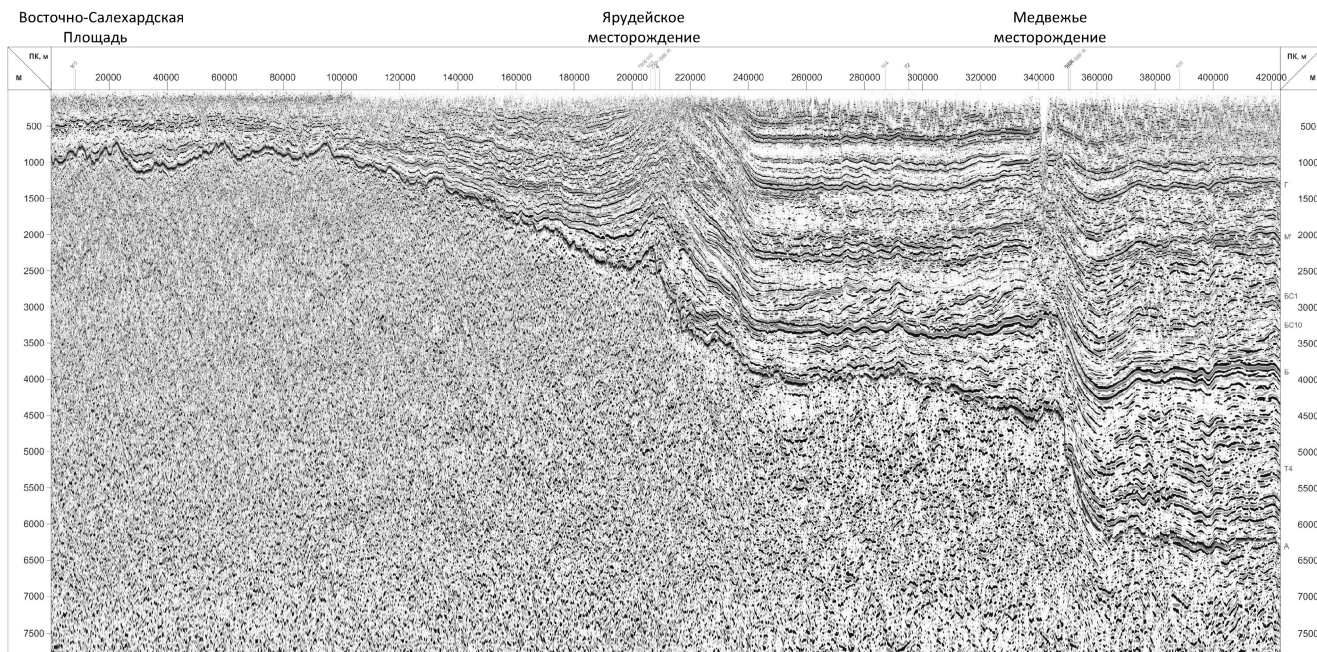


Рис. 5. Глубинный разрез по профилю 27 МОГТ

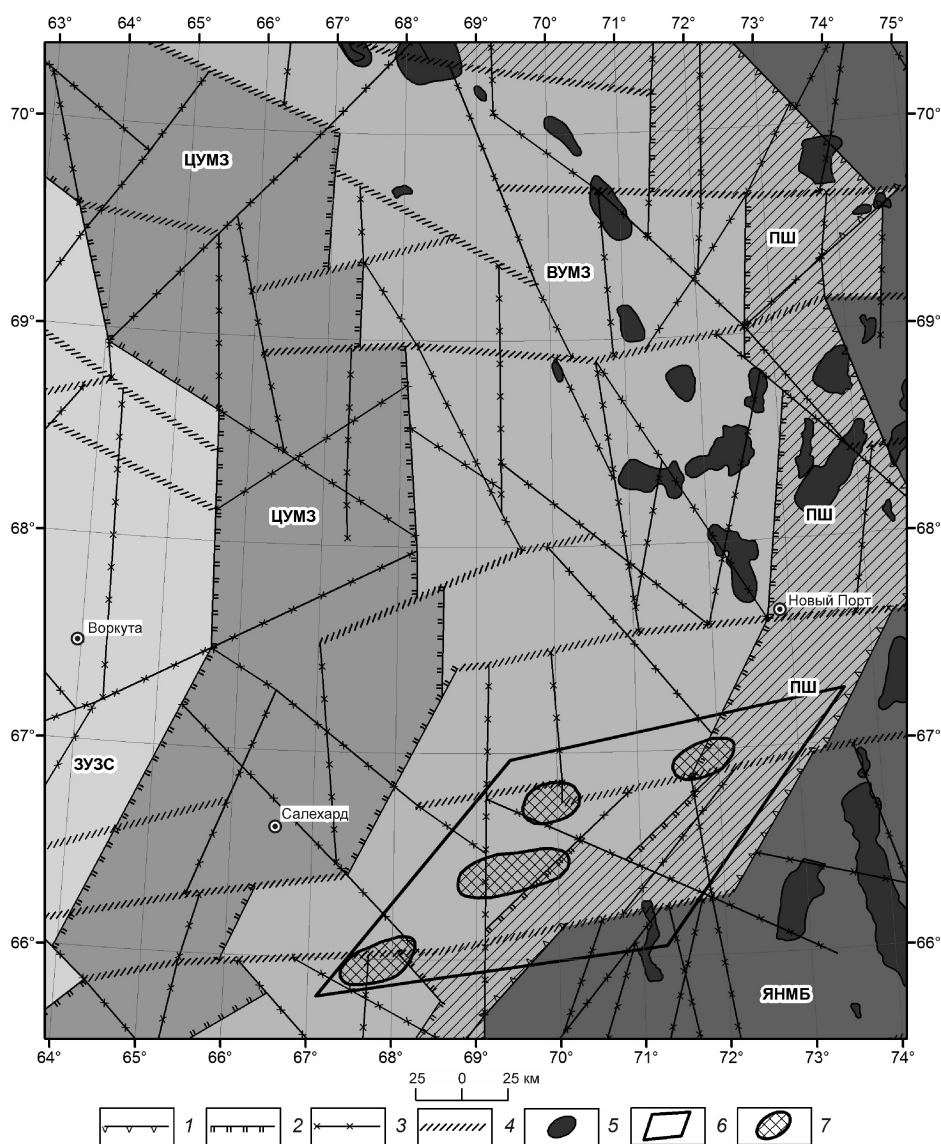


Рис. 6. Схема тектонического районирования и расположения участков, перспективных на поиски углеводородов в Ново-Портовско-Салехардском районе Западно-Сибирской геосинеклизы:

1 — западное ограничение Западно-Сибирского геоблока; 2 — контуры Центральной структуры УСС; разломная тектоника: 3 — глубинные разломы и 4 — субширотные дислокации; 5 — известные месторождения углеводородов; 6 — перспективный район для постановки детальных поисковых работ; 7 — интересные объекты для поисков в отложениях юры и верхней части до-мезозойского основания; мегаблоки и мегазоны: ЗУМЗ — Западно-Уральская мегазона, ЦУМЗ — Центрально-Уральская мегазона, ВУМЗ — Восточно-Уральская мегазона, ЯНМБ — Ямало-Надымский мегаблок, ПШ — пограничный шов

по данным ГСЗ информация о наличии «мантийного корня», характерного для более южных структур, в Полярном секторе Уральской складчатой области, где породы консолидированной коры перекрыты мезокайнозойскими отложениями Западно-Сибирской геосинеклизы. В пределах него наблюдается увеличение мощности земной коры до 55—60 км. Центрально-Уральская мегазона (ЦУМЗ) имеет сложное положение контуров: после значительного перемещения по серии разломов на восток на расстояние до 200—250 км севернее 67 параллели он меняет направление на северо-северо-западное, располагаясь, по-видимому, на широтах 69—70 в юго-восточной части Байдаракской губы. Аналогичным образом ведет себя Восточно-Уральская мегазона.

Тем самым показано, что основные подразделения УСС, несмотря на сложную тектоническую ситуацию, могут присутствовать в Полярном секторе Западной Сибири; продолжение ЦУМЗ как пограничной структуры восточнее 74 меридиана в направлении Енисей-Хатангского мегапрогиба не находит подтверждения, хотя нельзя отрицать существование субширотной трансрегиональной зоны дислокации на всей территории Западно-Сибирской геосинеклизы.

Ново-Портовское и Ярудейское месторождения углеводородов приходятся на зону обрамления УСС по границе с соседними структурами Западно-Сибирского геоблока. Зона, вероятно, сопровождается гранитизацией, а также развитием отложений промежуточного комплекса, что повышает ее перспективность. Это не относится к восточной части Центрально-Уральской мегазоны, несмотря на наличие здесь крупных структурных поднятий в осадочных комплексах.

В целом недра северо-западного сегмента (66—72 с.ш.), за исключением Тагильского прогиба с особым типом коры, перспективны на нефть и газ в зоне контакта фундамента и мезозойско-кайнозойского чехла, депрессионных тектонических элементах, выполненных триасовыми отложениями различного генезиса, зонах выклинивания терригенных толщ, залегающих в основании осадочного чехла. В связи с этим намечена в юго-восточной части исследуемой территории Ярудейско-Обская площадь и в ее пределах, несколько перспективных участков на поиски месторождений углеводородов в низах юрских отложений и породах домезозойского комплекса.

Выявленные особенности глубинного строения Ново-Портовско-Салехардского района: резкие изменения контуров основных подразделений УСС, аномальные физико-технические параметры совместно со значительными изменениями геотектонического плана соседних структур, по-видимому, являются следствием глобальных катастроф, начиная с верхней перми—триаса и до плейстоцена включительно.

Для решения данной проблемы необходимы дополнительные постановки глубинных геофизических работ и анализ комплекса имеющихся геолого-геофизических и космических данных в более широких масштабах. Также следует продолжить начатые исследования по созданию объемной геолого-геофизической модели земной коры данного района, тектонической схемы домезозойского основания, оценить прогнозные ресурсы и обосновать первоочередные участки для постановки поисковых геолого-геофизических работ.

Работа выполнена при поддержке УрО РАН (проекты 12-И-5-2067, 12-Т-5-1018 конкурсных программ фундаментальных исследований).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М. Генеральные тектонические модели Западно-Сибирской геосинеклизы // Горные ведомости. 2008. № 3. С. 6—23.
2. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М. Масштабы и этапы аркогенного рифтогенеза в Западной Сибири и нефтеносности Урала Сибирского региона // Горные ведомости. 2012. № 4. С. 6—27.
3. Дружинин В.С., Колмогорова В.В., Начапкин Н.И. и др. Карта доюрских вещественных комплексов северо-западной части Западно-Сибирской равнины на основе объемной модели земной коры // Отечественная геология. 2009. № 1. С. 104—112.
4. Дружинин В.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. Роль информации о строении земной коры для тектонического районирования и оценки нефтегазперспективности новых районов и новых объектов // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2010. № 11. С. 10—16.
5. Дружинин В.С., Мартышко П.С., Начапкин Н.И. и др. Оценка нефтегазперспективности Тимано-Печорской плиты с учетом объемной модели верхней части литосферы // Отечественная геология. 2011. № 3. С. 22—29.
6. Дружинин В.С., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. Региональный прогноз месторождений УВ с учетом специфики строения верхней части литосферы // Разведка и охрана недр. 2013. № 1. С. 33—41.
7. Дружинин В.С., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. Схема тектонического районирования Уральского региона на основе геолого-геофизической информации о строении верхней части литосферы // Отечественная геология. 2013. № 1. С. 43—58.
8. Егоркин А.В. Строение земной коры по сейсмическим геотраверсам // Глубинное строение территории СССР / Под ред. В.В.Белоусова, Н.И.Павленковой. —М.: Наука, 1991. С. 67—95.
9. Золотов Е.Е., Егоркин А.В., Недядько В.В. и др. Строение консолидированной коры и верхней мантии вдоль Полярно-Уральского трансекта // Тезисы докладов Десятих геофизических чтений им.В.В.Федынского. —М.: Центр ГЕОН, 2008. С. 20—21.
10. Костюченко С.Л., Морозов А.Ф., Креницкий А.А. Тимано—Урало-Пайхойская коллизионная область. —М.: Геокарт-Геос, 2012.
11. Юров Ю.Г. Результаты глубинных сейсмических исследований по профилю Близнецы—Купянск—Воркута // Глубинное строение верхней части Русской платформы. —М.: Наука, 1977. С. 88—109.

Медно-порфировые проявления Юго-Западной Чукотки и перспективы обнаружения промышленных объектов

А.В.АНДРЕЕВ, О.В.АВИЛОВА, В.Е.ВАСЮКОВ, В.С.ЗВЕЗДОВ, О.В.МИНИНА, В.В.СТОЛЯРЕНКО, Е.Е.ЧЕРНОВ
(ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ); 117545, г.Москва, Варшавское шоссе, д.129, корп.1)

Описаны медно-порфировые и сопряженные с ними в пространстве золотосеребряные и золотополисульфидные проявления позднеюрско-неокомового Удско-Мургальского, ранне-позднемиоценового Охотско-Чукотского и палеоцен-миоценового Оклано-Пенжинского вулканоплутонических поясов Юго-Западной Чукотки. Показано, что рудопоявления принадлежат рудно-магматическим системам порфирового типа, формирующимся на сочленении магматогенных поднятий с вулканогенными прогибами. На основе результатов выполненных и предшествующих исследований сделан вывод о перспективности региона на обнаружение промышленных медно-порфировых месторождений, для чего необходима постановка крупномасштабных поисковых и оценочных работ.

Ключевые слова: вулканоплутонические пояса, золотосеребряные, золотополисульфидные, медно-порфировые проявления, рудно-магматические системы, поисковые работы.

Андреев Антон Вадимович, andreev@tsnigri.ru
Авилова Ольга Владимировна, avilova@tsnigri.ru
Васюков Владислав Евгеньевич, vasyukov@tsnigri.ru
Звездов Вадим Станиславович, zvezdov@tsnigri.ru
Минина Ольга Васильевна, minina@tsnigri.ru
Столяренко Владимир Валентинович, stolyarenko@tsnigri.ru
Чернов Евгений Евгеньевич, chernov@tsnigri.ru

Cu-porphyry showings in SW Chukotka and views for economic mineralization

A.V.ANDREEV, O.V.AVILOVA, V.E.VASYUKOV, V.S.ZVEZDOV, O.V.MININA, V.V.STOLYARENKO, E.E.CHERNOV

The paper presents Cu-porphyry, as well as spatially correlated Au-Ag and Au-polysulfide occurrences of the Uda-Murgal (late jurassic—neocomian), Okhotsk-Chukchi (Cretaceous) and Oklan-Penzhina (paleocene—miocene) volcanoplutonic belts of SW Chukotka. As demonstrated, the occurrences are products of large ore-magmatic porphyry systems developed at conjugations of magmatic uplifts and volcanic depressions. Using their own and predecessors' data, authors conclude on prospectiveness of the region for economic Cu-porphyries; proper exploration efforts are required to put the idea into life.

Key words: volcanoplutonic belts, Au-Ag, Au-polysulfide, Cu-porphyry occurrences, ore-magmatic system, geological exploration.

На территории Юго-Западной Чукотки развиты пространственно сопряженные разновозрастные вулканоплутонические пояса (ВПП): позднеюрско-неокомовый Удско-Мургальский, ранне-позднемиоценовый Охотско-Чукотский и палеоцен-миоценовый Оклано-Пенжинский (И.Ф.Мигачёв и др., 2014). Подобные пояса (Андийские, Кордильерские, Филиппинско-Новогвинейские, Средиземноморские, Среднеазиатские и др.) отвечают медно-порфировым провинциям и крупным металлогеническим зонам и во многих случаях содержат промышленные, в том числе крупные медно-порфировые месторождения. В вул-

каноплутонических поясах Юго-Западной Чукотки известны лишь небольшие медно-порфировые проявления, а перспективы обнаружения промышленных объектов в связи с невысокой изученностью не определены. Проявления медно-порфирового типа в той или иной мере изучены в Танюерском, Ольховском и Цирковом потенциальных рудных районах и узлах. В Танюерском и Ольховском в 2009—2012 гг. за счет средств федерального бюджета ОАО «Георегион» и ФГУП ЦНИГРИ были проведены поисковые работы, включавшие: специализированные геологические и геолого-поисковые маршруты мас-

штаба 1:50 000, 1:25 000, 1:10 000—1:5000; литохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния (ВОР) масштаба 1:50 000 по площадям потенциальных рудных районов (ПРР) и масштаба 1:25 000—1:10 000 — по потенциальным рудным полям (ПРП); наземные геофизические работы (магниторазведка, электроразведка и гамма-спектрометрия) масштаба 1:25 000—1:10 000 в пределах ПРП; проходку канав и бурение керновых скважин на перспективных поисковых участках (ПУ); опробование (штуфное, сколковое, бороздовое, керновое и др.); лабораторные петрографические, рудно-микроскопические и аналитические исследования; составление разномасштабных (1:50 000—1:10 000 и 1:5 000—1:500) геологических карт, планов и разрезов ПРР, ПРП, ПУ и выявленных рудных тел.

Результаты проведенных работ в комплексе с данными предшествующих геолого-съёмочных и поисковых работ 1960—1980 годов позволяют оценить медно-порфировые проявления исследованных территорий и определить условия, необходимые для обнаружения промышленных объектов.

Медно-порфировые проявления, ассоциирующие с потенциально рудоносной раннемеловой габбро-диорит-тоналит-плагиогранитовой формацией Удско-Мургальского вулканоплутонического пояса, выявлены в Танюрерском ПРР на северном фланге Пекульнейского поднятия, где плутонитами этой формации (мургальский комплекс) сложен основной объем Верхнетанюрерского массива. Рудопроявления сосредоточены в пределах Моренной перспективной площади (рудного узла), локализованы в тоналитах и кварцевых диоритах мургальского комплекса и пространственно сопряжены с дайками кварцевых диоритовых порфиритов, завершающими становление рудоносной плутогенной формации.

В итоге поисковых работ 2010—2011 гг., включавших проходку канав и керновое бурение, на *рудопроявлениях Моренное и Базовое*, принадлежащих соответственно *Моренному-Ржавому и Базовому потенциальным рудным полям*, выявлены рудные зоны, установлены их параметры и условия локализации [1, 3, 4].

Крутопадающие минерализованные зоны, включающие пластинообразные по форме участки с промышленными или близкими к ним концентрациями меди и молибдена, контролируются сериями сближенных дайкообразных тел кварцевых диоритовых порфиритов, подчиненных системам разрывных нарушений северо-западного направления (рис. 1). Вероятно, эти дайкообразные тела надстраивают не вскрытые эрозией более крупные рудоносные порфировые интрузивы, о чем, в частности, свидетельствует наличие оруденелых эксплозивных брекчий в эндоконтактовых частях даек, которые, согласно существующим представлениям [10, 11], являются признаком верхних уровней медно-порфировых систем (МПС).

Рудно-метасоматические ореолы названных потенциальных рудных полей характеризуются зональностью относительно осевых частей минерализованных зон [3]. Зональность сформирована в результате наложения и частичного или полного замещения продуктов ранних метасоматических изменений более поздними и выражена типичной для медно-порфировых объектов сменой от центра (осевой части) к периферии филлизитовой, внутренней и внешней пропилитовой зон. В том же направлении сменяются типы рудной минерализации: (молибденит)-пирит-халькопиритовый, халькопирит-пиритовый, пиритовый, магнетитовый и полисульфидный. Главный продуктивный тип — (молибденит)-пирит-халькопиритовый, которому принадлежит основной объем прожилково-вкрапленных руд. С ним сопряжены локально распространенные борнит-халькопиритовый и теннантит-энаргитовый типы минерализации, не имеющие самостоятельного значения. В зоне окисления мощностью первые метры—десятки метров развита малахит, азурит, самородная медь, куприт.

Наиболее перспективным является участок Базовый, где рудная зона вскрыта 4 скважинами, 2 канавами и прослежена на 1 км по простиранию, на 200 м по ширине и до глубины 260 м. Опробованием установлено, что при погружении зоны в юго-восточном направлении снижения концентраций полезных компонентов в рудах с глубиной не наблюдается. Апробированные прогнозные ресурсы меди категорий P_1 P_2 оценены в 1,2 млн.т при среднем содержании условной меди (с учетом попутного молибдена) 0,51% и бортовом содержании меди 0,36%. С учетом реальной перспективы продолжения зоны медно-порфировых прожилково-вкрапленных руд на глубоких горизонтах, потенциал ПРП и рудопроявления Базовое этими ресурсами не исчерпывается.

В отличие от Базового, сходная по строению и условиям локализации минерализованная зона рудопроявления Моренное, обладает более скромными параметрами. При незначительной мощности, содержание меди здесь составляет 0,18—0,2% и с учетом попутных компонентов не достигает промышленных значений.

К медно-порфировым объектам, ассоциирующим с плутонитами Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса, отнесено *рудопроявление Ольховка одноименного ПРП*, на котором в 2009—2012 гг. ОАО «Георегион» и ФГУП ЦНИГРИ проведены поисковые работы с проходкой 3 канав общей длиной 2050 пог.м и 6 буровых скважин суммарной глубиной 1800 пог.м.

Рудопроявление — основной объект Ольховского потенциально рудного района, обладающего признаками крупной рудно-магматической системы (РМС) с комплексной металлогенией. Ее внутренняя зона размещена в пределах Убиенкинского магматогенного поднятия Мургальского горст-антиклинория и

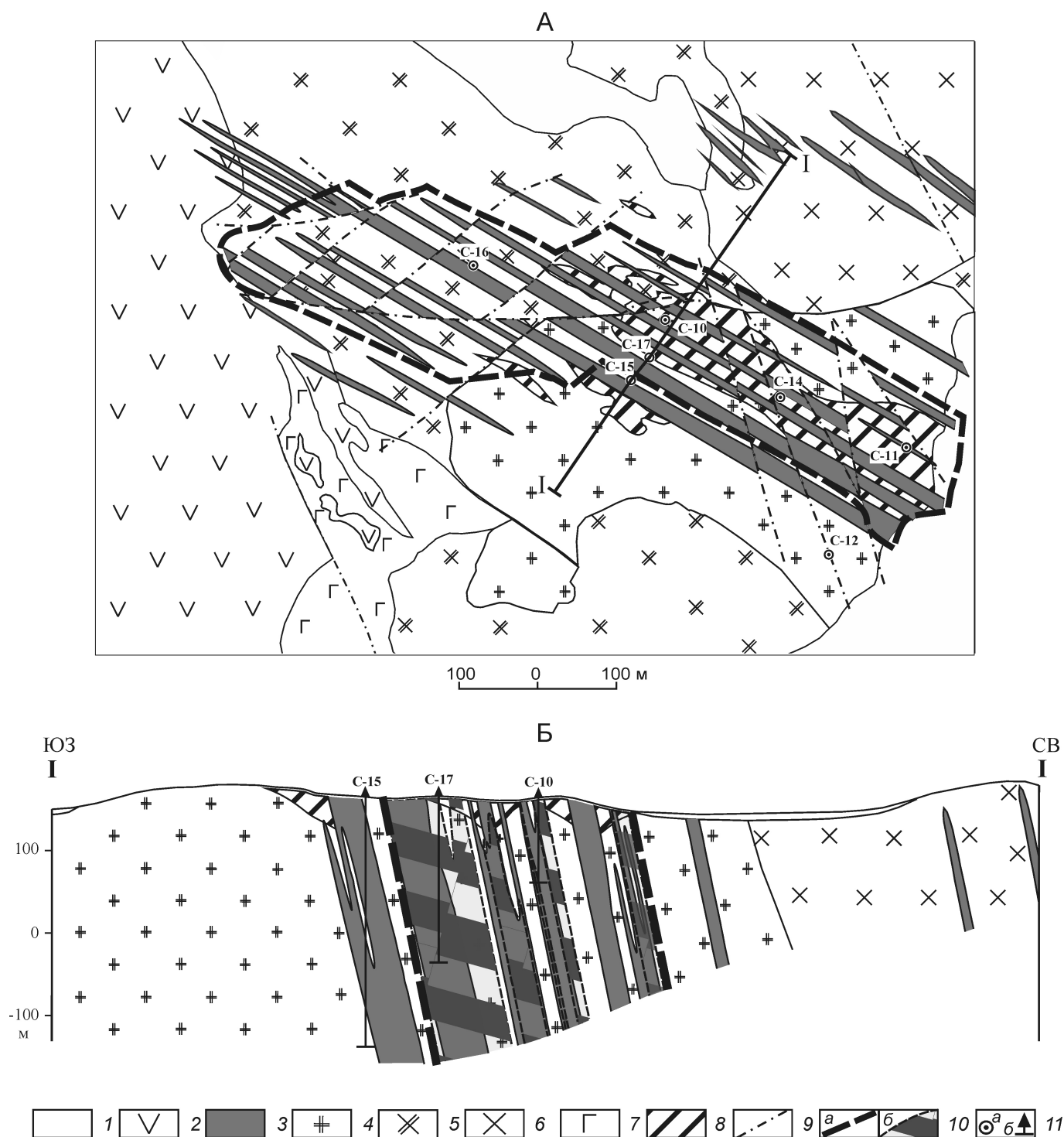


Рис. 1. Схематическая геологическая карта (А) и разрез (Б) медно-порфирового рудопоявления Базовое:

I — озерно-болотные и аллювиальные отложения; 2 — грунтовая толща основания Удско-Мургалского вулканоплутонического пояса, J_3 — K_1 : туфоалевролиты, туфопесчаники, туфы и лавы андезитов; рудоносная габбро-диорит-тоналит-плагиогранитовая формация (мургалский комплекс K_1): 3 — кварцевые диорит-порфиры и их приконтактные взрывные брекчии, 4 — тоналиты, 5 — кварцевые диориты, 6 — диориты, 7 — мелкозернистые габбро и габбро-порфиры; 8 — полимиктовые мелкообломочные брекчии, K_1 ; 9 — разрывные нарушения; 10 — медно-порфировая минерализация с различным содержанием меди (в %): *a* — 0,1%, *б* — 0,3% (только на разрезе); 11 — скважины и их номера: *a* — на плане, *б* — на разрезе

вмещает плутониты потенциально рудоносного позднемелового кавральянского комплекса с Ольховским, Роковым, Пробным и другими медно-порфировыми проявлениями. Внешняя зона рудно-магматической системы тяготеет к прибортовой части Нижнееропольского вулканопрогиба, отделенного от поднятия Анадырским глубинным разломом, и отличается развитием золотополисульфидной минерализации (рудопоявления Горное и Косогорнинское Горного ПРП), характерной для верхних и периферических частей медно-порфировых систем. По геоструктурной позиции Ольховская рудно-магматическая система близка к модели весьма распространенных в ВПП Востока России комплексных РМС первого типа, формирующихся на сочленении магматогенных поднятий с вулканогенными прогибами. Прогнозно-поисковые признаки и примеры таких систем описаны в работах В.С.Звездова, И.Ф.Мигачёва, О.В.Мининой [8, 9].

Ольховское ПРП размещено на северном фланге одноименного интрузивного массива, сложенного породами потенциально рудоносной позднемеловой габбро-диорит-гранодиоритовой формации с монцонитоидным уклоном поздних фаз (кавальянский комплекс). По результатам минералого-петрографических и петрохимических исследований в составе формации выделены две группы пород, среди которых преобладают порфировидные и порфировые разности: ранняя низкокалиевая, включающая габбро, габбродиориты, диориты, кварцевые диориты, и поздняя повышенной калиевости, представленная монцогаббро, монцодиоритами, кварцевыми монцодиоритами и монцогранодиоритами. Рудоносные монцогранодиорит-порфиры относятся к поздней высококалиевой группе пород и завершают становление габбро-диорит-гранодиоритовой формации [5].

Слабо эродированный рудоносный интрузив монцогранодиорит-порфиров имеет в разрезе грибообразную форму и осложнен в апикальной части желобообразными понижениями кровли, к которым приурочены минерализованные зоны (рис. 2). Ориентировка этих понижений и рудных зон подчиняется системе разрывов северо-восточного простирания, следующей направлению Анадырского глубинного разлома. Скважинами и канавами изучена лишь одна из минерализованных зон, тогда как по данным геофизических исследований предполагается присутствие еще четырех.

Рудная минерализация представлена вкрапленностью и гнездами халькопирита и пирита, а также многочисленными маломощными молибденит-пирит-халькопирит-кварцевыми прожилками. Ее основной объем сконцентрирован в интенсивно измененных порфировидных кварцевых диоритах, слагающих кровлю штока монцогранодиорит-порфиров, в то время как в самом порфировом интрузиве в ареале умеренных серицит-кварцевых изменений

присутствуют лишь убогие руды со средним содержанием меди 0,15%.

На рудном поле четко выражена вертикальная рудно-метасоматическая зональность, отражающая смену (снизу вверх) характерных для медно-порфировых систем зон метасоматитов и типов рудной минерализации: филлизитовая (карбонат-хлорит)-серицит-кварцевая с молибденит-халькопирит-пиритовой (в порфировом интрузиве); внутренняя пропилитовая кальцит-серицит-эпидот-альбит-хлорит-кварцевая с основной рудообразующей (молибденит-магнетит)-пирит-халькопиритовой (надинтрузивная в кварцевых диоритах); внешняя актинолит-биотитовая с (халькопирит)-магнетитовой или магнетитовой [2].

В распределении концентраций меди в объеме минерализованных пород проявлена субгоризонтальная полосчатость, выраженная чередованием богатых и бедных руд. Руды с относительно высоким содержанием меди (0,5%) локализованы на верхнем уровне, частично выходящем на поверхность; на нижних уровнях содержание меди 0,3%. Ориентировка полосчатости в рудах в целом конформна прогнутой кровле рудоносного интрузива и вместе с ней подчиняется системе пологой, вероятно, контракционной трещиноватости массива рудовмещающих порфировидных кварцевых диоритов.

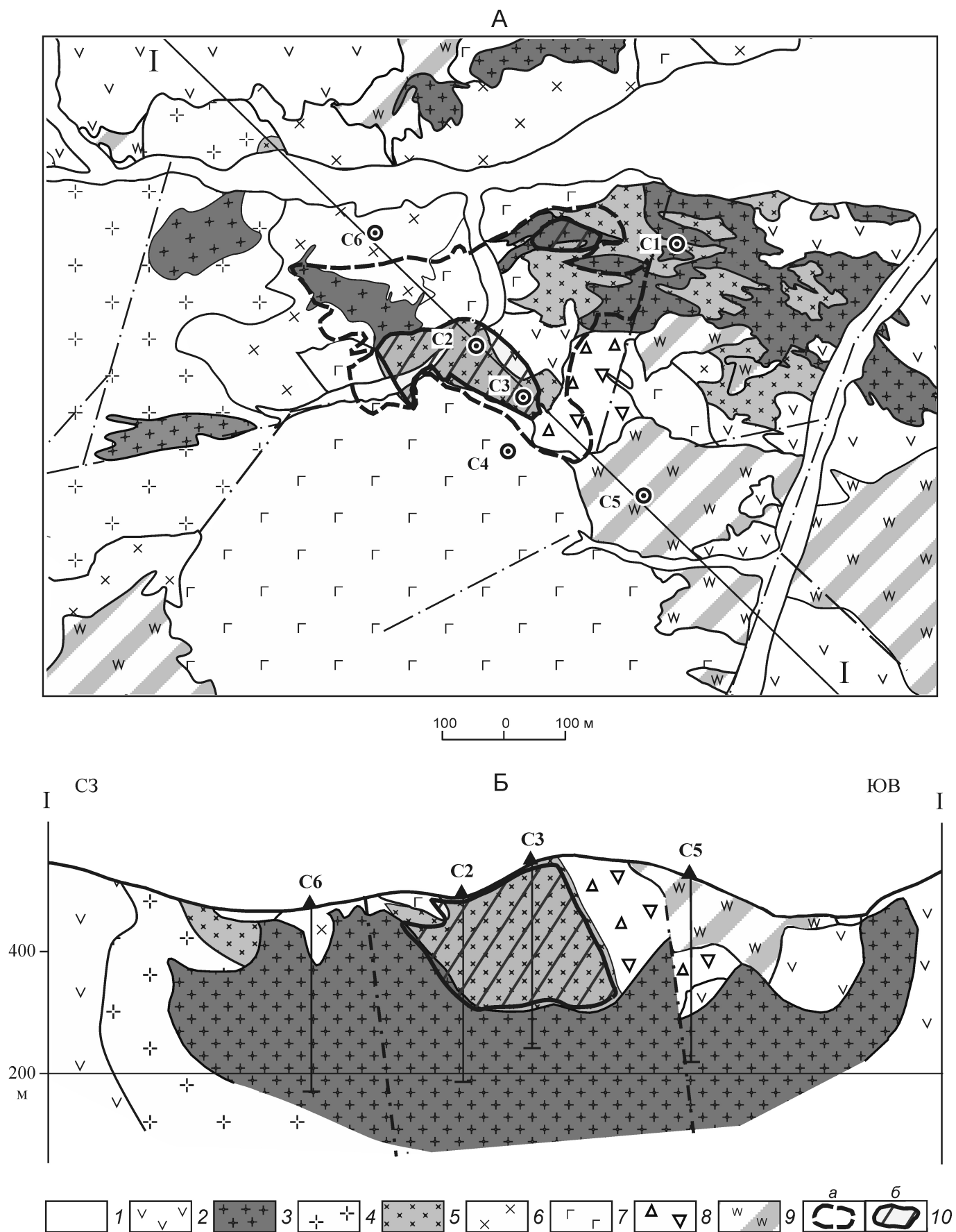
Зона оруденелых пород со средним содержанием меди 0,3% прослежена во внутренних частях МПС четырьмя скважинами до глубины более 200 м. Ее ширина составляет около 200 м. По простиранию зона не прослежена, но по геофизическим данным ее протяженность оценивается в 1200 м. Аналитическими исследованиями выявлена устойчивая корреляция повышенных содержаний меди (0,1—1%), золота (от 0,1 до 0,49 г/т) и серебра (от 1 до 5 г/т), что позволяет рассматривать последние в качестве попутных компонентов руд. Молибден присутствует в рудах в очень низких концентрациях.

Апробированные прогнозные ресурсы меди составляют 500 тыс.т категории P_2 . Вместе с тем, недостаточная изученность выявленной рудной зоны и вероятность наличия еще четырех подобных зон позволяют предварительно оценить потенциал Ольховского ПРП в 1,5 млн.т меди. Кроме того, в Ольховском рудоносном интрузиве и породах его рамы известны еще несколько медно-порфировых проявлений (Роковое, Пробное и др.), которые проведенными геологоразведочными работами не были охвачены. Все они заслуживают дальнейшего изучения и оценки.

Для внешней зоны Ольховской рудно-магматической системы характерно широкое развитие гидротермально измененных пород (пропилитов, березитов, апоэффузивных кварцитов), вторичных ореолов рассеяния с повышенными концентрациями Au, Ag, Cu, Mo, Pb и Zn, наличие проявлений золотополисульфидного типа золотосеребряной формации. На северном фланге рудно-магматической системы, в

прибортовой части Нижнееропольского вулканопрогиба, примыкающего к Убиенкинскому магматогенному поднятию, по комплексу поисковых критериев

и признаков выделено **Горное ПРП** площадью около 33 км² с рудопроявлениями Горное и Косогорненское (Косое), представляющими собой зоны развития зо-



лотоносных кварцевых брекчий, сульфидно-кварцевых и кварц-карбонат-полисульфидных прожилков и жил, сопровождаемых сульфидной вкрапленностью во вмещающих породах. Эти объекты изучались при поисковых работах 1960-х (В.А.Китаев, 1966) и ГС-50 1970-х годов (А.С.Бочкарев, В.П.Шабалин и др., 1980), включавших проходку буровзрывных канав, а также при поисковых работах 2010—2012 гг. ФГУП ЦНИГРИ и ОАО «Георегион», в ходе которых на участке Горном пробурены 4 скважины глубиной от 50 до 233 м (всего 457 пог.м).

Рудное поле тяготеет к центру локальной отрицательной гравитационной аномалии, возможно, обусловленной присутствием на глубине гранитоидного интрузива, с севера ограничено Чинейвеемским, а с юго-востока — Анадырским глубинными разломами. Ведущую роль в строении площади ПРП играют образования Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса — вулканиты андезибазальтовой формации (верхнеэмунеретская подсвита K_2) и плутониты габбро-диорит-гранодиоритовой формации с монзонитоидным уклоном (кавралянский комплекс K_2), слагающие южный фланг Левокавралянского массива. В центральной части рудного поля закартированы мелкие штоки диоритовых и кварцевых диоритовых порфириров габбро-диорит-тоналит-плагиогранитовой формации натриевого профиля (ракетный комплекс P_1) Окляно-Пенжинского вулканоплутонического пояса (впервые выделен авторами на исследованной территории).

Литогеохимической съемкой по вторичным ореолам рассеяния масштаба 1:50 000 и 10 000, выполненной в ходе госконтрактных работ, выявлены обширные интенсивные аномалии Pb, Zn, Ag, а в их центральных частях — небольшие аномалии Cu малой интенсивности. Анализ параметров установленных аномалий позволил сделать вывод о надрудном эрозионном срезе Горного потенциального рудного поля в его северной части и верхнерудном — в южной.

Рудопоявление Горное, известное с 1965 г., расположено в южной части потенциального рудного поля и приурочено к надынтрузивной зоне северного фланга Левокавралянского массива гранодиоритов — кварцевых монзонитов (рис. 3). Рудовмещающими являются полого залегающие андезитоиды верхнеэмунеретской свиты мощностью около 200 м, про-

рванные штоками и дайками порфировых диоритов и кварцевых диоритов.

Андезитоиды в экзоконтакте гранитоидного массива интенсивно изменены с образованием кварц-серицит-хлоритовых, кварц-серицитовых, серицит-кварцевых метасоматитов, сменяющихся на периферии пропилитами, в поле которых отмечаются единичные тела апоэффузивных кварцитов. Размеры ареала развития серицитсодержащих метасоматитов, к которым приурочена золотополисульфидная минерализация, 2,2–2,3 км.

Рудопоявление фиксируется локальными аномалиями во вторичных ореолах рассеяния с максимальными содержаниями Au до 0,2 и Ag 10 г/т, а Cu 0,2, Pb 0,2 и Zn 0,4%.

Характерными элементами строения объекта являются сближенные линзовидные тела кварцевых брекчий и кварцево-жилы. Брекчий, сложенные остроугольными, в разной степени окварцованными обломками андезитов размером от долей до 10–15 см и карбонат-кварцевым цементом, сосредоточены в двух зонах: дугообразной северо-восточного простирания с северо-западным падением под углами 65–75° (параметры по дневной поверхности 500–100 м, 15 брекчиевых тел) и северо-западного простирания с северо-восточным падением под углами от 35° до 70° (750–260 м, 4 тела). Нередко они сопряжены с кварцевыми жилами, максимальная видимая мощность которых достигает 10 м.

Рудная минерализация в виде вкрапленности и прожилков сульфидов присутствует как в кварцевых брекчиях (в цементе и обломках) и жилах, так и во вмещающих гидротермально измененных вулканогенных породах. Среди гипогенных рудных минералов наиболее широко распространен пирит, в меньшей степени — халькопирит, галенит, магнетит. Присутствуют редкие выделения видимого золота дендритовидной формы. Преобладающий класс крупности золотин составляет 0,1–0,3 мм, но встречаются выделения до 0,7 мм. Гипергенные минералы представлены медной зеленью, азурином, халькозином, окислами марганца, англезитом, церусситом.

Ареал золотополисульфидной жильно-прожилковой минерализации прослежен в северо-восточном направлении на 1000 м при ширине до 180 м, а на глубину до 200 м. Отдельные минерализованные зоны,

Рис. 2. Схематическая геологическая карта (А) и разрез (Б) медно-порфирового рудопоявления Ольховка:

1 — аллювиальные отложения; 2 — лавы и туфы андезитов андезит-дацит-андезидацитовской формации (кавралянская толща K_2); рудоносная габбро-диорит-гранодиоритовая монзонитоидная формация (кавралянский комплекс K_2); поздняя группа; 3 — рудоносные гранодиорит-порфиры и 4 — кварцевые монцодиориты и монцогранодиориты, ранняя группа; 5 — порфировидные кварцевые диориты и кварцевые диорит-порфиры, 6 — диориты и 7 — габбро и габбро-диориты; 8 — метасоматические брекчии пестрого состава с биотитовым, хлоритовым, альбит-кварцевым и(или) кварц-серицитовым цементом; 9 — вторичные кварциты; 10 — медно-порфировая минерализация с различным содержанием меди (в %): а — 0,1, б — 0,3; см. услов. обозн. к рис. 1

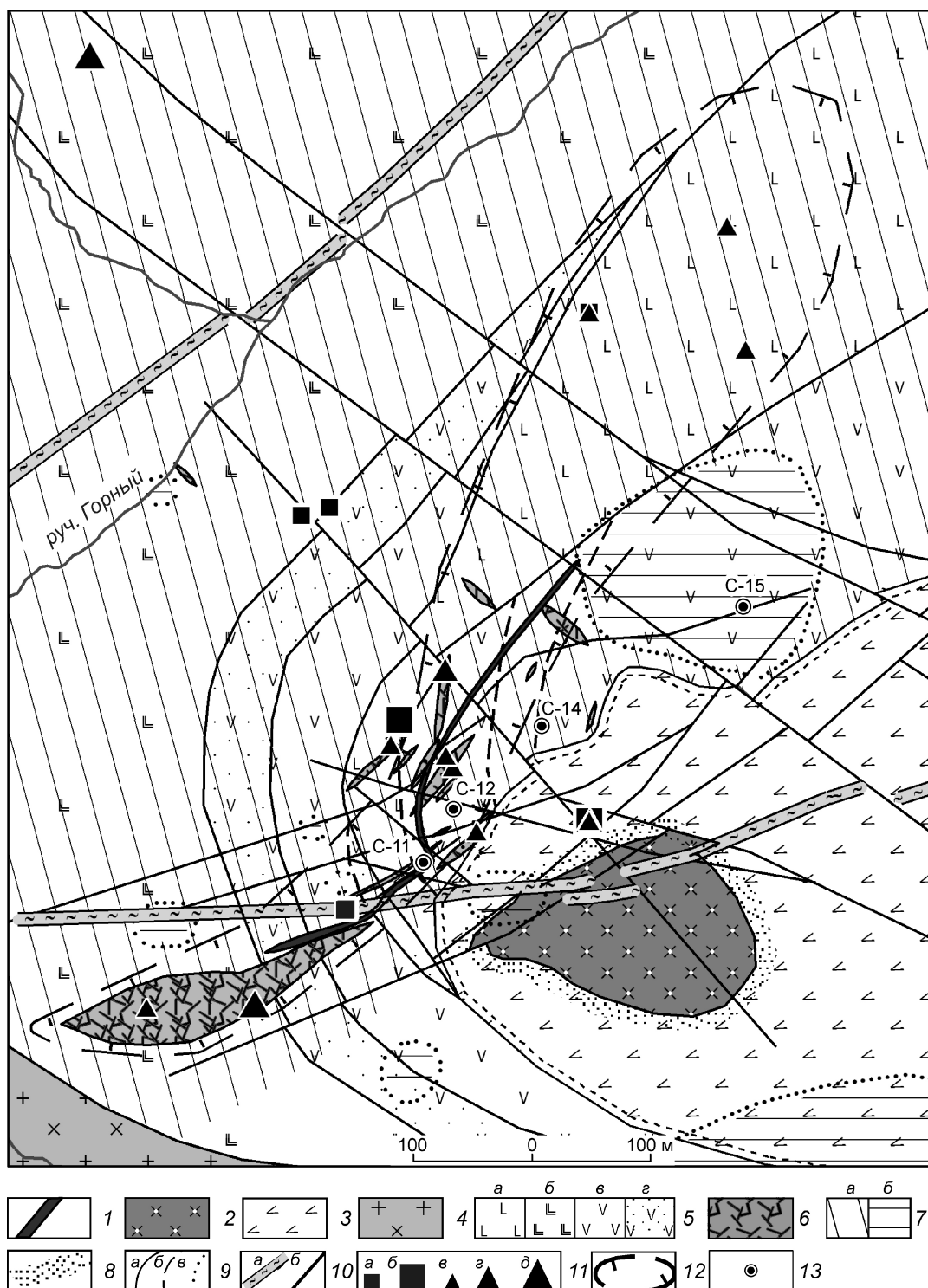


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Горного поискового участка:

рудноносная габбро-диорит-тоналит-плагиигранитная формация (ракетный комплекс Pg_1): 1 — дайка базальтов четвертой фазы, 2 — диориты и кварцевые диоритовые порфиры второй фазы; 3 — базальты энмываамской свиты, Pg_1 ; 4 — рудноносная габбро-диорит-гранодиоритовая формация с монцитонитовым уклоном (кавралянский комплекс K_2), гранодиориты второй фазы; 5 — андезибазальтовая формация (верхняя эмунеретская свита K_2): а — лавы базальтов, б — андезибазальтов и в — андезитов, г — туфы андезитов; 6 — рудоносные кварцевые брекчии; 7 — метасоматические изменения: а — серицит-хлорит-кварцевые, б — кварцевые; 8 — контактовые роговики; 9 — геологические границы: а — резкие и б — постепенные, в — контуры зон метасоматитов; 10 — разрывные нарушения: а — главные и б — второстепенные; 11 — содержание металлов в штуфных и сколовых пробах: меди (в %): а — 0,5—1,0 и б — 1,0—8,0, золота (в г/т): в — 1—5, г — 5—10 и д — 10—73,5; 12 — прогнозируемая зона развития золотого оруденения; 13 — скважины поисково-оценочных работ 2011—2012 гг.

оконтуренные по содержанию золота 0,5 г/т, вместе со стержневыми кварцевыми жилами и брекчиями ориентированы большей частью в северо-восточном направлении, реже северо-западном.

По данным пробирного и атомно-эмиссионного спектрального анализом содержание золота на юго-западном фланге и в центральной части участка изменяется от 0,1 до 16,7 г/т, а на северо-восточном фланге не превышает 1,0 г/т. Содержание серебра колеблется в интервале 20,5—25,0 г/т. По данным В.А.Китаева (1966) и А.С.Бочкарева (1980) в буровзрывных канавах предшествующих геологоразведочных работ содержание золота достигало 33,4, а серебра — 300 г/т; отношение Au:Ag 1:4.

Принадлежность рудопрооявления золотополисульфидному типу, характерному для внешних частей медно-порфировых РМС, подтверждается повышенными концентрациями (в %): Cu до 0,2—0,8, Pb 0,43, Zn 0,1 и пониженными Mo до 0,002.

На северном, менее эродированном, фланге Горного потенциального рудного поля находится слабо изученное золотополисульфидное *рудопрооявление Косогорнинское (Косое)*. Как и Горное рудопрооявление, оно обладает признаками принадлежности к внешней зоне рудно-магматической системы порфирового типа. Рудоконтролирующая Косогорнинская вулканоструктура диаметром 6 км, сложенная андезидацитами потенциально рудоносной позднемеловой андезит-дацит-риодацитово-формации, с юго-востока «срезается» Чинейвеемским разломом. Купольное поднятие в ее центральной части вмещает мелкие штоки кварцевых монцонит-порфиров позднемелового кавральянского и тоналитов палеоценового ракетного комплексов, являющихся потенциально рудоносными в отношении медно-порфировых руд.

По данным А.С.Бочкарева (1980), рудопрооявление представлено линейными кварцевыми штокверками протяженностью до 300 м и жилами, зонами кварцевых и кварц-турмалиновых брекчий мощностью до 60 м и протяженностью до 250 м, локализованными в пропицитизированных и серицитизированных вулканитах. Зоны северо-восточного и субширотного простирания вмещают прожилково-вкрапленную минерализацию, в составе которой главными являются пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, блёклые руды; второстепенными — буланжерит и молибденит; вторичными — борнит, халькозин, ковеллин, малахит, азурит и гетит. Бороздовым и штучным опробованием установлены следующие содержания полезных компонентов: Au 0,1—53,2 и Ag 1,7—741,3 г/т, Cu 0,1—26,3, Pb 0,1—1, Zn 0,2—1,0 и Mo до 0,01%. По сравнению с Горным рудопрооявление Косогорнинское отличается меньшей интенсивностью гидротермально-метасоматических изменений и вторичных ореолов рассеяния типоморфных элементов, что, возможно, отражает более высокое положение эрозионного среза рудообразующей системы.

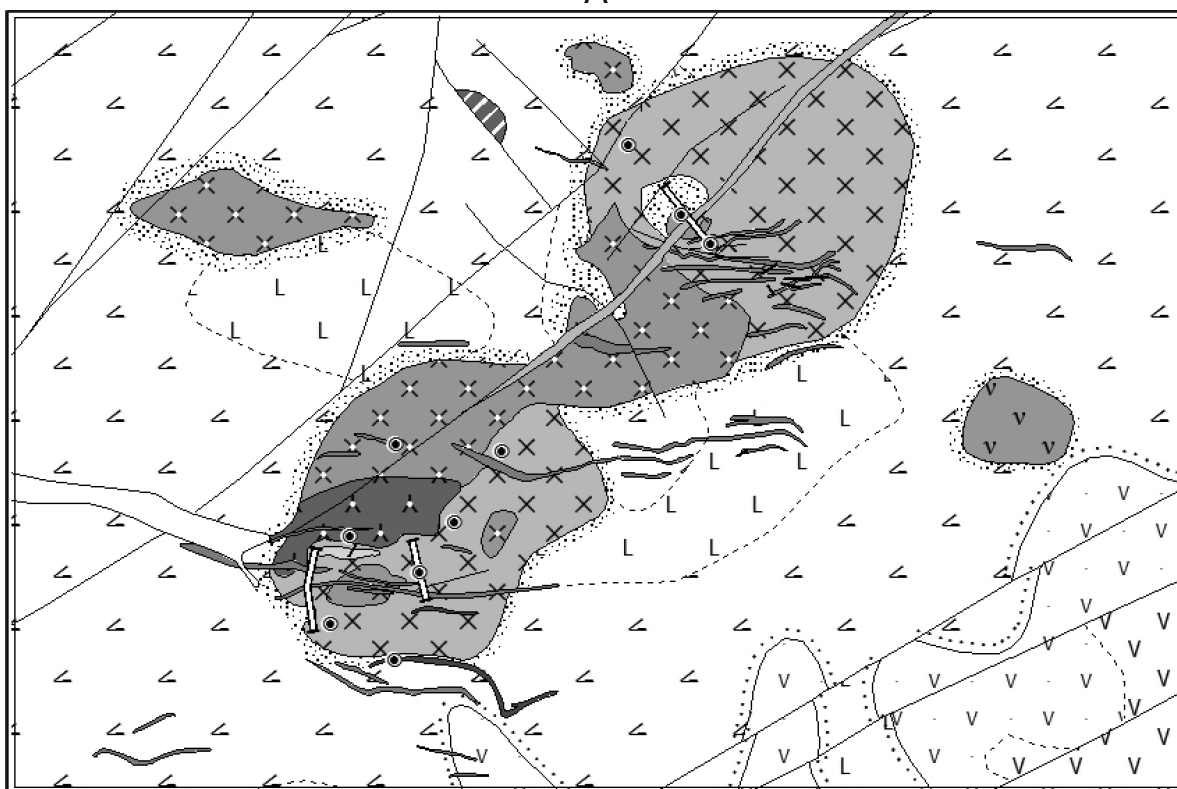
Проведенными поисковыми работами Горное ПРП изучено недостаточно. Данные по 4 неглубоким (от 50 до 233 м) скважинам не позволяют достоверно оценить зону золотополисульфидной минерализации. Для решения такой задачи необходимы дополнительные горно-буровые работы, прежде всего на юго-западном фланге. Целесообразна проходка нескольких канав вкрест простирания зоны, а также бурение профиля наклонных на юго-восток скважин глубиной не менее 300 м к северо-западу от пройденного профиля скважин. Не опробованы также глубокие горизонты объекта, на которых возможно обнаружение медно-порфировых руд, характерных для внутренних зон рудно-магматической системы порфирового типа. Подобными перспективами обладает и Косогорнинское рудопрооявление, где также установлены прямые поисковые признаки периферийных частей РМС. Однако вопрос о присутствии медно-порфировой минерализации может быть решен только глубоким бурением.

Рудопрооявление Ракетное одноименного ПРП, как и Ольховское, расположено в относительно поднятом Убиенкинском блоке фундамента, частично перекрытом вулканитами риолит-базальт-андезит-базальтовой формации (энмываамской свиты палеоцена) Оклано-Пенжинского вулканоплутонического пояса.

Ракетное ПРП площадью около 25 км² выделено в результате специализированных геологических, геолого-поисковых маршрутов и опережающей литогеохимической съемки по вторичным ореолам рассеяния. Оно находится в зоне влияния Анадырского глубинного разлома и опережающих его нарушений северо-восточного простирания. На западном и южном флангах рудного поля эффузивы среднего и основного составов энмываамской свиты, залегающие монотонально с пологим (5—25°) северо-западным падением, с несогласием перекрывают позднемеловые вулканиты кавральянской свиты и коагматичные им массивы диоритов-монцодиоритов-кварцевых монцодиоритов кавральянского комплекса Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса. В центральной и восточной частях рудного поля вулканиты Оклано-Пенжинского пояса прорваны коагматичными мелкими штоками и дайками тоналитового ряда палеоценового ракетного комплекса (габбро-диорит-тоналит-плагиигранитной формации натриевого профиля), в которых отмечаются многочисленные ксенолиты более ранних (кавальяньских) гранитоидов (рис. 4).

В становлении ракетного комплекса выделены четыре фазы: I — габбро, диориты и мелкозернистые кварцевые диориты, слагающие основной объем массивов; II — диоритовые и кварцевые диоритовые порфириты (штоки); III — порфировидные тоналиты и плагииграниты (штоки); IV — тоналит-порфиры и плагиигранит-порфиры (дайки). Рудоносными,

A



Б

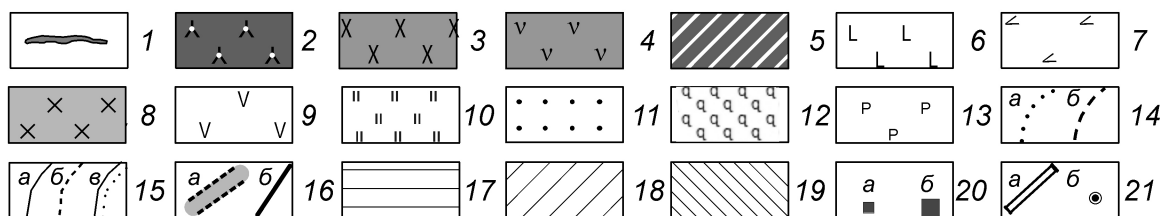
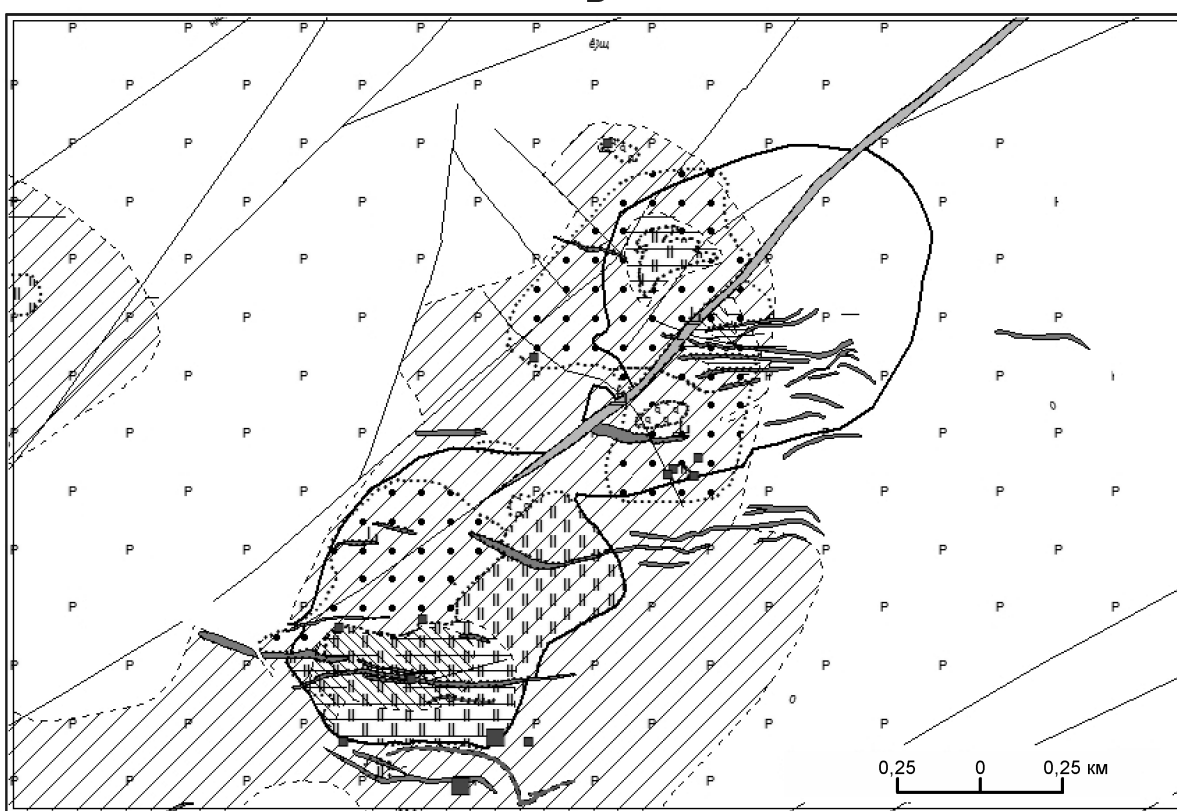


Рис. 4. Схематические карты Ракетного поискового участка (рудопоявление Ракетное-Восточное): А — геологическая, Б — рудно-метасоматической зональности:

1—7 — палеоценовая вулканоплутоническая ассоциация: 1—4 — рудоносная габбро-диорит-тоналит-плагиогранитная формация (ракетный комплекс): 1 — дайки тоналит- и плагиогранит-порфиров четвертой фазы, 2 — порфировидные плагиограниты третьей фазы, 3 — диориты и 4 — габбро первой фазы; риолит-базальтовая формация (энмываамская свита): 5 — экструзивно-субвулканические дациты, 6 — лавы базальтов, 7 — лавы и туфы андезитов; позднемеловая вулканоплутоническая ассоциация: 8 — рудоносная габбро-диорит-гранодиоритовая формация с монцонитоидным уклоном (кавральянский комплекс), гранодиорит-порфиры и кварцевые монцонит-порфиры третьей фазы, 9 — андезит-дацит-андезидацитовая формация (кавральянская свита), лавы андезитов; 10—13 — метасоматические изменения: 10 — биотитовые, 11 — филлизиты: кварц-серицитовые, серицит-кварцевые, кварцевые, кварц-серицит-хлоритовые и серицит-хлоритовые, 12 — апоэффузивные вторичнокварцитовые, 13 — пропилитовые; 14 — контуры: а — зон метасоматитов, б — ареалов рудной минерализации разного состава; 15 — геологические границы: а — резкие, б — постепенные, в — несогласного залегания; 16 — разрывные нарушения: а — главные и б — второстепенные; ареалы развития рудной минерализации: 17 — магнетитовой, 18 — преимущественно пиритовой, 19 — магнетит-халькопирит-пиритовой (и окисленной медной) с содержанием меди 0,1%; 20 — содержание меди в штучных и сколовых пробах (в %): а — 0,1—0,9 и б — 1; 21 — выработки поисково-оценочных работ 2011—2012 гг.: а — каналы, б — скважины; см. услов. обозн. к рис. 3

по-видимому, являются небольшие штоки кварцевых диоритовых порфиров, реже дайки тоналит- и плагиогранит-порфиров, в экзоконтактных зонах которых, преимущественно в мелкозернистых диоритах первой фазы и вмещающих палеоценовых вулканитах, сосредоточен основной объем медно-порфировых руд.

Вмещающие породы в экзоконтактных зонах интрузивов интенсивно ороговикованы и гидротермально изменены — биотитизированы, серицитизированы, хлоритизированы, окварцованы. Отмечается площадная пропилитизация вулканитов с участками интенсивной эпидотизации и березитизации, а также тела апоэффузивных вторичных кварцитов с мелкой окисленной пиритовой вкрапленностью.

Площадь ПРП фиксируется обширными вторичными аномалиями меди, интенсивность которых в северо-восточной части рудного поля достигает 0,1% и выше (в центральных частях аномалий до 0,3%), а также попутных элементов — Мо, Pb, Zn, Ag. Ореолы Pb, Zn и Ag «окаймляют» ореолы Cu и Mo по периферии, что соответствует классической геохимической зональности медно-порфировых систем.

Наиболее значительное по площади (около 2,5 км²) поле гидротермально измененных и минерализованных пород оконтурено на восточном фланге ПРП — участок *рудопоявления Ракетное* *. Оно приурочено к многофазному интрузиву ракетного комплекса (Р₁), сложенному крупно-среднезернистыми габбро (в резком подчинении), мелкозернистыми диоритами, порфировидными тоналитами и плагиогранитами, тоналит-порфирами и плагиогранит-порфирами (дайки). В эндоконтактных зонах тел палеоценовых

диоритов содержатся многочисленные обломки, иногда крупные ксенолиты гранитоидов кавральянского комплекса (К₂).

На дневной поверхности участок рудопоявления фиксируется: сосредоточением пунктов минерализации меди, свинца, цинка, молибдена; шлиховыми ореолами золота (Э.Б.Невретдинов и др. 1976, А.С.Бочкарев, 1980); повышенными содержаниями Cu от первых десятых долей процента до 1% и Mo до 0,02% в штуфах; высокоинтенсивными вторичными аномалиями Cu и Mo, сменяющимися на периферии аномалиями Pb, Zn, Ag; контрастными отрицательными аномалиями магнитного поля.

Для заверки выделенного поискового участка в 2011—2012 гг. ОАО «Георегион» и ФГУП ЦНИГРИ были проведены поисковые работы, включающие проходку 3 магистральных канав (718 пог.м) и бурение 10 колонковых скважин глубиной от 155 до 301 м (всего 2784 пог.м). В ходе этих работ локализованы пространственно разобщенные участки развития биотитсодержащих метасоматитов с магнетит-халькопирит-пиритовой штокверковой минерализацией — Центральный и Восточный, имеющие площадь по поверхности 0,36 и 0,05 км². Эти метасоматиты — продукты раннего высокотемпературного калиево-кремнивого преобразования вмещающих пород в экзоконтактах штоков кварцевых диоритовых порфиров ракетного комплекса, которые, по всей видимости, представляют собой апофизы более крупного рудоносного магматического тела, скрытого на глубине.

В целом на поисковом участке установлена рудно-метасоматическая зональность, характерная для медно-порфировых систем, формирование которых связано с магматизмом натриевого (тоналитового) профиля. От центра к периферии системы отмечается смена следующих зон: внутриинтрузивной (во внутренних частях порфировых штоков) пропилитовой

*Кроме него в пределах Ракетного ПРП выделены Центральный и Юго-Западный поисковые участки.

(альбит-карбонат-актинолит-эпидот-хлорит-прени-товой) внутренней биотитовой с основным объемом прожилково-вкрапленных магнетит-халькопирит-пиритовых руд фрагментарно проявленной филлизитовой (кварц-серицитовых, хлорит-кварц-серицитовых, монокварцевых метасоматитов) с вкрапленностью пирита и халькопирита внешней пропилитовой (альбит-актинолит-эпидот-карбонат-хлоритовой) с обширным пиритовым ореолом, охватывающим практически всю площадь участка.

Рудная минерализация представлена разноориентированными кварц-магнетит-сульфидными, кварц-сульфидными, кварц-карбонат-сульфидными мало-мощными жилами и прожилками (с хлоритом, эпидотом, иногда калиевым полевым шпатом в зальбандах), сопровождающимися интенсивной вкрапленностью магнетита, пирита, реже халькопирита во вмещающих породах. Пострудные прожилки сложены кварцем, карбонатом, ангидритом, реже флюоритом и цеолитами. Главными рудными минералами являются халькопирит, пирит, магнетит, гематит (спекуларит); второстепенными — галенит, сфалерит и пирротин. Магнетит, частично замещенный гематитом, образует вкрапленность, приуроченную к измененным темноцветным минералам (1—3%, иногда до 10%). Он присутствует в кварцевых и кварц-карбонатных прожилках и жилах мощностью до 10—20 и более мм, часто в ассоциации с хлоритом, эпидотом и сульфидами. В биотитизированных породах он нередко содержит тонкую вкрапленность халькопирита. Сульфиды представлены гнездами, отдельными зернами и прожилками пиритового, пирит-халькопиритового и халькопиритового состава, а также сростаниями с магнетитом и ильменитом. Среди гипергенных минералов преобладают малахит, азурит, халькозин, ковеллин и хризоколла.

По данным бороздового и кернового опробования по бортовому содержанию меди 0,1% оконтурены две зоны минерализованных пород — Центральная и Восточная. В геохимических полях они фиксируются аномалиями Cu высокой интенсивности, окруженными контрастными аномалиями Pb, Zn, Ag. Соотношение пирита и халькопирита в рудных зонах изменяется от 3:1 до 1:5 при содержании сульфидов от долей процентов до 15—17%. Содержание меди в рудах невысокое — от 0,2 до 0,6%, в отдельных пробах до 1%, попутных компонентов — низкое.

Более эродированная Центральная зона вскрыта 2 канавами и 5 скважинами; при оконтуривании по бортовому содержанию меди 0,1% имеет параметры по поверхности 500 250 м, трубообразную форму в поперечных разрезах, вертикальный размах до 230 м. Она локализована в пределах обширного ореола интенсивной биотитизации мелкозернистых диоритов в экзоконтактовой зоне штока кварцевых диоритовых порфиритов и представляет собой густой штокверк магнетит-сульфидно-кварцевых прожилков и жил

(их доля местами достигает 50—60% объема пород), сопровождающийся тонкой вкрапленностью магнетита. Однако количество халькопирита среди рудных минералов мало, чем объясняются низкие концентрации меди в рудах (среднее содержание меди 0,16%).

Восточная зона магнетит-сульфидно-кварцевой штокверковой минерализации также локализована в биотитизированных диоритах в экзоконтакте порфирового штока, однако площадь распространения биотитсодержащих метасоматитов значительно меньшая. К периферии они сменяются филлизитами с бедными прожилково-вкрапленными пирит-халькопиритовыми рудами и далее пропилитами, что свидетельствует о меньшем эрозионном срезе. Рудная зона, прослеженная канавой на поверхности и одной из скважин на глубину до 280 м, имеет расширяющуюся по восстанию трубообразную форму размером около 120 м в поперечнике при крутом падении. Содержание меди в рудах до 0,5—0,7, в отдельных интервалах до 1%, среднее 0,2%.

Таким образом, в восточной части Ракетного ПРП установлены два «магматических центра» рудообразующей системы, фиксирующиеся разобщенными полями биотитовых метасоматитов с густым штокверком кварцевых жил и прожилков, в которых преобладает магнетит, частично замещенный более поздними пиритом, халькопиритом и другими сульфидами. Филлизитовая зона, столь характерная для медно-порфировых систем, проявлена слабо, фрагментарно, что наряду с широким развитием биотитсодержащих метасоматитов, характерных для ядерных частей МПС, свидетельствует о вскрытии эрозией центральных частей системы, то есть о глубоком эрозионном срезе. Модель рудопроявления Ракетное показана на рис. 5.

Кроме описанного Ракетного рудопроявления в пределах одноименного ПРП по комплексу поисковых признаков выделены еще два поисковых участка — Центральный и Юго-Западный, которые практически не изучены из-за ограниченных объемов горно-буровых работ. На первом из них для заверки обширной вторичной аномалии меди (с содержанием более 0,1% в центре) была пройдена одна скважина, которая под чехлом рыхлых делювиальных отложений в окварцованных, серицитизированных, хлоритизированных кварцевых диоритовых порфиритах вскрыла (до глубины 297 м) зону убогих прожилково-вкрапленных медных руд с содержанием металла 0,1—0,2%, среднее 0,13%.

Прогнозные ресурсы «условной» категории P_2 минерализованных зон Ракетного ПРП, оконтуренных по бортовому содержанию меди 0,1% до глубины 300 м, составляют руды 607 млн.т, меди 971 тыс.т при среднем содержании 0,16%. С учетом низкого содержания меди они отнесены к некондиционным, и обнаружение здесь промышленно значимых скоплений медно-порфировых руд в сложных горнотехнических и небла-

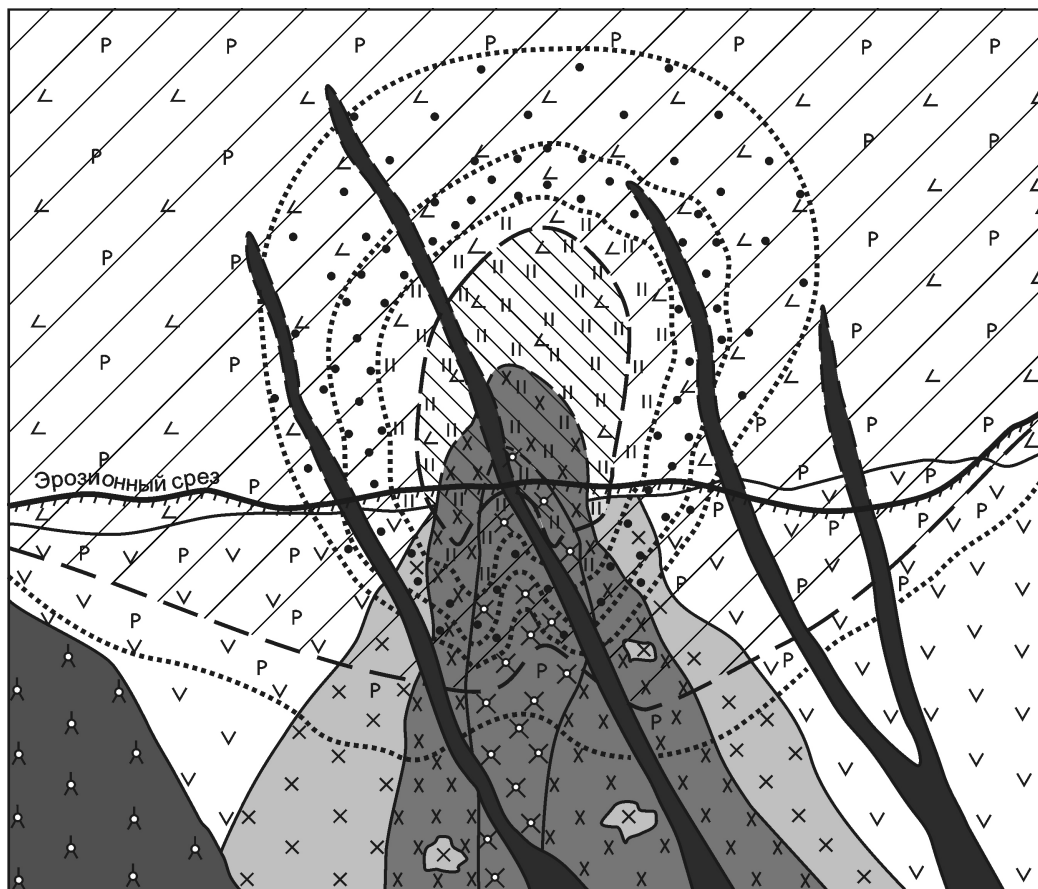


Рис. 5. Прогнозно-поисковая модель Ракетной медно-порфировой рудно-магматической системы (потенциального рудного поля):

см. услов. обозн. к рисункам 3 и 4

гоприятных геолого-экономических условиях маловероятно. Вместе с тем, ряд участков рудного поля, характеризующихся присутствием поисковых признаков медно-порфировых руд, особенно высокоинтенсивных геохимических аномалий меди и попутных компонентов, остался недоизученным из-за ограниченного объема горно-буровых работ.

Проявления медно-порфировых и, возможно, сопряженных с ними золотополисульфидных руд выявлены также в 60 км южнее Ольховского рудопроявления, в Серовском горстообразном блоке Мургаляского поднятия фундамента Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса. Основная часть выступа занята одноименным массивом потенциально рудоносной позднемеловой габбро-диорит-гранодиоритовой (с монцитонитовидным уклоном) формации кавральянского комплекса. Массив вытянут в северо-восточном направлении параллельно Анадырскому разлому и имеет подковообразную форму с крупным жолобообразным провисом кровли в центральной части, что сближает его с Ольховским интрузивом, вмещающим в подобном понижении кровли медно-порфировые руды одноименного рудопроявления.

В экзоконтактовых зонах Серовского интрузива и в его раме, сложенной пропилитизированными, участками биотитизированными, аргиллизированными, вулканитами андезит-андезибазальтовых формаций раннего этапа Охотско-Чукотского пояса, развиты мощные до 1 км и протяженные до 10 км зоны интенсивной (местами до 10—15% объема пород) пирити-

зации в ассоциации с вкрапленностью магнетита 1—5%, а также зоны пиритсодержащих кварц-серицитовых, существенно кварцевых и кварц-серицит-хлоритовых метасоматитов с кварц-турмалиновыми и кварц-карбонат-полисульфидными жилами.

В пределах Серовского выступа — в выполненном вулканитами провисе кровли одноименного плутона и на его северо-восточном окончании — установлены мелкие штокообразные тела и дайки потенциально рудоносной палеоценовой габбро-диорит-тоналит-плагитогранитной формации (ракетный комплекс) Оклано-Пенжинского вулканоплутонического пояса. С ними сопряжены точки медной и золото-серебряной минерализации.

По комплексу поисковых признаков (пунктам рудной минерализации, ареалу развития измененных пород, вторичным аномалиям Cu, Pb, Zn, Ag и др.) в пределах Серовского блока выделены Пожарское и Веткинское ПРП.

Пожарское ПРП (около 60 км²) выделено на южном фланге крупной вулканоплутонической структуры, сложенной стратифицированными вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами Охотско-Чукотского пояса и его основания с прорывающими их телами потенциально рудоносных интрузивных комплексов — позднемелового кавральянского (диориты, гранодиориты, граниты, кварцевые монцитониты) и палеоценового ракетного (тоналиты, плагитограниты). Продукты гидротермально-метасоматических процессов представлены протяженными

мощными зонами сульфидизации, вторичными кварцитами, линейными зонами аргиллизации, жилами и зонами дробления кварц-карбонатного и кварцевого состава с сульфидами. Основным объектом рудного поля является **Серовское** золотополисульфидно-кварцевое проявление, обладающее признаками принадлежности периферийной части медно-порфировой системы. Жильные тела кварц-карбонат-полисульфидного состава мощностью до 4 м и протяженностью до 70 м локализованы в юго-западной эндоконтактной зоне интрузива кавральянского комплекса и пространственно связаны с апикальной частью штока монцонит-порфиров. По данным бороздowego опробования среднее содержание золота в жилах составляет 2,73—7,7 и серебра 547,9—554,0 г/т. В штучных пробах руд содержания (в %): меди и молибдена достигают 0,3, свинца 1, цинка 0,1, золота 33 г/т [6].

Веткинское ПРП (13 км²), выделенное в выступе основания Охотско-Чукотского пояса, сложено преимущественно вулканогенными отложениями усовской свиты, которые прорваны штоками и дайками гранодиоритов (с фациальными переходами до кварцевых монцонитов) и гранит-порфиров второй фазы позднемелового кавральянского комплекса, а также штоками кварцевых диоритов, тоналитов и тоналит-порфиров палеоценового ракетного комплекса. Вмещающие вулканиты несут следы ороговикования на удалении в первые десятки метров от зоны контакта, иногда с характерными новообразованными крупными (3—10 мм) кристаллами пироксена. В гранодиоритах развита площадная сульфидизация и минерализованные зоны брекчирования площадью 0,1—0,2 км², в которых среди рудных минералов присутствуют пирит, халькопирит, молибденит, малахит. В штучных пробах, отобранных на участке Ветка, содержание меди до 0,3%, в сколовых — до 0,6%. В экзоконтактах тоналит-порфировых штоков отмечено интенсивное окварцевание вмещающих пород (до вторичных кварцитов) и тонко рассеянная вкрапленность пирита до 5%; эпизодически во вторичных кварцитах отмечается вкрапленность халькопирита и примазки медной зелени. Гипсометрически выше зоны окварцевания расположена зона аргиллизации вмещающих пород. Пропилитизация развита практически повсеместно.

Пиритовый ореол имеет изометричную в плане форму и незначительные размеры, не превышающие 500 м в поперечнике. Содержание пирита изменяется от 1 до 5%; участками фиксируется мелкая вкрапленность магнетита до 1%.

Рудному полю соответствует зонально построенный вторичный ореол рассеяния с медно-молибденовой внутренней и свинцово-цинковой внешней зонами. Его строение и параметры свидетельствуют о малом эрозионном срезе прогнозируемой медно-порфировой системы.

В 200 км южнее, на южном фланге Мургалевского поднятия в зоне влияния Оклано-Мургалевского глубинного разлома, который отделяет поднятие от вулканоструктур Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса, выделен **Цирковой (Чалбугчанский) потенциальный рудный узел**. Основным элементом строения рудного узла является крупный полихронный Ичигемский плутон, образованный потенциально рудоносными гранитоидами Удско-Мургалевского и Охотско-Чукотского поясов. В крупном провисе кровли интрузива в вулканогенно-терригенных породах усовской свиты готерив-баррема выявлены медно-молибденные, золотосеребряные, серебро-полиметаллические проявления, среди которых наиболее изученным является Цирковое. На этом объекте в ходе поисковых работ масштаба 1:25 000 пройдено 3760 м³ канав, отобрано 176 м бороздовых проб, проведено штучное, спектрозолотометрическое и литогеохимическое опробование по сети 100 20 м [7].

Рудопоявление локализовано в экзо-эндоконтактной зоне плутона, где гранодиориты ранне-поздне-меловой потенциально рудоносной (габбро)-диорит-гранодиорит-гранитной формации прорваны штоком субщелочных гранитов. Минерализованная зона имеет крутое падение и представлена интенсивно окварцованными и турмалинизированными породами с турмалин-сульфидно-кварцевыми жилами северо-восточного простирания, которые и являются рудными телами. Мощность жил 0,1—4,0 м, протяженность от 100 до 1000 м. Основные рудные минералы — халькопирит и халькозин; второстепенные — магнетит, арсенопирит, галенит, сфалерит, борнит и молибденит. По данным спектрального и химического анализов бороздовых и штучных проб, содержание меди в рудах колеблется от тысячных долей процента до 5,16%, золота 1—1,5 и серебра 57—197 г/т. При суммарной длине рудных тел 22 000 м, средней мощности 2,3 м, среднем содержании меди 0,64% прогнозные ресурсы оценены в 177 тыс. т меди [7].

Рудопоявление **Штокверк** локализовано в экзоконтактной зоне того же Ичигемского плутона и представляет собой несколько кварцевых штокверков и ареалов окварцевания в породах рамы интрузива. Здесь пройдено 14 канав, проведено штучное опробование [7]. Минерализованная зона северо-западного простирания протяженностью 1100 и мощностью 10—15 м сложена серым мелкозернистым кварцем с неравномерной вкрапленностью сульфидов (до 60% в отдельных линзах), среди которых наиболее распространены пирит, молибденит и халькопирит. Содержания полезных компонентов составляют: золота в среднем 0,5 г/т, серебра от 0,04 до 200 и 1000 г/т (в среднем 10 г/т), молибдена 0,013—0,15 и меди 0,03—0,15%.

Ряд медно-порфировых и золотосеребряных проявлений, объединенных в **Хуэзно-Ушканьинский**

потенциальный рудный узел, тяготеет к области юго-западного замыкания Мургалевского поднятия, сложенного здесь преимущественно терригенными фациями усовской свиты готерив-баррема. В качестве рудоносных выступают магматические образования ранне-позднемелового Охотско-Чукотского и палеогенового Оклано-Пенжинского поясов. Медно-порфировый тип представлен рудопроявлением **Тайное**, локализованным в массиве ранне-позднемеловых гранодиоритов и характеризующимся присутствием в зоне окварцевания (в %): меди 0,01—1, молибдена 0,01, цинка 0,1 и сотых долей свинца, а в сульфидно-кварцевой жиле: меди 1, молибдена 0,07%, золота 5 и серебра 27,2 г/т [7].

С интрузивами потенциально рудоносной габбро-диорит-гранодиоритовой формации Охотско-Чукотского пояса ассоциируют также характерные для этой площади проявления золотополисульфидного типа, возможно, принадлежащие периферическим частям медно-порфировых рудно-магматических систем. К их числу относятся рудопроявления **Северное и левобережья р. Хиузной**, локализованные в экзоконтактовой зоне массива Подкова и представленные кварцевыми и кварц-карбонатными жилами и штокверками протяженностью в несколько сотен метров, в которых определено золота 0,5—0,8 г/т, меди 0,6—1 и молибдена 0,01—0,2%. Рудное поле **Кедровое** включает протяженные 1 км кварцевые и кварц-карбонатные жилы и зоны брекчий с галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пиритом, пираргиритом. Наиболее представительна зона Ворон, где в бороздовых пробах установлено максимальное содержание серебра 4580,0 и золота 1,4 г/т на мощность 1 м, в штуфных — серебра до 6624 и золота до 4 г/т, а также свинца 0,01—16, цинка 0,02—22,5 и меди до 0,5% [7].

Проявления золотополисульфидного типа известны и в связи с эоцен-олигоценовыми магматитами Оклано-Пенжинского вулканоплутонического пояса. Среди них — **проявление р. Гильмитка** в надынтрузивной зоне массива кварцевых диорит-порфиров и **рудопроявление Булу** в приконтактовой зоне дайки диорит-порфиров, где в окварцованных и сульфидизированных породах рамы содержание золота достигает 0,85—2,7 и серебра 35,8—80,5 г/т, меди 0,3, цинка 2,3—3,98, свинца 0,87 и сурьмы 0,05%. На **проявлениях Горное и истоков р. Ушканья-2** с небольшими массивами и дайками гранодиоритов, а также дайками диорит-порфиров олигоцена пространственно тесно связаны зоны проявления карбонат-кварц-полисульфидной минерализации с содержанием золота от 1 до 15 и серебра от 1,2 до 180 г/т, а также меди до 1, цинка 0,11—0,21 и свинца 0,26% [7].

В южном сегменте Хиузно-Ушканьинского узла в поле развития позднемеловых и олигоценовых интрузивов оконтурен вторичный ореол рассеяния меди, свинца и цинка площадью 248 км² с содержа-

ниями в 3—4 раза выше фоновых. Прогнозные ресурсы P_3 меди в контуре этого ореола оцениваются в 358 тыс.т [7]. С ним частично совпадает шлиховой ореол золота площадью 611 км² и вдвое меньший по площади металлометрический ореол меди. На площади рудного узла известны пять промышленных россыпей золота.

Описанный рудный узел обладает перспективами выявления как золотосеребряных, так и медно-порфировых месторождений, о чем свидетельствует развитие магматических образований двух разновозрастных потенциально рудоносных вулканоплутонических ассоциаций (ВПА) в благоприятной обстановке выступа основания поясов, присутствие многочисленных рудопроявлений золотополисульфидного типа в ассоциации с интрузивными и субвулканическими телами, что характерно для периферии РМС порфирового типа, развитие геохимических и металлометрических ореолов меди, а также шлиховых ореолов и россыпей высокопробного золота.

На юго-западном фланге Оклано-Пенжинского вулканоплутонического пояса вулканы эоцен-олигоцен-миоценовой риолит-андезит-базальтовой формации вместе со штоками и дайками диорит-гранодиорит-гранит-порфировой формации составляют потенциально рудоносную ВПА, с которой связаны мелкие медно-порфировые и золотосеребряные проявления в сочетании с телами олигоценовых диоритов и субвулканических андезидацитов, а также миоценовых диоритовых порфиров. Наиболее изучены Среднеорловкинское и Кондыревское рудопроявления, расположенные в прибортовой части Пенжинского прогиба в зоне влияния Орловско-Каменского глубинного разлома.

Среднеорловкинское рудопроявление приурочено к относительно поднятому блоку фундамента пояса, сложенному отложениями позднемеловой терригенной кривореченской свиты. Рудоносная интрузивно-купольная структура размером 17 22 км образована телами миоценовых гранит-порфиров и рвущими их дайками кварцевых диорит-порфиров. Рудная зона площадью 2 5 км охватывает гранит-порфиры, дайки кварцевых диорит-порфиров и песчаники кривореченской свиты. Минерализованная зона (0,4 2,5 км) эллипсоидальной формы выделена в центральной части структуры. Она сложена интенсивно сульфидизированными песчаниками и кварцевыми диоритовыми порфиритами, частично превращенными в кварц-серицитовые метасоматиты. Рудная минерализация представлена в основном пиритом, халькопиритом, редко молибденитом. Содержание меди в бороздовых пробах составляет 0,1—0,3, иногда до 1%, молибдена 0,001—0,01 и цинка 0,01—0,15%, золота 0,01—0,2 г/т, серебра 0,5—4, редко до 15 г/т. Среднее содержание меди 0,25, молибдена 0,005 и цинка 0,06%, золота 0,1 и серебра 2 г/т. В пределах этой структуры расположена россыпь золота [6].

Кондыревское рудопроявление, как и Среднеорловкинское, приурочено к относительно поднятому блоку фундамента Оклано-Пенжинского вулканоплутонического пояса, сложенному породами морской терригенной ушканьинской толщи сенона. Рудоносная формация представлена экструзивно-субвулканическими телами андезидацитов и дацитов палеогена, которые сопровождаются проявлениями меди и золота. Проявления медно-порфирового типа представлены штокверками кварцевых прожилков с халькопиритом, зонами брекчирования и серицит-кварцевых метасоматитов с вкрапленностью халькопирита, иногда молибденита, примазками малахита и куприта. Размеры минерализованных зон незначительны — преимущественно десятки метров. Содержания (в %): меди 0,01—1, молибдена 0,001, цинка 0,01—0,08 (до 0,2), свинца 0,001—0,04. Пробирным анализом установлено золота 0,4—1,8 и серебра 1,6—11,6 г/т [7].

Здесь же, в субвулканических телах и дайках палеогеновых андезидацитов и дацитов — окварцованных, хлоритизированных, эпидотизированных, серицитизированных, аргиллизированных, пронизанных кварцевыми и карбонатными прожилками — установлены более высокие содержания золота до 14—18 г/т на фоне преобладающих 0,1—1,0 г/т, серебра 1,5—10 г/т (до 140 и 282 г/т в частных пробах). Спектральным анализом во всех пробах установлены (в %): медь 0,002—0,6, цинк 0,01—0,1 и молибден 0,001—0,01. Проявление сопровождается промышленной россыпью золота. С учетом приведенных содержаний, а также преобладания высокопробного золота и присутствия галенит-халькопиритовой минеральной ассоциации, золотосеребряная минерализация может рассматриваться в качестве элемента верхней части медно-порфировой РМС.

Приведенные данные о медно-порфировых и сопряженных с ними золотосеребряных проявлениях в структурно-вещественных комплексах разновозрастных вулканоплутонических поясов Юго-Западной Чукотки наряду с окраинно-континентальной позицией последних, сходной с кордильерскими, андийскими и другими поясами, свидетельствуют о реальных перспективах региона на выявление промышленных месторождений медно-порфирового типа. Однако, достоверная оценка перспектив конкретных объектов невозможна без их более основательного изучения, требующего, с учетом сложности геологического строения, постановки поисков с большими объемами горно-буровых работ. Судя по мировому опыту последних лет, для открытия и разведки медно-порфировых месторождений необходимы десятки, а наиболее крупных из них — сотни тысяч погонных метров бурения. На описанных же рудопроявлениях при поисковых работах 2009—2012 гг. из-за ограниченных финансовых средств и соответственно объемов горно-буровых работ выявленные зоны мед-

но-порфировой и сопряженной золотополисульфидной минерализации остались недоизученными. Так на Базовом рудопроявлении минерализованная зона с промышленным содержанием меди не оконтурена на глубину по склонению; на рудопроявлении Ольховка не прослежена по простираанию единственная изучавшаяся рудная зона, в то время как по геофизическим и общегеологическим данным прогнозируются еще четыре таких зоны; на Горном — поисковыми работами охвачена лишь незначительная южная часть прогнозируемой рудной зоны. Фактически оценено лишь рудопроявление Ракетное одноименного ПРП, на котором пройдены 3 магистральные канавы и пробурено 10 колонковых скважин, однако находящееся западнее Центральное проявление, где пробурена лишь одна скважина, вскрывшая мощную зону убогих прожилково-вкрапленных руд, осталось практически не изученным. Аналогичная ситуация с Веткинским и Пожарским ПРП, на которых из-за недостатка средств горно-буровые работы (за исключением Серовского рудопроявления) не проводились. Очевидно, что необходимым условием для получения положительного результата поисков медно-порфировых месторождений на Юго-Западной Чукотке, да и на Северо-Востоке России в целом, является постановка масштабных поисковых работ с достаточным финансированием.

Авторы статьи выражают благодарность сотрудникам ОАО «Георегион» (г.Анадырь) В.В.Лебедеву, А.С.Баженовой, А.С.Бочкареву, В.А.Варламовой, Р.Г.Зарипову, Е.В.Перевозищеву, В.П.Шабалину, Л.В.Шарыпову и др. а также ЗАО НПП «ВИРГ-Рудгеофизика» (г.Санкт-Петербург) Ю.В.Асламову, А.В.Тарасову, В.Л.Альтману, С.Н.Захарову, Д.Е.Зубову, А.Н.Мишину, принявшим совместно со специалистами ФГУП ЦНИГРИ деятельное участие в выполнении госконтрактных работ по оценке медно-порфировых проявлений Юго-Западной Чукотки. Результаты этих работ легли в основу представленной статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авилова О.В., Андреев А.В., Мансуров Р.Х. Геологическое строение и рудно-метасоматическая зональность медно-порфирового рудопроявления Базовое (Чукотский АО) // Междунар. научно-практ. конф. по геологии, поискам и разведке полезных ископаемых, минерализации / Тезисы докладов. — М.: РУДН, 2011. С. 7—8.
2. Авилова О.В., Андреев А.В., Мансуров Р.Х. Геологическое строение и рудно-метасоматическая зональность медно-порфирового рудопроявления Ольховка (Чукотский АО) // Геология, поиски и комплексная оценка месторождений твердых полезных ископаемых / Тезисы докладов четвертой научно-практ. конф. молодых ученых и специалистов. — М.: ФГУП ВИМС, 2012. С. 12—13.
3. Авилова О.В., Андреев А.В., Мансуров Р.Х. Рудно-метасоматическая зональность как критерий прогноза медно-порфировых руд на примере проявлений Моренной площади, ЧАО // Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений твердых полезных

- ископаемых — состояние и перспективы / Тезисы докл. научно-практ. конф. памяти А.И.Кривцова 24—25 мая 2011 г. // Руды и металлы. 2011. № 3—4. С. 6—7.
4. *Авилова О.В., Андреев А.В., Мансуров Р.Х.* Рудно-метасоматическая зональность медно-порфирового рудопоявления Базовое (Чукотский АО) // Молодые — наукам о Земле / Тезисы докл. научной конф. студентов, аспирантов и молодых ученых. —М.: РГГРУ, 2011.
 5. *Андреев А.В., Сапожников В.Г., Авилова О.В., Мансуров Р.Х.* Состав пород Ольховского интрузивного массива и связь с ними медно-порфирового оруденения (Чукотский АО) // Геология, поиски и комплексная оценка месторождений твердых полезных ископаемых / Тезисы докл. четвертой научно-практ. конф. молодых ученых и специалистов. —М.: ФГУП ВИМС, 2012. С. 15—17.
 6. *Геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист Q-58, 59.* Объяснительная записка. —С-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999.
 7. *Геологическая карта СССР. Лист Р-58, 59. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия).* Объяснительная записка. —Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1985.
 8. *Звездов В.С., Минина О.В.* Рудно-магматические системы вулканоплутонических поясов Востока России // Руды и металлы. 2010. № 1. С. 48—59.
 9. *Звездов В.С., Мигачёв И.Ф., Минина О.В.* Прогнозно-поисковые модели комплексных рудно-магматических систем вулканоплутонических поясов Востока России // Отечественная геология. 2011. № 3. С. 13—21.
 10. *Кривцов А.И.* Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. —М.: Недра, 1983.
 11. *Кривцов А.И., Звездов В.С., Минина О.В., Мигачёв И.Ф.* Медно-порфировые месторождения / Сер. модели месторождений цветных и благородных металлов. —М.: ЦНИГРИ, 2001.

Платиноносность никеленосных мафит-ультрамафитов Пристанового коллизионного пояса (юго-восток Сибирской платформы)

В.А.ГУРЬЯНОВ, В.С.ПРИХОДЬКО, А.Ю.ПЕСКОВ, Л.Л.ПЕТУХОВА, А.Н.ПЕРЕСТОРОНИН, А.В.КОСЫНКИН
(Федеральное государственное унитарное предприятие Институт тектоники и геофизики им.Ю.А.Косыгина (ИТиГ)
ДВО РАН; 680000, г.Хабаровск, ул.Ким-Ю-Чена, д.65)

Рассматривается строение, геологическая позиция Пристанового коллизионного пояса (зоны). Выделены основные области распространения никеленосных мафит-ультрамафитов и дана характеристика связанного с ними сульфидного кобальт-медно-никелевого с платиноидами оруденения. Выделена новая Северостановая платиноносная медь-кобальт-никеленосная провинция.

Ключевые слова: Пристановой коллизионный пояс, мафит-ультрамафиты, сульфиды, платиноиды.

Гурьянов Валентин Алексеевич, guryanov_v@mail.ru
Приходько Владимир Семенович, vladimir@itig.as.khb.ru
Песков Алексей Юрьевич, lesha-ogr-31@mail.ru
Петухова Людмила Леонидовна, Ludmila.pet@mail.ru
Пересторонин Александр Николаевич, alexperes@yandex.ru
Косынкин Артем Валерьевич, kosynkin@itig.as.khb.ru

Nickeliferous mafite-ultravafites with PGES in the Pristanovoy Collision Belt (SE Siberian Platform)

V.A.GURYANOV, V.S.PRIKHODKO, A.YU.PESKOV, L.L.PETUKHOVA, A.N.PERESTORONIN, A.V.KOSYNKIN

It is the object of the article to consider the structure and geologic position of the Pristanovoy collision belt. Main zones of nickeliferous mafite-ultramafite occurrence are localised and the sulphide cobalt-copper-nickel mineralisation with PGEs is characterised. A new North Stanovaya platiniferous copper-cobalt-nickel province is recognised.

Key words: Pristanovoy collision belt, mafite-ultramafite, sulphides, PGE.

Металлы платиновой группы относятся к стратегическим и остродефицитным видам минерального сырья и представляют важную составляющую в экономике России. В этой связи для Дальнего Востока и Восточной Сибири в целом расширение минерально-сырьевой базы платиноидов является важнейшей задачей геологической службы. Особенно это касается юго-восточного и южного обрамления Сибирской платформы, перспективы которого в отношении металлов платиновой группы не установлены, хотя оцениваются достаточно высоко [2, 3, 9, 13, 14, 17, 19, 20, 25]. Степень изученности территории этого региона крайне неравномерная. Основная масса сведений по рассматриваемой проблеме касается главным образом никеленосности мафит-ультрамафитовых массивов Станового хребта и сопредельных территорий, а также отчасти россыпной металлоносности [6, 19, 23, 24, 25, 27]. О возможности обнаружения медно-никелевого оруденения в пределах Станового хребта и Южной Якутии высказывались многие исследователи, работавшие в этой отрасли геологии. Сведения о геологии массивов основного-ультраосновного состава и отчасти сульфидной медно-никелевой с платиноидами минерализации, приуроченной к этим массивам, содержатся в публикациях

В.Д.Габышева, В.И.Жижина, Э.Д.Избекова, А.А.Ким, Н.В.Лесковой, А.В.Мельникова, Ю.П.Потоцкого, В.С.Приходько, А.Н.Соляника, Г.А. и В.В.Стогний и других исследователей, занимавшихся в разные годы изучением этой проблемы на отдельных объектах обширного региона. Однако, как показали наши исследования последнего десятилетия [6—9, 22], проблема платиноносности этого региона гораздо шире и многообразнее в связи с линейным интерференционным характером магматизма и металлогении и широким проявлением нетрадиционных, в том числе и платинометалльных медно-никелевых объектов.

На юго-востоке Сибирской платформы в процессе изучения древних глубокометаморфизованных комплексов многие исследователи помимо массивов габбро и ультрабазитов отмечали также присутствие маломощных будинированных линз и пластин мафит-ультрамафитовых пород среди древних гранулитовых комплексов, указывали на наличие пластообразных тел и даек амфиболизированных габброидов и пироксенитов в разрезах разных серий архейского возраста. Описывались они обычно в составе свит, метаморфических комплексов и часто трактовались как изначально вулкани-

ческие или осадочные. Во многих из них, несущих сульфидную минерализацию, были установлены повышенные содержания никеля, меди, кобальта, платиноидов и золота. Все разнообразие подобных тел мафитов и ультрамафитов сосредоточено вдоль относительно узкой полосы, протягивающейся в субширотном направлении от Кодаро-Удоканского перикратонного прогиба на западе до побережья Охотского моря на востоке. Пространственно они расположены в пределах Пристанового коллизионного пояса (зоны). Этот коллизионный пояс является зоной сочленения двух крупных тектонических структур: Алданской гранулитогнейсовой и Становой гранит-зеленокаменной областей [4, 5, 26] (рис. 1). В его строении принимают участие гранито-гнейсы, среди которых блоки архейских мафических пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, и разные по составу магматические породы, эфлогиты. Одна из характерных особенностей этого пояса — присутствие анортозитов, которые в виде пластин и пластообразных тел полого погружаются в северном направлении. Их контакты с вмещающими породами тектонические. Пристановой коллизионный пояс включает (с запада на восток) Курультинский, Зверевский, Тангракский, Сутамский, Туксанийский, Джанинский, Джугджурский тектонические блоки (см. рис. 1), сложенные метаморфизованными в условиях гранулитовой фации породами каларской, курультинской, зверевской, тангракской, сутамской, туксанийской и джанинской толщ гранулитогнейсового мегакомплекса [3, 5, 8]. В целом, он представляет собой гигантскую зону тектонического меланжа [5], протягивающуюся в субширотном направлении на расстояние около 1300 км [22]. Субширотная ориентировка Пристанового пояса является дискордантной как по отношению к главным картируемым структурным элементам Алданского щита, так и Джугджуро-Становой складчатой (гранит-зеленокаменной) области [1, 5]. Наиболее поздний эпизод гранулитового метаморфизма, проявленный в пределах Пристанового пояса, имеет возраст 1,9 млрд. лет [4]. Он сопряжен с формированием крупных покровно-надвиговых структур и отличается достаточно высокobarическими условиями, что свидетельствует о коллизионной обстановке [4, 5]. Это позволяет рассматривать Пристановой пояс как коллизионный шов, который развивался после формирования наиболее молодых из главных структурных элементов Алданского щита. Южный борт пояса характеризуется развитием надвигов с падением плоскостей в северном направлении, присутствием метаморфизма гранулитовой фации умеренного и высоких давлений. В то же время для северного борта характерны встречные падения плоскостей сместителей [28].

Поясу свойственны интенсивные поясовые гравитационные и магнитные аномалии [28]. В гравитационном поле (аномалии в редукции Буге) Пристановой зоны выделяются субширотный осевой максимум и расположенные вдоль него линейные минимумы [1]. Осевой линейный максимум на всем протяжении соответствует поясу выходов на земную поверхность пород гранулитовой фации насыщенных роями линейно вытянутых в субширотном направлении пласто- и дайкообразных тел, лакколитов и штоков палеопротерозойских мафит-ультрамафитов. По всей вероятности, выведенные на земную поверхность в осевой части зоны гранулиты разных блоков следует рассматривать как выходы нижних горизонтов земной коры. Полосовое развитие глубинных гранулитов, насыщенных многоярусными телами мафит-ультрамафитов, установленное геологическими методами [6, 9, 22], сохраняется на глубине и даже становится более четко выраженным [1]. Приуроченность этих структурных элементов к границе Алданского и Станового мегаблоков приводит к выводу об их образовании в обстановке интенсивного сжатия, которое сопровождалось тектоническим выдавливанием (внедрением) их в верхние этажи земной коры. Системы разломов, ограничивающие Пристановую складчато-надвиговую зону, имеют сквозькоровую природу и сопряжены с каналами проникновения мантийного вещества в земную кору [28]. Особенности геологического строения территории указывают на преобразования земной коры в коллизионной зоне сжатия до уровня подошвы земной коры. Выявлено, что в целом для нее характерно шарьяжно-надвиговое строение. Но этот тектонический стиль часто нарушается последующими тектоническими движениями вдоль пологих сдвигов. Тектонические движения в Пристановой зоне продолжают и в настоящее время; на это указывает интенсивное проявление в ней разноглубинных землетрясений различных энергетических классов [28]. Возраст коллизионных процессов, спаявших Становую и Алданскую области, оценивается большинством исследователей около 1,9 млрд. лет [4, 5, 8]. На востоке Пристановой пояс пересекается образованиями улканской вулканоплутонической ассоциации возрастом 1,77—1,70 млрд. лет, ограничивая, таким образом, время его становления [8].

Широкомасштабные комплексные исследования Пристановой коллизионной зоны показали, что она может быть отнесена к разряду особо крупных минерально-сырьевых объектов юго-восточного и южного обрамления Сибирской платформы. Получен достаточно большой объем новой информации по распространению и закономерностям распределения медно-никелевого оруденения и платиновой минерализации восточной части Пристанового пояса. В результате выявлено много новых рудопроявлений никеля, меди, кобальта и платиноидов, выделены рудо-

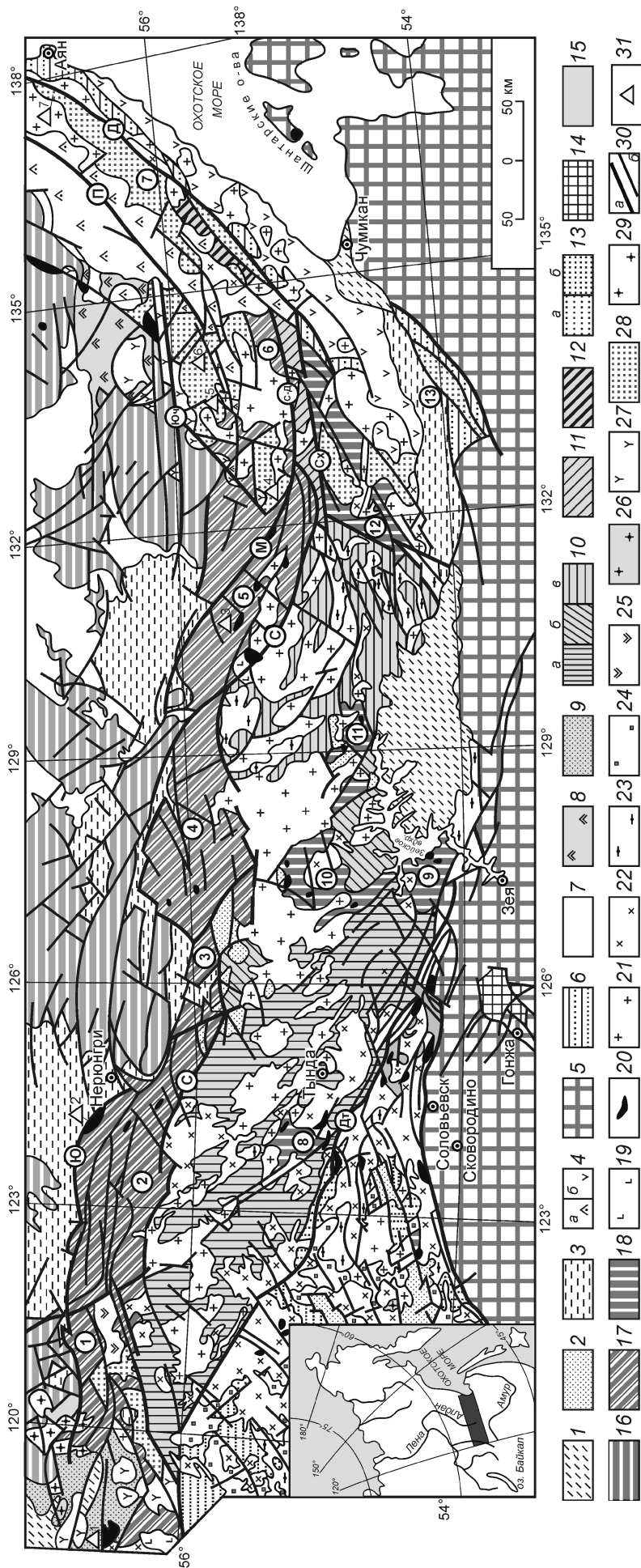


Рис. 1. Схема геологического строения Пристанового пояса и Джугджуро-Становой складчатой области, по В.А.Глебовицкому и др. 2009, с изменениями и дополнениями В.А.Гурьянова, 2013:

впадины: 1 — неоген-четвертичные, 2 — меловые, 3 — юрские; 4 — вулканические прогибы Охотско-Чукотской зоны; 5 — преиндустриально-палеозойские нерасчлененные комплексы Монголо-Охотского пояса и Амурского террейна; 6 — палеозойские нерасчлененные образования Аяно-Шевлинского перикратонного прогиба; 7 — платформенный чехол, R—V—C; 8 — улуканская серия, PR₁; 9 — улуканская серия, PR₁; 10 — улуканская серия, PR₁; 11 — улуканская серия, PR₁; 12 — улуканская серия, PR₁; 13 — улуканская серия, PR₁; 14 — улуканская серия, PR₁; 15 — улуканская серия, PR₁; 16 — улуканская серия, PR₁; 17 — улуканская серия, PR₁; 18 — улуканская серия, PR₁; 19 — улуканская серия, PR₁; 20 — улуканская серия, PR₁; 21 — улуканская серия, PR₁; 22 — улуканская серия, PR₁; 23 — улуканская серия, PR₁; 24 — улуканская серия, PR₁; 25 — улуканская серия, PR₁; 26 — улуканская серия, PR₁; 27 — улуканская серия, PR₁; 28 — улуканская серия, PR₁; 29 — улуканская серия, PR₁; 30 — улуканская серия, PR₁; 31 — улуканская серия, PR₁.

носные структуры (Ю.П.Потоцкий и др., 1999, 2005, 2007; В.С.Приходько, 2005; В.А.Гурьянов и др., 2006, 2008; А.В.Евласев и др., 2008; М.И.Кременецкий и др., 2012; М.И.Алексеев и др., 2014).

Все известные в мире крупные месторождения шести глобальных возрастных никеленосных эпох, сопряжены как правило с зонами континентального рифтогенеза [18]. В таких зонах появляются своеобразные интрузии мафит-ультрамафитового глубинного (мантийного) магматизма, который и является поставщиком сульфидных медно-никелевых с платиноидами руд. Как и установлено в последние десятилетия, такие континентальные рифтовые структуры присутствуют и в Пристановой коллизионной зоне [8, 9]. С зеленокаменными трогами, поясами и их фрагментами здесь ассоциируются ареалы и скопления тел никеленосных мафит-ультрамафитов. На картах гравитационного поля эти скопления и ареалы характеризуются наиболее высокими значениями по сравнению с более низким полем гранулитов Пристанового пояса [1, 9]. Всего в пределах этой коллизионной зоны известно около 20 областей скоплений древнейших мафит-ультрамафитовых ассоциаций подобного рода, которые обособляются в три формационных типа: верлит-клинопироксенит-габбровый (бурпалинский), габбронорит-вебстерит-гарцбургитовый (сутамский), габбронорит-вебстерит-лерцолитовый (кун-маньёнский) [3, 6, 7, 27]. Кроме того, на ее флангах присутствуют массивы и мелкие тела базитов пироксенит-габбро-анортозитовой формационной принадлежности [2, 22].

На западном фланге Пристановой коллизионной зоны среди ряда известных ультрамафит-мафитовых массивов (Чинейский, Луктурский и др.), приуроченных к рифтогенным структурам Кодаро-Удоканского перикратонного прогиба, минерализация МПГ установлена пока лишь в Чинейском массиве [21, 27]. Железо-титан-ванадиевые руды его характеризуются высокими содержаниями Ti и V, а суммарные концентрации в них платины и палладия не превышают 2 г/т. Сульфидная минерализация установлена во всех породах массива, но наиболее высокие содержания сульфидов (пирротин, халькопирит, пентландит) характерны для нижнего его контакта с песчаниками удоканской серии, где суммарные содержания Pt и Pd в рудах достигают 20 г/т. В рудах установлены титаномагнетит, магнетит, ильменит, кубанит, кобальтин, никелин, виоларит и минералы МПГ (котульскит, майгенерит, палладоарсенид, паоловит, сперриллит, садбериит и др.). Ag/Pb возраст для биотитов Чинейского и Луктурского массивов 1880 16 и 1890 5 млн.лет соответственно [27], а U-Pb возраст (по цирконам) прорывающих их постколлизионных гранитов кодарского комплекса 1876 2—1873 2,5 млн.лет [16].

К массивам верлит-клинопироксенит-габбрового формационного типа относятся Бурпалинский,

Авгенкурский, Холодниканский, Тангракский, Джеландинский, Дауркачанский и Ундытканский [3]. Для них свойственны крупные размеры, преобладание пород основного состава и сопутствующая сульфидная платиноидно-медно-никелевая минерализация. Характерным представителем массивов этого типа является Бурпалинский, где известно одноименное месторождение платиноидно-медно-никелевых руд. В богатых сульфидных рудах средние содержания (в %): Ni 0,7, Cu 0,06, Co 0,04; концентрации платиноидов изменяются от 0,1 до 2,19 г/т, редко до 7,83 г/т. Среди платиноидов определены Pt, Pd, Ru, Rh. Платиноносность перечисленных массивов обосновывается также присутствием в золотоносных россыпях сперрилита, поликсена, ферроплатины, соединений из группы рустенбургита—атакита с содержаниями Pt 58 и Pd 28%, арсенидов платины, бреггита и лаурита.

Сутамская область скопления мафит-ультрамафитов находится в центральной части Пристановой коллизионной зоны, занимая водораздел рек Сутам и Гонам [13, 25]. Ультрамафитовые тела линзовидной формы залегают согласно гнейсовидности вмещающих архейских толщ. Мощность их колеблется от нескольких десятков до первых сотен метров, протяженность — до нескольких сотен метров. В составе сутамских массивов доминируют гарцбургиты и дуниты, редки — лерцолиты, пироксениты и габбронориты. Для этой ассоциации характерна вкрапленная хромит-магнетитовая минерализация. В массивах также наблюдается прожилково-вкрапленная сульфидная Cu-Ni минерализация, в протоочках и шлихах из аллювия ручьев отмечены сперрилит, осмистый иридий и самородная платина [13, 19].

При геологосъемочных работах в пределах Зверевского, Тангракского и Сутамского блоков (см. рис. 1) в шлихах постоянно отмечались знаки платины [9, 25]. Анализ шлиховых проб из россыпей золота бассейнов верхних течений рек Тимптон, Сутам, Гонам выявил наличие в них сперрилита, самородной платины, изоферроплатины, а также бреггита, лаурита и иридосмина [13, 19]. Все платиновые минералы представлены неокатанными кристаллами размером от 0,1 до 2 мм. Платиноносность Тангракского массива В.Д.Габышев [3] обосновывает находками значительного количества хорошо ограненных кристаллов сперрилита в золотоносной россыпи руч.Малый Танграк, размывающего этот массив. Минералогическое изучение концентрата этих шлихов показало, что наряду со сперрилитом здесь присутствуют поликсен, ферроплатина, рустенбургит-окатит, арсениды и сульфиды (бреггит и лаурит) платиноидов [3].

На границе Амурской области, Хабаровского края и республики Саха (Якутия) в бассейне рек Кун-Маньё и Мая выделен по результатам поисковых работ последнего десятилетия Кун-Маньёнский медно-никелевый с платиноидами рудный район [6, 7, 9]. В его пределах откартировано около 10 линейно вытянутых в северо-

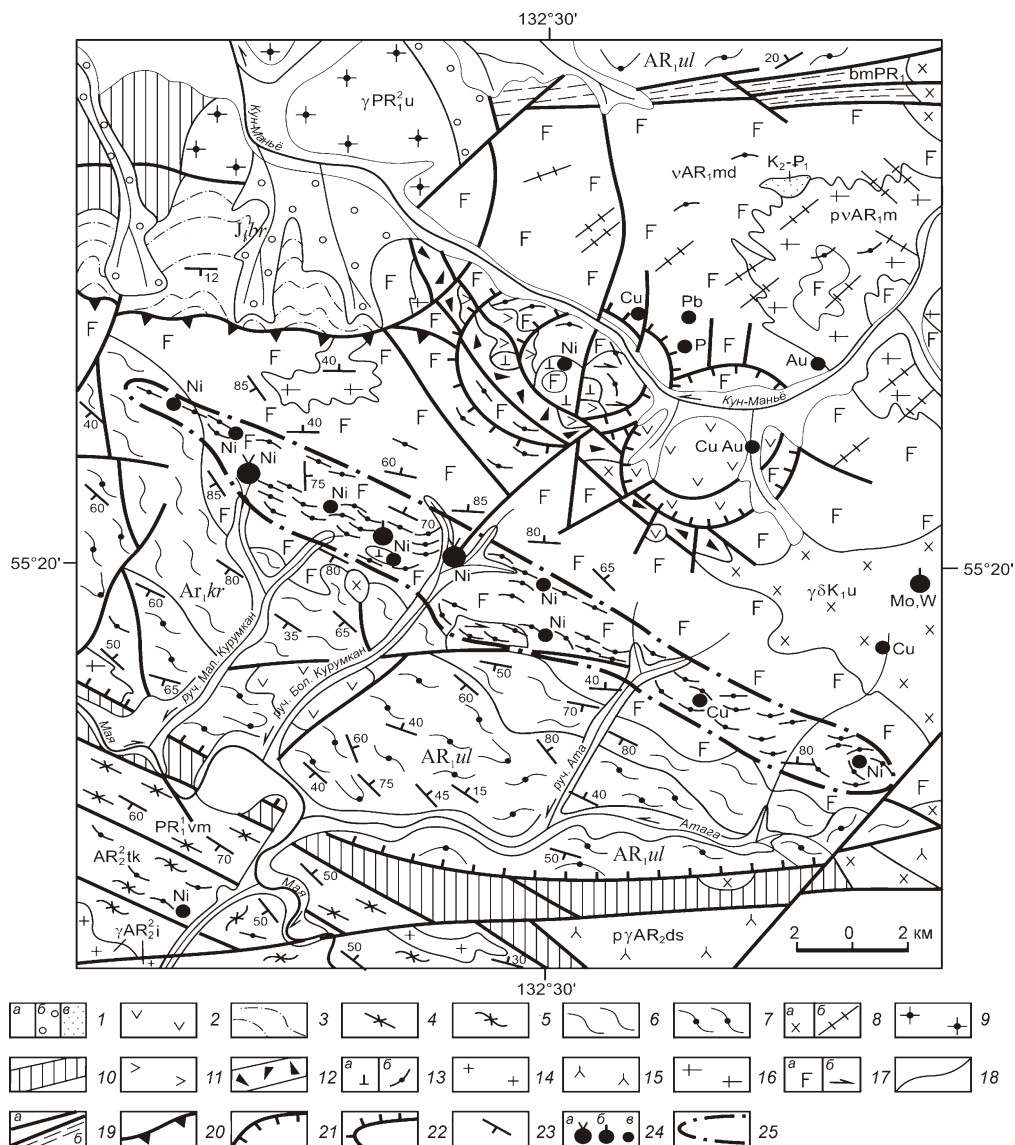


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Кун-Маньёнского рудного района, по В.А.Гурьянову, ЗАО «Кун-Маньё», с упрощениями:

1 — рыхлые отложения: *a* — четвертичные аллювиальные и солифлюкционно-пролювиальные, *b* — средне-верхнечетвертичные водно-ледниковые, *v* — верхнемеловые-плейстоценовые озерные пески; 2 — меловые эффузивы (андезиты и их туфы); 3 — верхнеюрские туфогенно-осадочные образования беркакитской свиты, J_3br ; 4 — нижний палеопротерозой, верхнемайская толща, PR^1_{vm} (зеленые сланцы, прослои мраморизованных известняков и метабазальтов); 5 — верхний архей, туксанийская серия, AR^2_{tk} (кристаллосланцы и гнейсы пироксеновые, пироксен-амфиболовые, амфиболиты и мраморы); нижний архей, джанинская серия: *b* — курелахская свита, AR^1_{kr} (кристаллосланцы и плагиогнейсы апопироксеновые), 7 — ульчунская свита, AR^1_{ul} (гнейсы биотит-гранатовые и биотит-пироксеновые); 8 — позднемеловые интрузии, джугджурский комплекс: *a* — гранодиориты, K_2d , *b* — дайки гранодиорит-порфиров; палеопротерозойские образования: 9 — гранитоиды улканского комплекса, PR^2_{u} , 10 — динамометаморфиты и диафориты зон разломов, $bmPR^1$ (зеленые сланцы, микрогнейсы и кремнещелочные метасоматиты), 11 — лейконориты и лейкогаббронориты и 12 — приразломные бластокатаклазиты атагского комплекса, 13 — мафит-ультрамафиты кун-маньёнского комплекса: *a* — наиболее крупные интрузии, *b* — мелкие пластообразные тела; позднеархейские: 14 — граниты идиомского, AR^2_{i} и 15 — плагиограниты древнестанового, AR^2_{ds} комплексов; 16 — раннеархейские граниты и гранитогнейсы марагайского комплекса, AR^1_{m} ; 17 — раннеархейские интрузии майско-джанинского комплекса: *a* — метагаббро, AR^1_{md} , *b* — метаанортозиты; 18 — геологические границы; 19 — разрывные нарушения (*a*) и зоны интенсивного расщепления (*b*); 20 — надвиги; 21 — сбросы; 22 — взбросы; 23 — замеры структурных элементов (гнейсовидности, полосчатости, сланцеватости и линий контактов); 24 — месторождения и рудопроявления: *a* — средние месторождения никеля, *b* — мелкие месторождения никеля и молибдена, *v* — рудопроявления никеля, меди, свинца, золота и апатита (P); 25 — контуры ареала малых тел никеленосных мафит-ультрамафитов Курумканского рудного поля

западном направлении ареалов малых интрузий мафит-ультрамафитов габбронорит-вебстерит-лерцолитовой формационной принадлежности. В структурном

отношении эти ареалы ассоциируются с Майской зоной шовных дислокаций, заложившейся на границе разнородных блоков кристаллического фундамента и

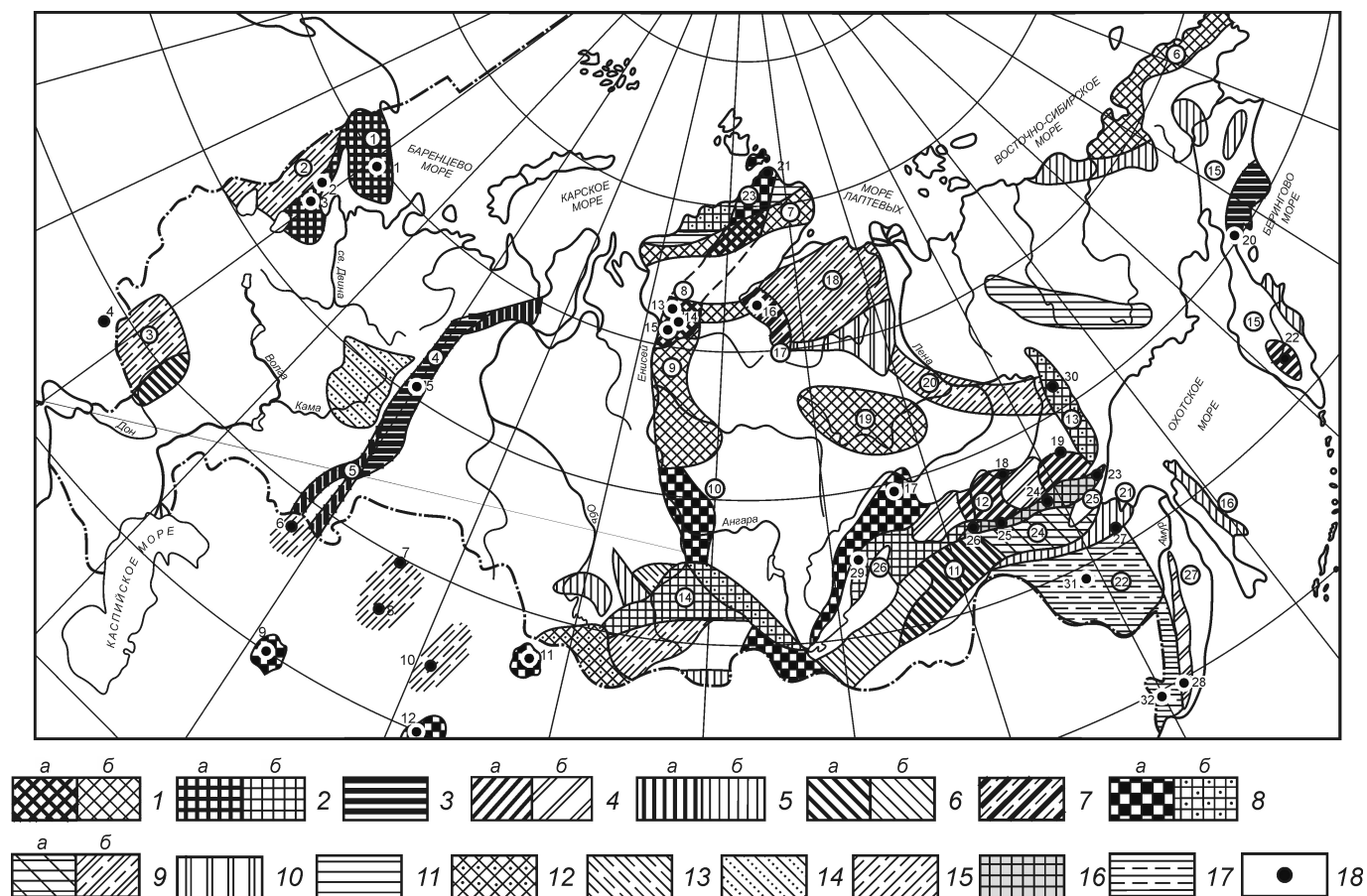


Рис. 3. Схема прогнозно-платинометаллогенического районирования территории России, по Д.А.Додину и др., 2009, 2011, с изменениями и дополнениями В.А.Гурьянова, 2013:

рудно-формационные типы платиноносных провинций и областей (а — установленные, б — предполагаемые): 1 — норильско-талнахский, верхнеталнахский, неконгдоконгский, норильские россыпной и техногенный, наталкинский, 2 — федорово-панский, бураковский, пудожгорский, печенгский, мончегорский и др., 3 — уральские коренной, россыпной и техногенный, а также корякский россыпной, 4 — алданские коренной и россыпной, 5 — кимперсайско-райизский, 6 — еланский, мамонский, 7 — маймеч-котуйский и ковдорский, а также гулинский россыпной, 8 — сухоложский, мурунтауский, западно-калбинский, 9 — россыпной, связанный с древними толщами, 10 — южно-китайский (куонамский), 11 — таймырский, 12, 13 — курутегерецкий, рудно-алтайский, сорские коренной и техногенный, 14 — верхнекамский, 15 — смешанные (тимский, онежский, южно-китайский, стиллуотерский и др.), 16 — кун-маньёнский, бурпалинский и др., 17 — гарьско-депский (платинометалльная рутениридосминовая ассоциация); 18 — платиноидные месторождения: 1 — Федорово-Панское, 2 — Падминское, 3 — Бураковское, 4 — Среднеднепровское, 5 — Денежкин Камень, 6 — Кимперсай, 7 — Джаркаингач, 8 — Джезказган, 9 — Мурунтау, 10 — Ботакуль, 11 — Западной Калбы, 12 — Кумтор, 13 — Талнахское, 14 — Верхнеталнахское, 15 — Норильское, 16 — Гулинское, 17 — Сухой Лог, 18 — Инагли, 19 — Кондер, 20 — Левтыриновская, 21 — Голышевское, 22 — Шануч, 23 — Няндомы, 24 — Кун-Манье, Малый Курумкан, Кубук, 25 — Бурпалинское, 26 — Чинейское, 27 — Маломыр, 28 — Ариадное, 29 — Байкальское, 30 — Неждановское; платиноносные площади: 31 — Гарь, 32 — Фадеевка; цифры в кружках — платиноносные провинции и области: 1 — Колыская, 2 — Карельская, 3 — Воронежская, 4 — Восточно- и 5 — Западно-Уральские, 6 — Чукотско-Ануйская, 7 — Таймырская, 8 — Таймыро-Норильская, 9 — Курейско-Тунгусская, 10 — Енисейского края, 11 — Байкальская (Забайкальская), 12 — Алданская, 13 — Сетте-Дабанская, 14 — Алтае-Саянская, 15 — Коряко-Камчатская, 16 — Сахалинская, 17 — Маймеч-Катуйская, 18 — Енисейско-Оленекская, 19 — Вилуйская, 20 — Куонамская, 21 — Монголо-Охотская, 22 — Амурская (Гарьский узел), 23 — Таймыро-Североземельская, 24 — Становая, 25 — Северостановая, 26 — Северо-Байкальская, 27 — Приморская

являющейся по своему строению зеленокаменной троговой (рифтогенной) структурой. Никеленосные мафит-ультрамафиты отнесены к кун-маньёвскому комплексу; в его составе доминируют роговообманковые, плагиоклазовые и оливиновые вебстериты, реже встречаются лерцолиты и габбронориты. Возраст этих пород: Sm-Nd изохронный 1812 ± 66 и 1960 ± 160 млн.лет, U-Pb цирконов из рудных тел — 1690—1700 млн.лет [8]. Наиболее перспективным на платиноидное медно-никелевое оруденение является Курумканское рудное поле протяженностью 31 км при ширине 1—3 км (рис. 2) [7, 9]. В его пределах расположены два крупных месторождения Кун-Маньё и Малый Курумкан и около 10 рудопроявлений. Мафит-ультрамафиты образуют полого наклонные на северо-восток пластообразные и линзовидные тела мощностью от 1 до 80 м и протяженностью от 150 до 3000 м, редко крутонаклонные жилы и дайки. Основные рудные минералы — пирротин, пентландит, халькопирит, пирит. Средние содержания полезных компонентов в рудах Курумканского рудного поля (в %): Ni от 0,46 до 1,43, Cu от 0,13 до 0,73, Co от 0,006 до 0,14, Pt и Pd до 1,5 г/т; максимальные содержания в сплошных и брекчиевых рудах (%): Ni до 18,47, Cu до 1,7, Co до 0,64, Pt и Pd до 12,78 г/т. В целом для руд характерно присутствие (в г/т): Au до 1,3, Ru до 0,15, Rh до 0,08 и Ir до 1,16.

На юге Геранского габбро-анортозитового массива выходы небольших многочисленных тел мафит-ультрамафитов с сульфидной минерализацией (Кэндэкэ, Богидэ, Колболок, Ампардак и др.) развиты в приконтактной части анортозитов с архейскими метаморфитами и метагабброидами [9, 22]. Связанная с ними сульфидная минерализация представлена вкрапленными, массивными и брекчиевыми пирротин-халькопирит-пирит-пентландитовыми рудами. Содержания в них изменяются в пределах (в %): Ni 0,52—0,97, Cu 0,29—1,57, Co 0,095—0,24; концентрации Pt и Pd достигают 0,2—0,4 г/т. Присутствие минералов платиновой группы постоянно отмечалось в россыпях золота по притокам рек Маймакан, Авлаякан, Джана.

На восточном фланге Пристановой коллизионной зоны в северо-восточной части Лантарского габбро-анортозитового массива встречаются небольшие тела плагиоперидотитов, оливиновых пироксенитов и других разновидностей мафит-ультрамафитов с сульфидной минерализацией (Няндомы, Авланджинское, Одоринское и др.) [21, 22, 23]. Здесь выявлены вкрапленные, прожилково-вкрапленные и массивные пирротин-халькопирит-пентландитовые типы руд. Содержания полезных компонентов в массивных рудах (в %): Ni 0,31—0,95, Cu 0,1—1,2, Co 0,07—0,24, а Pt 0,02—2,1, Pd 0,02—8,1, Rh до 0,85 и Ir до 0,48 г/т. Наиболее богатые руды установлены на месторождении Няндомы, где сумма минералов платиновой группы составляет в среднем 3,68—4,35 г/т (зона Пирротиновая).

В заключении необходимо отметить, что все выявленные в Пристановой коллизионной зоне тела мафит-ультрамафитов несут сульфидную минерализацию и сопровождаются характерными литогеохимическими ореолами и потоками Ni, Cu, Co, Cr, Pt, Pd, V. Эта территория относится к числу наиболее перспективных регионов России для поисков месторождений минералов платиновой группы, Ni, Cu и Co. Приведенные данные и открытие крупных месторождений Cu-Ni с платиноидами руд (Кун-Маньё, Малый Курумкан) и новых рудных объектов Ni, Cu, Pt и Pd в различных рудно-формационных комплексах палеопротерозойского возраста позволили впервые выделить территорию Пристановой зоны в ранге самостоятельного металлогенического подразделения — Северостановой платиноносной и медь-кобальт-никеленосной провинции, пояса протяженностью около 1300 км (рис. 3). По масштабам проявления мафит-ультрамафитового магматизма, по количеству и интенсивности платинометалльного оруденения уже выявленных объектов, а также по удачному расположению, относительно строящейся для освоения угольного месторождения «Эльга» железной дороги, наиболее интересными представляются проявления пласто- и дайкообразных интрузий кун-маньёвского и утук-макитского типов, Авгенкурского и Верхнеундытканского массивов Восточного Становика. Также в первую очередь имеют основание претендовать на промышленное вовлечение Тангракский и Бурпалинский массивы, расположенные в непосредственной близости от железной дороги, соединяющей поселки Тынды и Нерюнгри.

Выполнено при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 12-05-000882, 12-05-98541 р-восток-а), интеграционного проекта ДВО РАН № 12-11-СУ-08-012 и программы ОНЗ РАН № 2 (проект № 12-1-0-ОНЗ-12) «Хром-платиновые и ЭПГ-медно-никелевые сульфидные месторождения восточного края Восточно-Сибирской металлогенической провинции: возрастные рубежи, условия образования, эволюция рудно-магматических систем, оценка перспектив».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алакишин А.М., Карсаков Л.П. Глубинное строение зоны Станового структурного шва // Тихоокеанская геология. 1985. № 3. С. 76—85.
2. Богнибов В.И., Кривенко А.П., Изох А.Э. и др. Платиноносность ультрабазит-базитовых комплексов юга Сибири. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1995.
3. Габеев В.Д. Перспективы платинометалльного оруденения в расслоенных массивах и комплексах юга Якутии в связи с новыми геолого-экономическими условиями // Состояние и перспективы развития минерально-сырьевого комплекса Республики Саха в современных условиях / Мат-лы республик. науч.- произв. геол. конф. — Якутск: Госкомгеологии РС (Я), 2002. С. 80—86.
4. Глебовицкий В.А., Хильтова В.Я., Козаков И.К. Тектоническое строение Сибирского кратона: интерпретация геолого-геофизических, геохронологических и изотоп-

- но-геохимических данных // Геотектоника. 2008. № 1. С. 12—26.
5. Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Гранулитовые комплексы Джугджуро-Становой складчатой области и Пристанового пояса: возраст, условия и геодинамические обстановки проявления метаморфизма // Геотектоника. 2009. № 4. С. 3—15.
 6. Гурьянов В.А., Приходько В.С., Пересторонин А.Н. и др. Новый тип медно-никелевых месторождений юго-востока Алдано-Станового щита // Доклады академии наук. 2009. Т. 425. № 4. С. 505—508.
 7. Гурьянов В.А., Приходько В.С., Гвоздев В.И. и др. Платиноидно-медно-никелевое оруденение кунманьёнского комплекса малых интрузий (юго-восток Алдано-Станового щита) // Платина России / Сб. научн. трудов. Т. 7. —Красноярск, 2011. С. 435—448.
 8. Гурьянов В.А., Роганов Г.В., Зелепугин В.Н. и др. Изотопно-геохронологические исследования цирконов раннедокембрийских пород юго-восточной части Алдано-Станового щита: новые результаты, их геологическая интерпретация // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31. № 2. С. 3—21.
 9. Гурьянов В.А., Петухова Л.Л., Приходько В.С. и др. Платиноносность никеленосных мафит-ультрамафитов Северо-Становой провинции // Геодинамика и минерализация Северо-Восточной Азии / Мат-лы IV всерос. научн.-практ. конф. —Улан-Удэ: ИД «Экос», 2013. С. 114—117.
 10. Додин Д.А., Золотов К.К., Коротеев В.А., Чернышов Н.М. Платина России: состояние и перспективы // Платина России / Сб. научн. трудов. Т. 7. —Красноярск, 2011. С. 12—51.
 11. Додин Д.А., Ланда Э.А., Милитенко Н.В. и др. Первая карта платиноносности России масштаба 1:5 000 000 (принципы построения, содержание, прогнозно-поисковое и фундаментальное значение) // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов в XXI в. / Сб. научн. трудов. Т. III. Кн. 1 и 2. —М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999. С. 22—38.
 12. Жижин В.И. К проблеме поисков никелевого оруденения на Алданском щите // Региональная геология Якутии / Сб. научн. статей. —Якутск: Изд-во Якутского государственного университета, 1995. С. 127—131.
 13. Ким А.А., Лескова Н.В., Волкоморов В.Ф. Состав платиновой минерализации в золотоносных россыпях Верхнетимптонского района // Самородные металлы в изверженных породах. —Якутск: ЯНЦ СО РАН СССР, 1985. С. 114—117.
 14. Кислов Е.В., Орсов Д.А., Мальшев А.В. Северобайкальская никеленосная провинция, республика Бурятия // Руды и металлы. 2007. № 6. С. 6—15.
 15. Кочнев-Первухов В.И., Заскинд Е.С., Конкина О.М. Рудно-формационные основы прогноза платиноносности и составления металлогенических карт масштаба 1:5 000 000 и 1:2 500 000 // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов в XXI в. / Сб. научн. трудов. Т. III. Кн. 1 и 2. —М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999. С. 39—43.
 16. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Новые данные о возрасте гранитов кодарского и тукурингского комплексов, Восточная Сибирь. Геодинамические следствия // Петрология. 2000. Т. 8. № 3. С. 267—275.
 17. Моисеенко В.Г., Степанов В.А. Перспективы платиноносности Востока России // Платина России / Сб. научн. трудов. Т. VII. —Красноярск, 2011. С. 188—199.
 18. Налдретт А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометаллических руд. —С-Пб, 2003.
 19. Округин А.В., Ким А.А., Избеков Э.Д. и др. Платиноносные россыпи Сибирской платформы и их перспективы. // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов в XXI в. / Сб. научн. трудов. Т. III. Кн. 1 и 2. —М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999. С. 319—333.
 20. Поляков Г.В., Изох А.Э. О перспективах расширения докембрийской платиноносной провинции на юге Сибирской платформы // Платина России / Сб. научн. трудов. Т. 7. —Красноярск, 2011. С. 264—274.
 21. Приходько В.С., Ситников Н.В. Перспективы платиноносности Лантарского габбро-анортозитового массива. / Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы / Мат-лы второго Всерос. петрограф. совещ. Т. III. —Сыктывкар. 2000. С. 290—291.
 22. Приходько В.С., Гурьянов В.А., Петухова Л.Л., Пересторонин А.Н. Сульфидная медно-никелевая минерализация палеопротерозойских мафит-ультрамафитов юго-востока Алдано-Станового щита / Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения / Мат-лы III междунар. конф. —Екатеринбург: ИГГУро РАН, 2009. Т. 2. С. 111—114.
 23. Соляник А.Н., Октябрьский Р.А., Ленников А.М. и др. Благоприятная минерализация массивных пирротитовых линз в джугджурских анортозитах // Тихоокеанская геол. 1999. Т. 18. № 4. С. 79—84.
 24. Степанов В.А., Мельников А.В. Никеленосность Верхнего Приамурья. —Владивосток: Дальнаука, 2010.
 25. Стогний Г.А., Стогний В.В. Платиноносность Алдано-Станового щита // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40. № 6. С. 529—535.
 26. Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Другова Г.М. и др. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. —Л.: Наука, 1965.
 27. Толстых Н.Д., Орсов Д.А., Кривенко А.П., Изох А.Э. Благоприятная минерализация в расслоенных ультрабазит-базитовых массивах юга Сибирской платформы. —Новосибирск: Параллель, 2008.
 28. Шевченко Б.Ф., Горошко М.В., Диденко А.Н. и др. Глубинное строение, мезозойская тектоника и геодинамика области сочленения восточной части Центрально-Азиатского пояса и Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 12. С. 2122—2131.

Идарский ультрамафитовый комплекс Восточного Саяна: петрогеохимические особенности и вопросы рудоносности

А.Н.ЮРИЧЕВ (Федеральное государственное автономное образовательное учреждение высшего образования «Национальный исследовательский Томский государственный университет»; 634050, г.Томск, проспект Ленина, д.36)

Приведены петрологические особенности пород реститового идарского дунит-гарцбургитового комплекса Канской глыбы Восточного Саяна. Показаны специфика минерального и геохимического составов пород и выявленной в них рудной минерализации, проведен петроструктурный анализ оливина. Рассчитана степень частичного плавления мантийного субстрата при формировании пород комплекса и температуры его пластических преобразований при метаморфизме.

Ключевые слова: дуниты, гарцбургиты, рудная минерализация, петроструктуры, химизм, генезис.

Юричев Алексей Николаевич, juratur@sibmail.com

Idarsky ultramafic complex of the Eastern Sayan: petrogeochemical features and issues of ore-bearing

A.N.YURICHEV

The article presents the petrological features of the rocks of restitic idarsky dunite-harzburgite complex of the Kansk block of the East Sayan. The specificity of mineral and geochemical composition of rocks and them ore mineralization are shown. Petrostructural analysis of olivine is made. The degree of partial melting of mantle substratum at the formation of the complex and the temperature of its plastic transformation during metamorphism are calculated.

Key words: dunites, harzburgites, ore mineralization, petrostructure, chemistry, genesis.

В северо-западной части Восточного Саяна выходы пород раннего докембрия известны в пределах Бирюсинского и Канского выступов фундамента Сибирской платформы, а также в Дербинском антиклинории Восточно-Саянской складчатой системы. Исследование этих структур показало, что Канская глыба по внутреннему строению, набору и составу геологических формаций, характеру магматизма и особенностям металлогении весьма сходна с типичными раннедокембрийскими зеленокаменными поясами древних кратонов [9—11]. Размеры глыбы примерно 200 (15—50) км. В ее строении участвуют метаморфизованные преимущественно вулканогенные троговые комплексы, включающие протрузии и интрузии ультрамафитового и мафит-ультрамафитового составов, мигматит-гнейсовые купола и гранодиорит-плагиогранитные массивы, а также гнейсы и гранитоиды основания.

В Канской глыбе ареалы ультрамафитов (более 300 тел) сосредоточены в вулканогенно-осадочной метаморфизованной толще Идарского прогиба, не выходя за его пределы. Согласно одной из схем разделения образований, формирующих Канскую глыбу [8], вмещающими породами для многочисленных ультрамафитов являются гнейсы и амфиболиты двух структурно-вещественных комплексов: верхнеархейского караганского и раннепротерозойского анжинского.

По другой схеме Канская глыба позиционируется как неопротерозойский террейн Саяно-Енисейского аккреционного пояса [17]. Согласно этой схеме тектонического районирования структуры Канской глыбы, было выделено три террейна — Центральный, Идарский и Шумихинско-Кирельский, различающиеся составом и возрастом слагающих их породных ассоциаций. Метаморфозы Идарского и Центрального террейнов характеризуются минеральными ассоциациями амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций с максимальным P 770—850 МПа и T 600—700 °C [10] и образовались в результате метаморфического преобразования на рубеже 600 млн. лет [14]. Этот отрезок времени соответствует аккреционно-коллизийным событиям, результатом которых была амальгамация докембрийских террейнов и их приращение к окраине Сибирского кратона [14]. Сложное геологическое строение Канской глыбы приводит к неоднозначной интерпретации ее формирования и, как следствие, к различным точкам зрения на происхождение ультрамафитов и мафитов.

В пределах Канской глыбы в настоящее время ультрамафитовые и мафит-ультрамафитовые интрузивы объединяются в четыре комплекса [18, 20—21]: идарский дунит-гарцбургитовый позднеархейского-раннепротерозойского (?) возраста [22]; кингаш-

ский никеленосный дунит-верлит-пикритовый «малых» интрузивов [1, 17], датируемый разными авторами от позднего архея до позднего протерозоя; кулибинский перидотит-пироксенит-габбровый раннепротерозойский [18] и талажинский плагиодунит-троктолит-анортосит-габбровый расслоенный комплекс позднерифейского (?) возраста [18, 23].

Объектом настоящего исследования являются породы идарского ультрамафитового комплекса, пользующиеся значительным распространением в Канской глыбе и слагающие мелкие интрузивные тела, которые имеют линзовидную форму и являются конформными к структуре вмещающих пород. Они представлены метаморфическими ультрамафитами дунит-гарцбургитовой ассоциации, которые характерны для нижней части офиолитовых комплексов [6]. Характерная особенность пород этой ассоциации — наличие в них гранобластовых и порфирокластовых структур, свойственных для метаморфических пород [3]. Ультрамафиты идарского комплекса представляют собой реститовые образования, которые, вероятно, были выведены в верхние этажи литосферы по эшелонированным глубинным надвигам, обрамляющим с юго-запада Сибирскую платформу.

Петрографическая характеристика пород. Ультрамафиты идарского комплекса представлены, преимущественно, дунитами, гарцбургитами и их серпентинизированными разностями.

Дуниты свежего облика встречаются редко. Структура пород гранобластовая, в измененных разностях — лепидонематогранобластовая. Текстура однородная. Количественно-минералогический состав (в %): оливин 10—80, серпентин (лизардит) 10—85, тальк до 20, хромшпинель до 10. Отмечаются магнетит, хлорит, кальцит. Оливин в слабо измененных породах представлен гранобластовыми агрегатами субизометричных зерен размером 0,5—1,5 мм. В серпентинизированных разновидностях он наблюдается в виде мелких (менее 0,5 мм) разрозненных реликтовых индивидов, принадлежность которых к одному зерну узнается по их одновременному погасанию. По трещинкам в зернах оливина образуются тонкие жилки лизардита, которые по мере увеличения степени серпентинизации разрастаются и нередко замещают исходные зерна полностью. По химическому составу оливин соответствует форстериту Fa 8,7—11,2% (табл. 1).

1. Химический состав оливина и энстатита из реститовых ультрамафитов идарского комплекса (в массовых долях, %)

Оксиды	Оливин							Энстатит			
	Дунит				Гарцбургит						
	23025	23569	5173	5197	13032	13043	18448	13032	13043	18448	
SiO ₂	41,13	40,45	40,84	40,23	41,04	40,97	40,47	55,30	55,25	56,92	
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	0,02	0,03	0,11	
Al ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	1,95	1,26	0,34	
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	0,73	0,18	—	
FeO	8,54	9,48	8,84	10,79	8,93	9,37	12,16	6,22	6,23	8,19	
MnO	0,13	0,16	0,26	0,16	0,14	0,14	0,18	0,19	0,18	0,25	
MgO	50,14	49,18	49,46	48,11	49,45	49,44	46,40	34,22	34,75	34,19	
CaO	—	—	—	—	—	—	—	0,18	0,18	—	
NiO	0,40	0,37	0,30	0,38	0,46	0,43	0,07	—	—	—	
Сумма	100,34	99,64	99,70	99,68	100,02	100,35	99,28	98,81	98,06	100,00	
Fa	8,7	9,8	9,1	11,2	9,2	9,6	12,8	—	—	—	
En	—	—	—	—	—	—	—	90,42	90,57	88,1	
Fs	—	—	—	—	—	—	—	9,22	9,08	11,9	
Wo	—	—	—	—	—	—	—	0,35	0,35	—	

Примечание. Здесь и далее определение химического состава осуществлялось на электронном сканирующем микроскопе «Tescan Vega II XMU», оборудованном энергодисперсионным спектрометром (с полупроводниковым Si(Li) детектором INCA x-sight) INCA Energy 450 и волнодисперсионным спектрометром INCA Wave 700 в ИЭМ РАН (г. Черноголовка) оператором А.Н.Некрасовым; содержание: Fa — фаялитовой молекулы, Fa [Fe/(Fe Mg)] 100, En — энстатитовой молекулы, En [Mg/(Mg Fe Ca)] 100, Fs — ферросиллитовой молекулы, Fs [Fe/(Mg Fe Ca)] 100, Wo — волластонитовой молекулы, Wo [Ca/(Mg Fe Ca)] 100.

Гарцбургиты свежего облика также встречаются редко. Для них характерна тонко-, мелкозернистая, гранобластовая, в отдельных участках — порфиро-кластовая структура. Текстура обычно отчетливо сланцеватая, иногда полосчато-сланцеватая. Количественно-минералогический состав (в %): оливин 50—55, энстатит 20, тремолит до 30, тальк до 20. Отмечаются хромшпинелид, хлорит, брусит и кальцит. Оливин наблюдается в виде субизометричных и удлиненных сильно трещиноватых зерен, ориентированных субпараллельно и отражающих директивность в породе. По химическому составу он представлен форстеритом Fa 9,2—12,8% и близок таковому из дунитов. Энстатит En 88,1—90,6, Fs 9,1—11,9 и Wo 0,35% (см. табл. 1) образует мелкие субизометричные и таблитчатые зерна размером до 0,9 мм. Отмечаются более крупные порфиробластовые индивиды до 2 мм. Для зерен энстатита характерна отчетливая призматическая спайность, серые цвета интерференции и прямое погасание. Нередко зерна минерала полностью замещены мелко- и тонкозернистыми тальк-тремолитовыми агрегатами, окрашенными в серовато-буроватые тона.

Петроструктурный анализ оливина. Установленные оптические ориентировки оливина в дунитах и гарцбургитах идарского комплекса представляют два петроструктурных типа (рис. 1).

Первый тип петроструктурного узора оливина установлен в дунитах с гранобластовой структурой (см. рис. 1, обр.23025-1). Для него характерно наличие максимума осей Nm 6%, совмещенного с минеральной линейностью, к которой также тяготеют слабые локальные максимумы осей Ng и Np. Нормально линейности все три кристаллооптические оси концентрируются в пояса, с локальными максимумами. При этом нормально к минеральной уплощенности располагаются максимумы осей Np 6 и Nm 4%, а в ее плоскости, перпендикулярно линейности, находятся максимумы осей Ng 6, Nm 4 и Np 4%.

Подобные типы петроструктурных узоров оливина были установлены в дунитах Западной Тувы [2]. Формирование этого типа, по-видимому, происходило в условиях прогрессивного регионального метаморфизма ультрамафитов идарского комплекса и осуществлялось механизмом внутрикристаллического скольжения в оливине в результате смены систем трансляции от низкотемпературных к высокотемпературным: $(001)[010]$ $(110)[001]$ $0kl\{100\}$ $(010)[100]$, которые реализовались в условиях осевых деформаций в режиме повышения температур 750—1000 С и невысокого напряжения 10—20 МПа [5, 27]. При этом формирование совмещенных с L максимумов осей Ng, Nm и Np происходило в том случае, когда последующая активизация

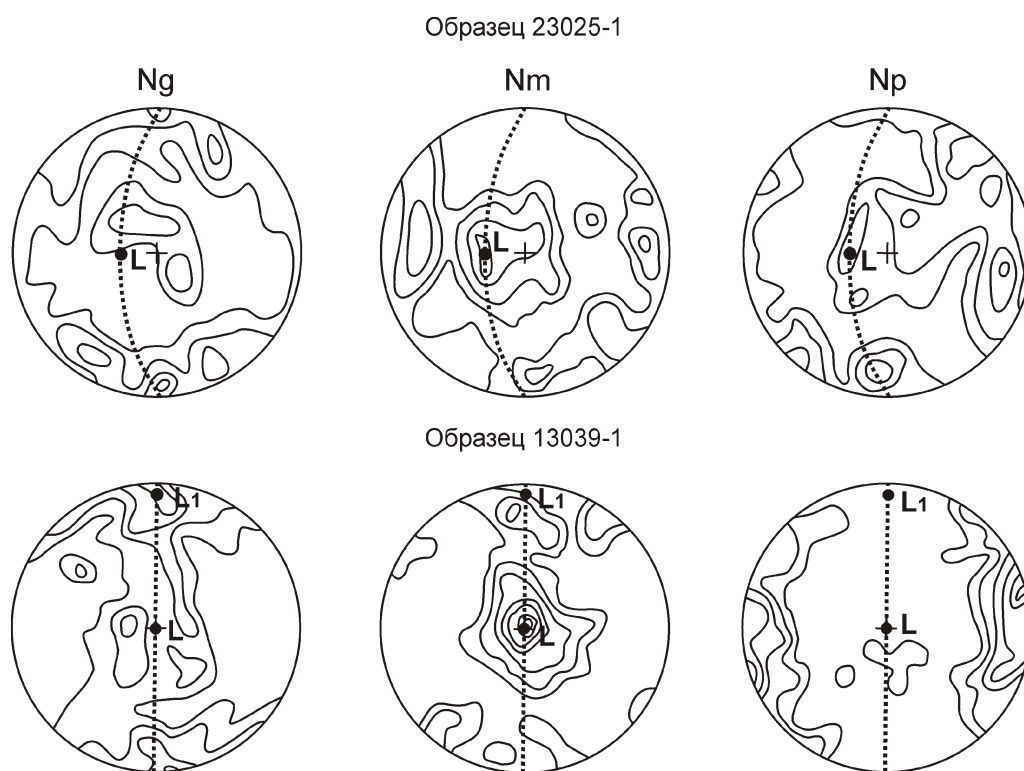


Рис. 1. Диаграммы ориентировки кристаллооптических осей оливина в дуните (обр.23025-1) и гарцбургите (обр.13039-1) идарского комплекса:

проекция на верхнюю полусферу; изолинии: 1-2-4-6-8-10-12% на 1% сетки Шмидта; точечная линия — плоскость минеральной уплощенности; L — минеральная линейность

более высокотемпературной системы трансляционного скольжения не могла уничтожить ранее образовавшиеся петроструктуры оливина при сохраняющемся направлении пластического течения. Формирование петроструктурного узора завершалась при высоких температурах (1000 °C) постдеформационной статической рекристаллизацией отжига, которая осуществлялась под структурным контролем внешнего поля напряжения, при этом оси N_r стремились ориентироваться вдоль направления сжатия. В результате рекристаллизации отжига сформировалась гранобластовая структура ненапряженных полигональных оливиновых индивидов, часто сходящихся в тройных точках под углом 120°.

Второй тип петроструктурного узора оливина установлен в гарцбургитах с порфирикластовой структурой (см. рис. 1, обр.13039-1). Он имеет строгую предпочтительную ориентировку и характеризуется поясовым расположением осей N_g и N_m в плоскости минеральной уплощенности, в которой располагаются две минеральных линейности (L и L_1). С ранней L пространственно совмещены наиболее сильный максимум осей N_m 12% и локальный максимум N_g 4%, которые, вероятно, являются отражением первого типа петроструктурных узоров оливина. Для этого типа ориентировки характерно наличие максимума N_r высокой плотности 10%, который располагается к минеральной уплощенности под углом 70°. С появлением этого максимума связана переориентация минеральной линейности в L_1 и формирование тяготеющих к ней максимумов осей N_g 6 и N_m 4%.

Создание этого петроструктурного узора оливина, по-видимому, происходило в условиях простого сдвига и высокой скорости деформации, механизмом катакластического течения, сопровождавшегося трансляционным скольжением с образованием полос излома и синтектонической рекристаллизацией. Наличие многочисленных полос излома в оливине и энстатите свидетельствует о неоднородной пластической деформации, которая, вероятно, осуществлялась в широком интервале температур 500—850 °C и высоких напряжениях 100—200 МПа [25] в верхних частях земной коры в процессе субгоризонтального перемещения ультрамафитов вдоль глубинных надвигов.

Рудная минерализация. В дунитах и гарцбургитах идарского комплекса автором установлены два типа рудной минерализации [22]: хромшпинелиевая и сульфидная (рис. 2).

Хромшпинелиды являются основными рудными минералами, отмечаются в виде частой равномерной вкрапленности до 10% самостоятельных зерен размером 0,1—0,3 мм (отдельные зерна до 1 мм) в основной массе породы. В мелких массивах в верховьях рек Борянь, Адралка, Малая Кулижа отмечены небольшие рудные тела хромититов с вкрапленной и густовкрапленной структурами. Они сложены суб-

изометричными, неправильными по форме зернами хромшпинелида размером 1,0—2,5 мм, количество которых составляет до 60—70%. Зерна часто дезинтегрированы на отдельные более мелкие индивиды, промежутки между ними выполнены мелкочешуйчатыми бесцветными агрегатами хлорита.

Зерна хромшпинелидов во вкрапленных рудных сегрегациях отличаются высокой степенью идиоморфизма, встречаются также округлые индивиды, редко с выраженными гранями (см. рис. 2, а—б). Зерна обычно катаклазированы в процессе деформирования рудных тел. Отмечается нахождение хромшпинелидов в тесном сростании с силикатными минералами, с образованием своеобразных графических структур. В отдельных зернах хромшпинелидов являются мельчайшие (20—30 мкм) включения пентландита (см. рис. 2, б).

Согласно классификации Н.В.Павлова [12], в хромититах идарского комплекса хромшпинелиды представлены хромпикатитами. В дунитах и гарцбургитах выделяются субферриалюмохромиты, субалюмоферрихромиты, феррихромиты и хроммагнетиты, а также в каймах замещения встречаются магнетиты (табл. 2). Отмеченные разновидности чаще выявляются в составе концентрически зональных зерен и редко образуют самостоятельные метакристаллы (см. рис. 2, а—б, в). Зональность двух-, реже трехфазная и характеризуется от центра зерна к его периферии следующей последовательностью: субферриалюмохромит субалюмоферрихромит хроммагнетит (трехфазная), феррихромит магнетит (двухфазная). В химическом отношении в этом направлении происходит уменьшение магнетиальности, глиноземистости, содержания хрома, цинка, при этом наблюдается увеличение железистости, степени окисления железа, хромистости и содержания титана, ванадия (см. табл. 2).

Оценка химического состава хромшпинелидов с использованием экспериментальных данных [7] позволила определить степень частичного плавления мантийного субстрата при формировании ультрамафитов идарского комплекса. Согласно расчетам и графическим построениям (рис. 3, Г), данные породы формировались при значительной вариации степени частичного плавления мантийного источника 23—43%. С использованием оливин-хромшпинелиевого геотермометра Дж.Фабри [26] определены расчетные температуры кристаллизации шпинелидов, составляющие от 667 до 604 °C (табл. 3).

Сульфидная минерализация крайне редка и представлена акцессорными выделениями «первично мантийного» пентландита и поздними (эпигенетическими) выделениями хизлевудита и миллерита (см. рис. 2, в, д—е).

Пентландит образует обособленные мелкие зерна прямоугольной, округлой формы размером до 0,15 мм по границам зерен оливина и мельчайшие до 30 мкм, чаще треугольные выделения внутри зерен

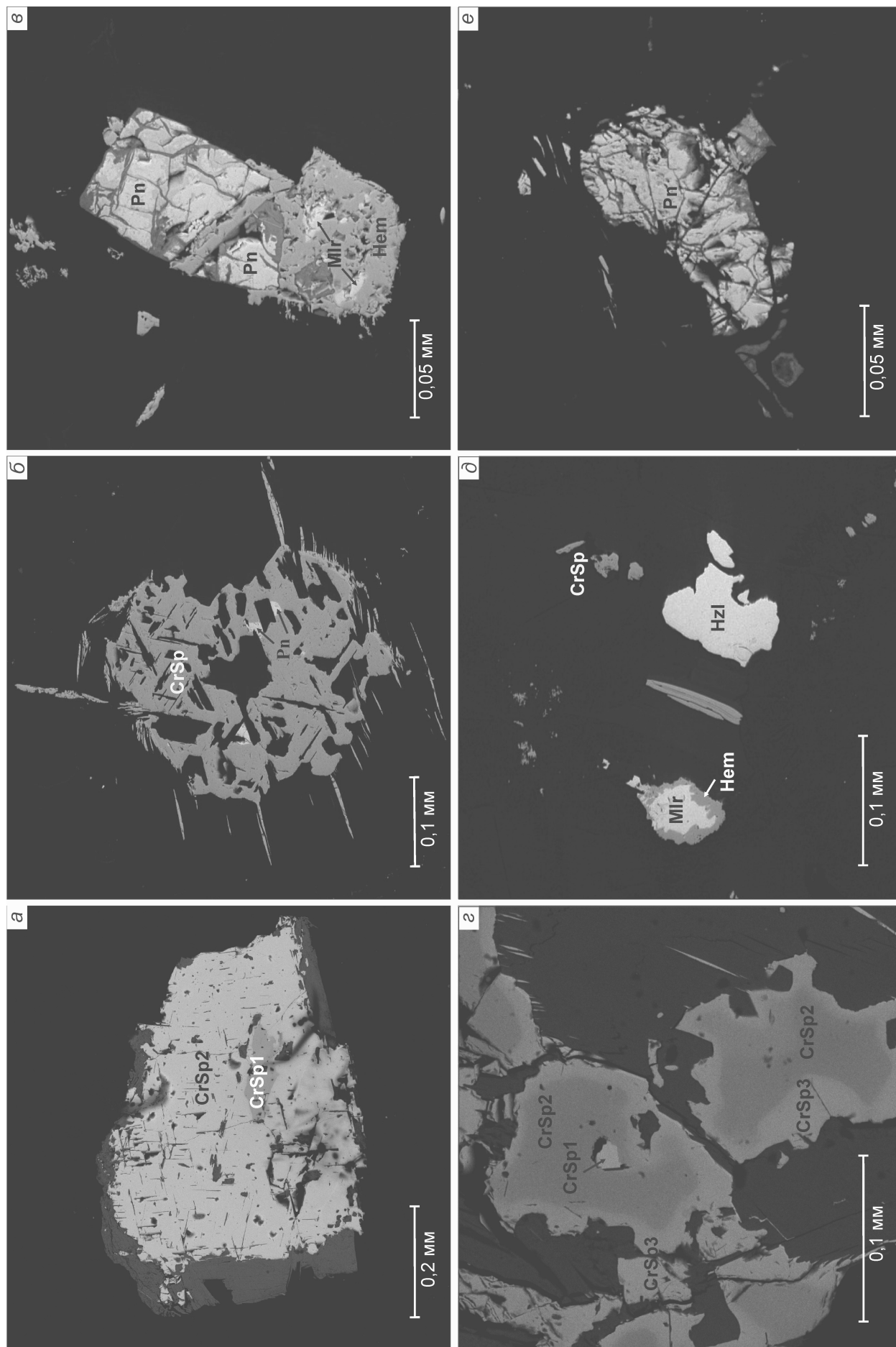


Рис. 2. Рудная минерализация ультрамафитов идарского комплекса:

CrSp — хромшпинель; Hem — гематит; Pn — пентландит; Mir — миллерит; Hzl — хизлевудит

2. Средние составы хромшпинелей в породах идарского комплекса (в массовых долях, %)

Порода	Число образцов	MgO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO _{tot}	CoO	NiO	ZnO	Fe ³ #	Cr#	Mg#
<i>Хромпикатит</i>														
Хромититы	9	11,49	29,08	—	—	38,08	—	20,67	—	—	—	2,29	46,78	52,01
<i>Субферриалюмохромит</i>														
Дуниты	13	6,98	20,38	—	0,41	41,34	0,56	28,40	0,28	0,08	0,95	7,31	57,75	34,98
<i>Субальюмоферрихромит</i>														
Дуниты	5	2,90	5,45	0,17	0,41	37,19	0,70	51,60	0,46	0,29	0,34	36,12	82,08	15,90
<i>Феррихромит</i>														
Гарцбургиты	8	1,73	1,36	1,15	0,33	43,02	0,75	50,19	0,39	0,14	0,49	32,39	95,50	9,36
Дуниты	3	1,90	—	0,66	0,27	44,31	0,95	51,07	0,33	—	—	34,62	99,19	10,60
<i>«Поздний» феррихромит</i>														
Дуниты	5	2,08	1,66	0,22	0,51	34,22	0,71	59,02	0,46	0,33	0,42	47,19	93,52	11,67
<i>Хроммагнетит</i>														
Гарцбургиты	2	0,82	0,45	1,39	0,69	26,05	0,70	68,43	0,32	0,39	0,37	59,27	97,50	4,41
Дуниты	2	1,64	0,74	2,15	0,19	25,03	0,86	68,17	0,28	0,36	0,23	60,04	95,74	8,59
<i>«Поздний» хроммагнетит</i>														
Дуниты	5	0,86	1,20	1,55	0,37	15,65	0,39	79,25	0,39	0,38	—	74,16	89,88	4,55
<i>Магнетит</i>														
Дуниты	2	0,69	—	—	—	2,79	0,30	96,12	—	—	—	96,06	100	3,71

Примечание. Химические составы приведены к 100%; степень окисления железа Fe³ # [Fe³ / (Fe³ + Cr + Al)] 100%; хромистость Cr# [Cr / (Cr + Al)] 100%; магнезиальность Mg# [Mg / (Mg + Fe²)] 100%.

хромшпинелидов. Его химический состав близок стехиометрической формуле и одинаков как в самостоятельных зернах, так и во включениях (табл. 4). Очевидно, пентландит является наиболее ранним и высокотемпературным образованием и, судя по тесной ассоциации с первичными мантийными хромшпинелями, образовывался в заключительную стадию их кристаллизации.

Хизлевудит встречается чаще в серпентинизированных ультрамафитах в виде самостоятельных мелких зерен, нередко приуроченных к жилкам серпентина и, вероятно, является гидротермальным низкотемпературным образованием. При этом магматическое его происхождение, несмотря на нередкую ассоциацию с пентландитом, автором не допускается.

Миллерит зернистого облика встречается в метасоматически измененных ультрамафитах. Он, очевидно, образуется по пентландиту и хизлевудиту в условиях низкотемпературного гидротермального процесса, сопровождаемого привнесом серы.

Петрохимия. Ультрамафиты идарского комплекса на бинарных диаграммах петрогенных компонентов формируют единый линейный тренд (см. рис. 3,

A—B), который отражает степень деплетирования пород и характеризуется увеличением, главным образом, MgO и уменьшением FeO, CaO и Al₂O₃. Для пород характерны очень низкие содержания кальция и особенно титана и обнаруживается примерно одинаковое количество никеля, что, по-видимому, является отражением его содержаний в породообразующих оливинах (табл. 5).

Проведено сопоставление состава ультрамафитов комплекса с литературными данными по петрохимии абиссальных перидотитов (MOR), островодужных гарцбургитов (Arc) и с модельными составами мантии (Mantle) (см. рис. 3, A—B). По соотношению SiO₂ и MgO составы ультрамафитов аналогичны составам ультрамафитов COX. В координатах Al₂O₃—CaO разброс данных для ультрамафитов в несколько раз превышает аналитические погрешности. Для большинства образцов характерно увеличение величины Al₂O₃/CaO. Несоответствие соотношения извести и глинозема в идарских ультрамафитах океаническим перидотитам и хондритовому отношению объяснить поверхностным выветриванием нельзя, так как выветривание под действием агрессивных океанических вод существенно

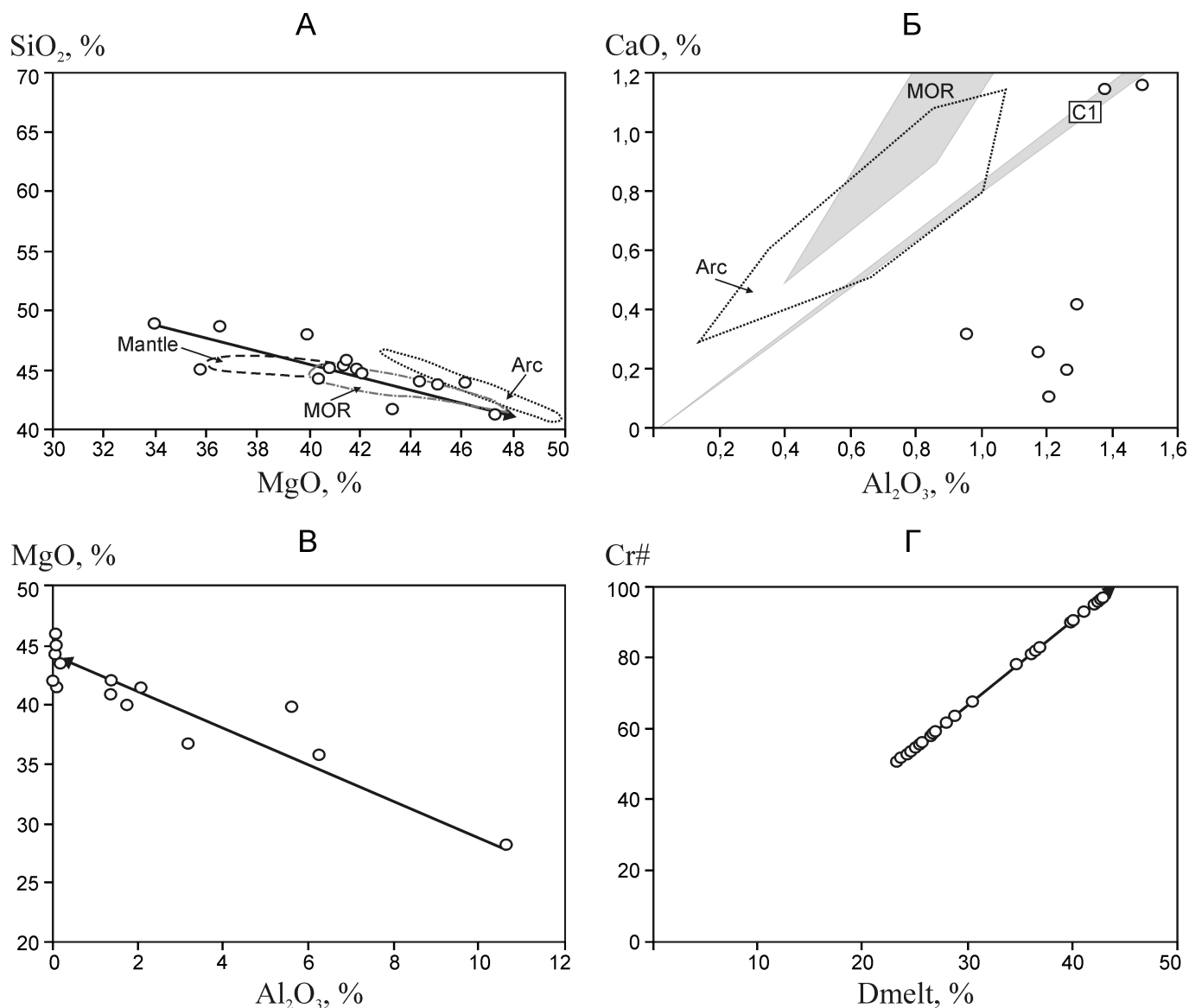


Рис. 3. Бинарные диаграммы для ультрамафитов (А—В) и шпинелидов (Г) идарского комплекса:

Mantle — пиролит верхней мантии, MOR — ультрамафиты COX и Arc — островодужные ультрамафиты по данным работы [15]; C1 — $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$ в хондрите по данным работы [28]; график Г отражает зависимость значений параметра Cr# хромшпинелидов от степени частичного плавления лерцолита Dmelt (по экспериментальным данным работы [7]): $\text{Cr\#} [\text{Cr}_2\text{O}_3/(\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3)] 100\%$, Dmelt 0,426 Cr# 1,538; эволюционный тренд на графиках отражает увеличение степени рестирования ультрамафитов

более мощное. Очевидно, данное обстоятельство связано с широким проявлением в идарском комплексе прогрессивного метаморфизма — антигоритизации, хризотил-лизардитизации и тальк-карбонатизации. Таким образом, о первичном составе ультрамафитов массива по данным петрохимических пересчетов можно судить очень приблизительно.

Геохимия. Анализируемые породы идарского комплекса характеризуются практически однотипными графиками распределения редкоземельных элементов (REE) с хорошо выраженным Eu-минимумом $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n$ 0,3—1,4 (рис. 4, А). Их содержание в ультрамафитах изменяется несущественно и в целом

соответствует хондритовому уровню за исключением некоторого обогащения легких редкоземельных элементов (LREE). Породы имеют общий пологий отрицательный наклон спектров, что обусловлено более высокими концентрациями LREE с тенденцией уменьшения к средним редкоземельным элементам (MREE), при этом MREE и тяжелые редкоземельные элементы (HREE) обнаруживают примерно равные содержания, или с несущественным накоплением последних $(\text{La}/\text{Yb})_n$ 1,4—8,3. От гарцбургитов к дунитам прослеживается тенденция в сторону деплетирования REE (см. табл. 5). По конфигурации спектров породы идарского комплекса достаточно хорошо со-

3. Температурные равновесия, рассчитанные по оливин-хромшпинелидовому геотермометру Дж.Фабри [26] для ультрамафитов идарского комплекса

Порода	Образец	Оливин		Хромшпинелид				T, °C
		MgO	FeO	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	
Дуниты	5173-1	49,52	8,85	39,71	21,77	27,40	8,29	639
	5173-2	49,63	9,26	41,85	19,64	29,10	6,94	617
	5173-3	49,53	9,06	40,64	21,45	27,87	7,44	610
	5173-4	49,20	9,90	42,43	20,25	27,27	7,39	636
	5173-5	48,57	10,14	42,14	19,52	29,09	6,51	619
	5197-1	47,82	11,37	26,05	0,75	67,26	1,77	667
	5197-2	48,05	10,77	24,05	0,73	69,18	1,50	604
Гарцбургиты	18488-1	45,39	13,93	44,19	1,14	49,38	1,75	648
	18488-2	46,39	13,44	43,29	1,33	49,69	1,97	667
	18488-3	47,66	12,30	46,17	1,54	47,48	1,90	619

4. Химический состав сульфидных минералов в ультрамафитах идарского комплекса (в %)

Минерал	Число образцов	S	Fe	Ni	Co	Сумма
Включения в зернах шпинелидов						
Пентландит	3	33,05	33,18	32,15	1,23	99,60
Самостоятельные обособленные зерна						
Пентландит	4	33,33	32,52	32,07	1,70	99,63
Хизлевудит	4	27,62	0,69	71,55	0,04	99,88
Миллерит	2	31,91	1,97	65,76	0,03	99,67

поставляются со спектрами ультрамафитов из офиолитовых комплексов, сформированных в обстановках океанических центров спрединга (ультрамафиты СОХ-типа), но характеризуются несколько более высоким суммарным содержанием REE.

Сопоставление распределения примесных элементов в дунитах и гарцбургитах идарского комплекса на многокомпонентной диаграмме (см. рис. 4, Б) также обнаруживает их высокое сходство. В обоих типах пород комплекса отмечаются Cs, Ba, U и K положительные пики, отражающие обогащенность пород этими элементами по отношению к примитивной мантии, и Rb, Th, Ta-Nb, Eu и Ti отрицательные пики, значения которых выше (Rb, Th), близки (Ta-Nb) или ниже (Eu и Ti) значений примитивной мантии. Отличие заключается в присутствии на спектрах дунитов Zr-Hf отрицательного пика, который не обнаруживается для гарцбургитов (см. рис. 4, Б).

Специфика минерального и геохимического составов гарцбургитов идарского комплекса хорошо сопоставляются с таковой для гарцбургитов САХ [13] и, по-видимому, связана с процессом взаимодействия мантийных рествитов с импрегнировавшими их водосодержащими и сильно фракционированными расплавами.

По материалам статьи можно сделать следующие выводы:

1. Породы идарского ультрамафитового комплекса пользуются значительным распространением в Канской глыбе Восточного Саяна и представлены мелкими, часто линзовидными телами, конкордантными с вмещающими породами. Они сложены метаморфическими ультрамафитами дунит-гарцбургитовой ассоциации, характерной для нижней части офиолитовых комплексов. Отличительная особенность пород этой ассоциации — наличие в них гранобластовых и порфиорокластовых структур, свойственных для метаморфических пород.

2. Дуниты и гарцбургиты идарского комплекса являются интенсивно деплетированными мантийными образованиями, которые были перемещены в верхние этажи литосферы вдоль глубинных надвигов, трассирующих сутурные швы тектонически сближенных покровов Идарского зеленокаменного пояса, обрамляющих с юго-запада Сибирскую платформу.

3. В породах комплекса отмечена хромшпинелиевая и сульфидная минерализация с резким преобладанием первой. Хромшпинелиды отмечаются в виде вкрапленности мелких самостоятельных зерен до 10% в основной массе породы, по большей части в дунитах. В малых массивах в верховьях рек Борынь, Адралка, Малая Кулижа выявлены непромышленные локальные рудные тела хромитов с вкрапленной и

5. Химический состав пород и распределение в них элементов-примесей (в %)

Компоненты	Породы							
	Дуниты			Гарцбургиты			Серпентиниты	
	Образцы							
	С-114-290	23569-1	5173	18448	13039-1	13043	6013	1075/1
SiO ₂	41,87	45,00	44,95	48,66	43,51	45,40	45,20	46,08
TiO ₂	0,13	—	0,02	0,07	0,03	0,05	0,02	0,04
Al ₂ O ₃	2,51	1,96	1,36	3,17	1,56	2,93	1,39	2,06
FeO _{общ}	9,88	8,80	10,29	9,93	7,94	8,24	9,38	9,85
MnO	0,18	0,11	0,15	0,16	0,09	0,12	0,23	0,09
MgO	43,64	42,21	41,92	36,61	44,76	41,36	40,87	41,49
CaO	1,52	1,56	1,15	1,27	1,17	1,35	2,83	0,27
Na ₂ O	0,02	0,08	0,15	0,16	0,05	0,16	0,18	0,17
K ₂ O	—	—	0,06	0,08	—	0,08	0,05	0,07
P ₂ O ₅	0,04	0,03	0,01	0,02	0,03	0,03	0,01	0,01
Сумма	99,79	99,75	100,06	100,12	99,15	99,71	100,14	100,14
Cr	3863,06	2118,89	—	—	2058,21	2269,94	—	—
Co	116,15	96,99	—	—	101,88	92,38	—	—
Ni	1919,75	1893,82	—	—	1963,66	1846,33	—	—
Ga	2,39	1,26	1,67	4,41	0,92	1,90	1,70	4,50
Ge	1,02	0,91	—	—	0,80	0,84	—	—
Rb	0,09	0,56	1,10	2,60	0,20	0,97	2,42	2,50
Sr	11,03	7,02	8,23	14,77	5,57	11,77	17,97	10,40
Y	1,92	0,51	0,88	1,16	0,72	1,61	1,80	1,13
Zr	6,35	1,75	1,81	7,12	2,08	3,09	1,33	3,00
Nb	0,31	0,22	0,38	0,72	0,09	0,08	0,38	0,73
Cs	0,02	0,07	0,17	0,41	0,03	0,05	0,52	0,15
Ba	0,48	6,75	20,66	70,96	8,88	13,37	96,68	62,00
La	0,45	0,82	1,19	1,44	0,52	0,77	0,48	1,48
Ce	0,97	1,89	2,21	2,94	0,83	1,28	0,87	1,56
Pr	0,13	0,21	0,26	0,40	0,09	0,16	0,13	0,25
Nd	0,57	0,67	0,90	1,40	0,29	0,73	0,65	0,86
Sm	0,23	0,10	0,16	0,23	0,08	0,21	0,14	0,16
Eu	0,08	0,03	0,03	0,05	0,03	0,07	0,03	0,03
Gd	0,26	0,13	0,17	0,24	0,12	0,27	0,15	0,14
Tb	0,05	0,02	0,02	0,04	0,02	0,05	0,03	0,02
Dy	0,39	0,09	0,16	0,20	0,16	0,34	0,20	0,14
Ho	0,08	0,02	0,03	0,04	0,03	0,07	0,05	0,03
Er	0,23	0,07	0,10	0,13	0,10	0,21	0,15	0,08
Tm	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02
Yb	0,22	0,09	0,11	0,15	0,12	0,24	0,23	0,11
Lu	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,04	0,04	0,02
Hf	0,22	0,05	0,05	0,19	0,07	0,12	0,04	0,06
Ta	0,04	0,03	0,03	0,06	0,03	0,04	0,04	0,07
W	0,08	0,91	0,63	0,33	0,47	0,42	0,29	0,51
Th	0,10	0,19	0,22	0,45	0,27	0,12	0,16	0,13
U	0,05	0,04	0,46	1,24	0,05	0,08	0,22	0,08

Примечание. Определение химического состава пород проведено в ИГХ СО РАН (г.Иркутск) на приборе Perkin Elmer; аналитик Т.В.Ожогина; содержание элементов-примесей в породах выполнено в аналитическом центре ИГМ СО РАН (г.Новосибирск) на масс-спектрометре ELEMENT (Finnigan Mat); аналитик С.В.Палесский; SiO₂ — в массовых долях, %; Cr — в г/т.

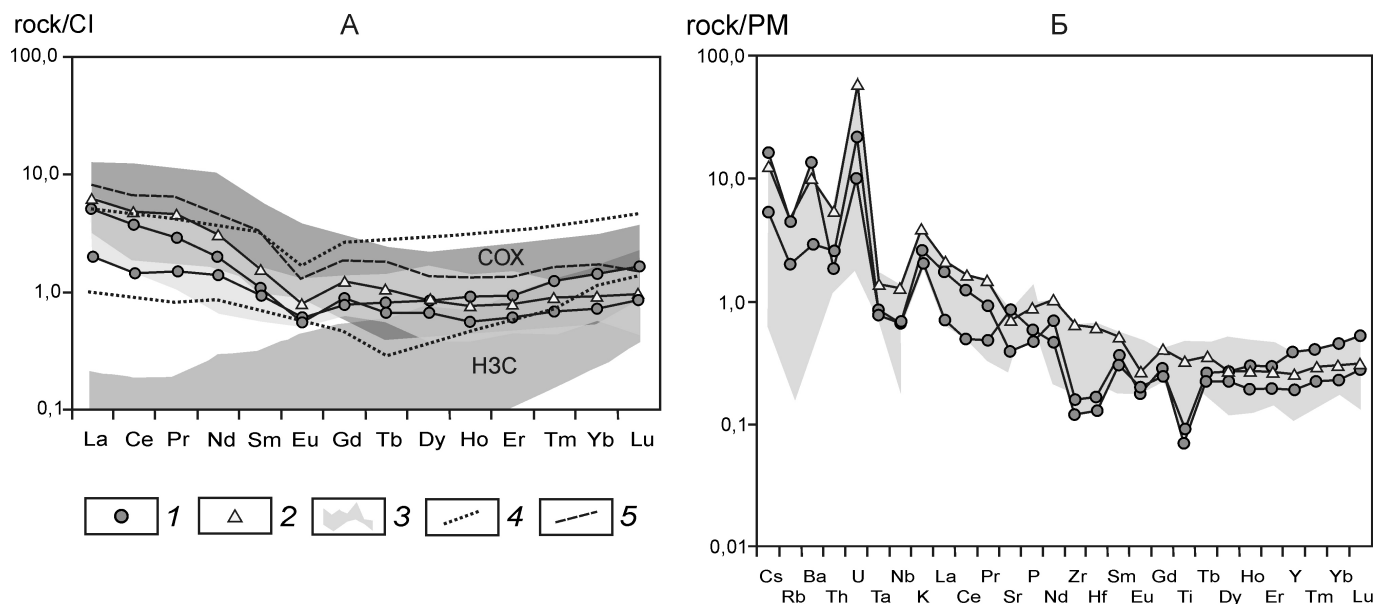


Рис. 4. Диаграммы распределения элементов лантаноидной группы (А), нормированных по углистому хондриту C1 [24] и спайдер-диаграммы для наиболее распространенных примесных элементов (Б), нормированных по примитивной мантии [29] в породах идарского комплекса:

1 — дуниты; 2 — гарцбургиты; 3 — область ультрамафитов идарского комплекса; 4 — крайние границы области ультрамафитов Кемпирсайского массива [16]; 5 — средние содержания лантаноидов в ультрамафитах массива Нурали [19]; на диаграмму А вынесены области офиолитов океанических центров спрединга (COX) и зон субдукции в краевоморских бассейнах (НЗС) (из презентации В.Р.Шмелева «Geodynamic environment of the Urals ophiolitic complexes formation». г.Уфа, 2004)

густовкрапленной структурами, представляющие исключительно петрологический интерес. Сульфидная минерализация характеризуется ограниченным распространением и представлена крайне редкими акцессорными зернами «первично мантийного» пентландита и поздними (эпигенетическими) выделениями хизлевудита и миллерита. В настоящее время автор склонен относить тела идарского комплекса к бесперспективным объектам на обнаружение Cu-Ni оруденения.

4. По составу хромшпинелиды из ультрамафитов идарского комплекса отвечают минералам верхне-мантийного субстрата с высокой степенью частичного плавления 23—43%, который испытал пластические метаморфические преобразования при температурах от 667 до 604 С.

5. В результате интенсивных метасоматических процессов дуниты и гарцбургиты идарского комплекса часто серпентинизированы и преобразованы в тремолит-тальковые, хлорит-тальковые и тальк-карбонатные породы. В большинстве случаев это осложняет их петрохимическую интерпретацию и делает ее приближенной.

6. Специфика минерального и геохимического составов пород идарского комплекса хорошо сопоставляется с таковой для ультрамафитов из офиолитовых комплексов САХ-типа: близкое к субхондритовому

типу распределение REE ($(La/Yb)_n \approx 1$), в относительно слабо серпентинизированных разновидностях для них характерен плоско-горизонтальный или слабо-вогнутый тренд распределения редкоземельных элементов с профицитом легких лантаноидов, высокая магнезиальность минералов и пород в целом, низкие содержания CaO, Al_2O_3 и TiO_2 и низкое отношение Al_2O_3/SiO_2 0,001—0,004. «Свежие» гарцбургиты значительно обогащены Zr, Hf, LREE и концентрациями REE в целом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Глазунов О.М., Богнибов В.И., Еханин А.Г. Кингашское платиноидно-медно-никелевое месторождение. —Иркутск: Изд-во ИГТУ, 2003.
2. Гончаренко А.И. Петроструктурная эволюция альпийно-типных гипербазитов. —Томск: Изд-во Томского ун-та, 1989.
3. Гончаренко А.И., Чернышов А.И. Деформационная структура и петрология нефритоносных гипербазитов. —Томск: Изд-во Томского ун-та, 1990.
4. Гончаренко А.И., Чернышов А.И., Возная А.А. Офиолиты Западной Тувы (строение, состав, петроструктурная эволюция). —Томск: Изд-во Томского ун-та, 1994.
5. Грин Х.У. Пластичность оливина в перидотитах / Электронная микроскопия в минералогии. —М.: Мир, 1979. С. 427—447.
6. Колман Р.Г. Офиолиты. —М.: Мир, 1979.

7. Леснов Ф.П., Подлинский М.Ю. Геохимия акцессорных хромшпинелидов из пород Эргакского хромитоносного гипербазитового массива и условия его формирования (Западный Саян) // ДАН. 2008. Т. 422. № 5. С. 660—664.
8. Ножкин А.Д., Смагин А.Н. Новая схема расчленения метаморфических комплексов докембрия Канской глыбы (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1988. № 12. С. 3—12.
9. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бобров В.А., Киреев А.Д. Амфиболит-гнейсовые комплексы зеленокаменных поясов Канской глыбы: геохимия, реконструкция протолитов и условий их образования (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1996. № 12. С. 30—41.
10. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикова Е.В., Пономарчук В.А. Состав, строение и условия формирования метасадочно-вулканогенных комплексов Канского зеленокаменного пояса (северо-западное Присянье) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 7. С. 1058—1078.
11. Ножкин А.Д., Цыпуков М.Ю., Попереков В.А. и др. Сульфидно-никелевое и благороднометалльное оруденение в гранит-зеленокаменной области Восточного Саяна // Отечественная геология. 1995. № 6. С. 11—17.
12. Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Труды Геологического института РАН. 1949. Вып. 103. № 13. С. 3—88.
13. Савельева Г.Н., Бонатти Э. Ультраосновные породы современных океанических областей / Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения / Мат-лы III междунар. конф. Т. 2. —Екатеринбург, 2009. С. 172—177.
14. Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Дмитриева Н.В. Изотопные провинции и этапы роста докембрийской коры юго-западной окраины Сибирского кратона и его складчатого обрамления // Доклады РАН. 2007. Т. 413. № 6. С. 810—815.
15. Чащухин И.С., Вотяков С.Л. Ультрамафиты Алапаевского массива (Средний Урал): петрология, геохимия, хромитоносность // Литосфера. 2012. № 4. С. 140—157.
16. Чащухин И.С., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. О влиянии ранней серпентинизации на геохимию редкоземельных элементов в гарцбургитах Кемпирсайского массива // Ежегодник ИГиГ УрО РАН. —Екатеринбург, 2003. С. 246—249.
17. Чернышов А.И., Ножкин А.Д., Мишенина М.А. Петрохимическая типизация ультрамафитов Канского блока (Восточный Саян) // Геохимия. 2010. № 2. С. 1—25.
18. Чернышов А.И., Юричев А.Н. Петрология и потенциальная рудоносность мафит-ультрамафитовых массивов талажинского и кулибинского комплексов Восточного Саяна. —Томск: ЦНТИ, 2012.
19. Шмелев В.Р. Геохимические особенности мантийных ультрабазитов Полярного и Южного Урала: петрогенетические следствия // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий / Мат-лы VII межрегион. конф. —Уфа, 2008. С. 163—165.
20. Юричев А.Н. Мафит-ультрамафитовый магматизм Канской глыбы и его рудный потенциал, Северо-Запад Восточного Саяна // Руды и металлы. 2013. № 3. С. 11—20.
21. Юричев А.Н., Чернышов А.И. Эволюция составов шпинелиевой минерализации из различных формационных типов мафит-ультрамафитовых комплексов Канской глыбы (Восточный Саян) // Отечественная геология. 2012. № 2. С. 42—50.
22. Юричев А.Н., Чернышов А.И. Рудная минерализация идарского дунит-гарцбургитового комплекса (Северо-Запад Восточного Саяна) // Известия ТПУ. 2012. Т. 321. № 1. С. 69—75.
23. Юричев А.Н., Чернышов А.И., Конников Э.Г. Талажинский плагиодунит-троктолит-анортозит-габбровый массив Восточного Саяна: петрогеохимические особенности и проблемы рудоносности // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 2. С. 219—236.
24. Anders E., Grevesse N. Abundances of the elements: meteoritic and solar // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. Vol. 53. Pp. 197—214.
25. Boudier F., Nicolas A. Structural control on partial melting in Lanzo peridotites // Magma genesis, H. Dicked, Oregon Dpt. Geology. 1977. Bull. 96. Pp. 63—78.
26. Fabries J. Spinel-olivine Geothermometry in Peridotites from Ultramafic Complexes // Contrib. Miner. and Petrol. 1979. Vol. 69. № 4. Pp. 329—336.
27. Nicolas A., Poirier J.P. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. —New York: Wiley-Interscience, 1976.
28. Palme H., Nickel K.G. Ca/Al ratio and composition of the Earth, upper mantle // Geochim. Cosmochim. Acta. 1985. Vol. 49. № 10. Pp. 2123—2132.
29. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry / Magmatism in the oceanic basins // Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. № 42. Pp. 313—345.

Офиолитовая ассоциация Присакмарской зоны (Южный Урал)

Д.Е.САВЕЛЬЕВ, В.И.СНАЧЕВ (Институт геологии Уфимский научный центр (ИГ УНЦ) РАН; 450077, г.Уфа, ул.К.Маркса, д.16/2), Ю.Г.КНЯЗЕВ (ОАО «БАШКИРГЕОЛОГИЯ»; 450095, г.Уфа, ул.Крайняя, д.2)

Приведено описание офиолитовой ассоциации Присакмарской зоны, основание которой сложено лерцолитами с высокоглиноземистыми акцессорными хромшпинелидами. По комплексу геолого-петрографических и геохимических признаков рассматриваемая ассоциация близка к таковым, образующимся в современных медленно-спрединговых срединно-океанических хребтах. Наличие комплексов подобного состава между Магнитогорской палеодугой и зоной Уралтау ставит под сомнение субдукционную природу метаморфитов максютовского комплекса.

Ключевые слова: Южный Урал, офиолиты, ультрабазиты, лерцолиты.

Савельев Дмитрий Евгеньевич, sav171@mail.ru

Сначев Владимир Иванович savant@inbox.ru

Князев Юрий Геннадьевич

The ophiolite association of Prisakmarskaya zone (the Southern Urals)

D.E.SAVELIEV, V.I.SNACHEV, JU.G.KNYAZEY

The ophiolite association of the Prisakmarskaya zone with lherzolites containing high-Al accessory spinels in the basis is described. This association is similar to the one recently formed in the low-spreading mid-ocean ridge by many geological and geochemical attributes. The presence of such association between the Magnitogorsk-paleoarc and the Uraltau zone questions the origin of metamorphic rocks from the Maksjutovsky complex as being the result of subduction.

Key words: South Ural, ophiolite, ultramafic rocks, lherzolite.

Статья посвящена одной из актуальных проблем геологии Урала — геодинамической интерпретации офиолитов, обнажающихся в южной части Вознесенско-Присакмарской зоны, являющейся частью протяженной главной сутуры Уральского складчатого пояса — «зоны Главного Уральского разлома» (ГУР). Изучению данной проблемы посвящены работы многих исследователей [5, 7, 9, 10 и др.], геологическое строение рассматриваемой территории изучалось В.Л.Волошиным (1967), А.А.Захаровым (1988), многочисленные публикации посвящены стратиграфии вулканогенно-осадочных толщ [2 и др.]. На геодинамическую природу базальтов поляковской (на севере) и сакмарской (на юге) свит высказывались различные точки зрения: от рифтогенной [14 и др.] и субокеанической [6] до островодужной [11].

Различна геодинамическая интерпретация и ультрамафитовых комплексов, обнажающихся в зоне Главного Уральского разлома. В.В.Зайковым с соавторами [5] убедительно показано сходство ультрабазитов Байгускаровского и Ишкининского массивов с таковыми преддуговых бассейнов современности. В северной же части Вознесенско-Присакмарской зоны пространственно совмещены ультрабазиты различных типов. К западной части структуры тяготеют существенно лерцолитовые массивы, сопоставимые или с реститами современных срединно-океанических хребтов [13], или с подконтинентальной палео-

мантией [17]. В восточной части зоны преобладают сильно истощенные реститы предостроводужного типа [16].

Проведенные в последние годы геологосъемочные работы в рамках проекта ГДП-200 (лист N-40-XXXIV-Зилаир) позволили получить новый фактический материал по строению и составу офиолитов Присакмарской зоны, интерпретации которого и посвящена настоящая работа. Приведенные в статье данные о составе породообразующих минералов и горных пород получены в различных лабораториях. Силикатный и атомно-абсорбционный анализ пород выполнен в Институте геологии УНЦ РАН (г.Уфа; аналитики С.А.Ягутина и Н.Г.Христофорова). Содержания элементов-примесей определялись масс-спектральным методом с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) в АСИЦ ВИМС (г.Москва; директор С.В.Кордюков). Определение состава породообразующих и акцессорных минералов проводилось на рентгено-спектральном микроанализаторе JEOL JCSA-733 в Институте минералогии (г.Миасс; аналитик Е.И.Чурин).

Геологическое строение территории. Основным объектом исследования являлись мафит-ультрамафитовая ассоциация Присакмарской зоны в районе Сакмарского водохранилища (с.Абдулкаримово) и пространственно связанная с ней базальтовая толща (рис.1). Породы офиолитовой ассоциации слагают су-

турную зону Главного Уральского разлома, имеющую пологое восточное падение (В.А.Волошин, 1967). На западе офиолиты подстилаются метаморфитами максютовского комплекса зоны Уралтау, а на востоке перекрываются вулканогенно-осадочными породами зилаирской свиты Западно-Магнитогорской зоны.

Внутри офиолитовой ассоциации с запада на восток наблюдается следующее строение. Базальты сакмарской свиты образуют полосу мощностью от пер-

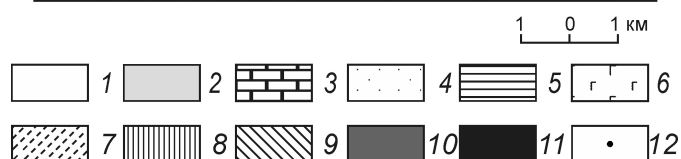
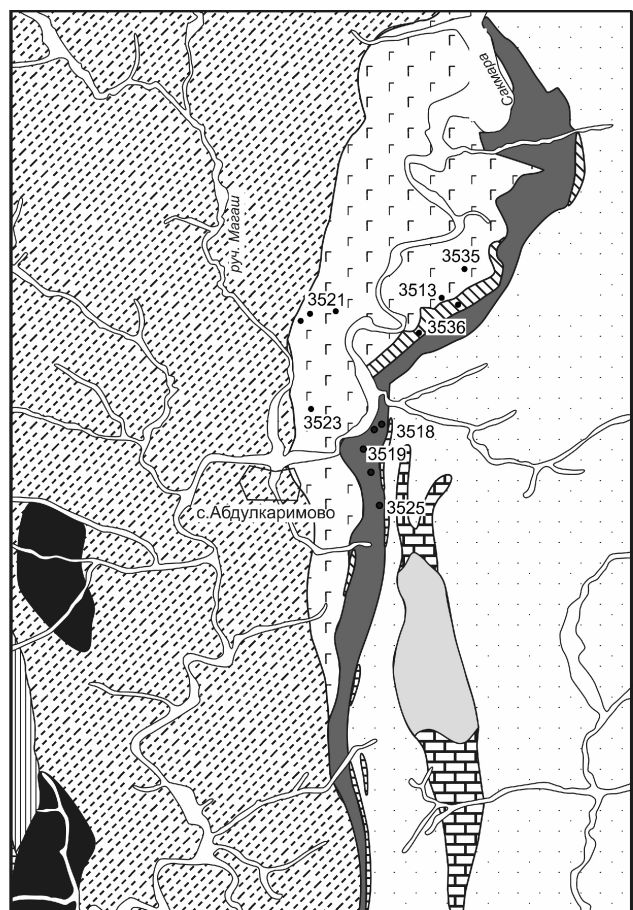


Рис. 1. Схема геологического строения Присакмарской зоны в районе с.Абдулкаримово, по В.Л.Волошину, 1967:

покровные отложения: 1 — четвертичные аллювиальные, 2 — палеогеновые; осадочные образования Западно-Магнитогорской зоны: 3 — карбонатные, C_1 , 4 — флишевые (зилаирская свита), D_3-C_1zl , 5 — кремнистый мукасовский горизонт, D_2mk ; 6 — базальты сакмарской свиты, $O-S?sk$; метаморфические породы максютовского комплекса зоны Уралтау: 7 — карамалинская свита, Pt_3krm , 8 — юагузинская свита, Pt_2jm ; 9 — габброиды сакмарского комплекса, PZ ; ультрабазиты: 10 — присакмарский комплекс, PZ , 11 — ташлинский комплекс, PF ; 12 — точки отбора образцов

вых сотен метров до 4 км, породы преимущественно рассланцованы и милонитизированы. Полосчатые роговообманковые габбро, иногда переходящие в горнблендиты, образуют прерывистые тела вдоль западной, реже — восточной границы ультрабазитов. Протяженность отдельных тел до 3 км, ширина изменяется от десятков метров до 1 км. Основными породообразующими минералами являются роговая обманка и плагиоклаз, в ряде изученных образцов присутствует гранат. Ультрабазиты представлены шпинелевыми перидотитами с содержанием моноклинного пироксена от 2 до 8%. Наименее серпентинизированные их разновидности слагают удлиненную с севера на юг линзу протяженностью около 2 км при ширине до 500 м севернее плотины Сакмарского водохранилища, на его левом берегу.

Для изучения внутреннего строения офиолитовой ассоциации и взаимоотношений ее с породами максютовского комплекса авторы выбрали участок в районе Сакмарского водохранилища, северо-восточнее с.Абдулкаримово. В западной части выделенного участка, вдоль левого борта руч.Магаш на протяжении около 1,5 км протягиваются почти непрерывные выходы сланцев хлорит-серицитового, серицит-кварцевого и кварц-хлоритового состава с редкими дайками габбро-диабазов. Залегание сланцеватости пологое (азимут падения $60-70$ $10-20$).

Разрез вулканогенных пород начинается после 15—20 м (по мощности) задернованного участка с апобазальтовых хлоритовых сланцев, которые восточнее постепенно сменяются массивными разностями базальтов. Среди последних иногда встречаются тела габбро и габбро-диабазов мощностью до 25—30 м. Габброиды полностью изменены: темноцветные минералы замещены агрегатом актинолита, а плагиоклаз — соссюритом. В породах много лейкоксена (до 10%), часто отмечаются тонкие прожилки кварца (5%), среди амфибола рассеяны зерна пренита.

Северо-восточнее долины руч.Магаш, вплоть до Сакмарского водохранилища, продолжаются коренные выходы базальтоидов. В разрезе происходит чередование массивных базальтов и зон рассланцевания, сложенных апобазальтовыми хлоритовыми и эпидот-хлоритовыми сланцами, широким распространением пользуются кварцевые жилы.

В восточном направлении базальты сменяются или ультрабазитами, или полосчатыми роговообманковыми габброидами с гнейсовидной текстурой. Непосредственные контакты между данными породами обычно задернованы и как правило проходят вдоль небольших ложбин, в отдельных случаях трассируются зонами интенсивного рассланцевания в базальтах.

Протяженность отдельных тел полосчатых габбро составляет до 3 км, ширина изменяется от десятков метров до 1 км. Текстура пород гнейсовидная, структура гранобластовая. Первичным темноцветным минералом является обыкновенная роговая обманка, ко-

торая чаще всего замещена актинолитом и хлоритом. Плагиоклаз преимущественно соссюритизирован. Содержание амфиболов и продуктов их замещения составляет от 60 до 80%, размер зерен порообразующих минералов составляет 0,2—0,5 мм. В отдельных обнажениях встречаются гранатовые разновидности габброидов (обр.3536/9). Гранат образует изометричные зерна (1—1,5 мм), содержащие включения клинопироксена, неизмененного плагиоклаза, амфибола. В габбро присутствуют рудные минералы: магнетит 0,1—0,5% (размер 0,1—0,2 мм) и лейкоксен 2—4% (размер 0,1—0,5 мм).

В отличие от описанных габброидов, которые обычно тяготеют к периферии ультрабазитовых тел, внутри последних иногда встречаются тела крупнозернистых массивных габбро (образцы 3518/2 и 3525/1). Порода полностью амфиболизирована, первичная структура габбровая. В составе породы преобладает клинопироксен (60%), размером зерен 2—5 мм, образующий идиоморфные короткие призмы; соссюритизированный плагиоклаз составляет около 40% и занимает интерстиции между зернами пироксена, который обычно замещен уралитом и хлоритом, очень редко встречаются реликты первичного минерала.

На востоке ультрабазиты ограничены горизонтом кремнистых пород, с приближением к которому в перидотитах увеличивается количество серпентина, вплоть до превращения их в серпентиниты. Кремнистый горизонт мощностью от 1 до 10 м местами прерывается и разделяется на линзы, которые чаще всего залегают на границе ультрабазитов и флишевых отложений зилаирской свиты. Реже линзы кремней встречаются среди базальтов сакмарской свиты. На контакте с серпентинитами кремнистые породы гидротермально изменены с образованием светло-зеленых тонкозернистых метасоматитов. Завершается разрез на востоке отложениями зилаирской свиты, представленными алевролитами, песчаниками, реже — гравелитами.

Ультрабазиты Абдулкаримовского блока Присакмарского массива в различной степени серпентинизированы (50—75%) и состоят (в %): из оливина 65—85, энстатита 20—40, диопсида 2—8 и хромшпинелида 0,1—2. Изучение ориентировок минеральной листоватости и полосчатости показало, что наиболее характерны пологие углы падения, азимуты падения и склонения линейности значительно изменяются. Наиболее типичные структуры перидотитов — прото-, мезогранулярная, реже встречается порфирохлассическая.

Клинопироксен встречается в виде рассеянных в породе мелких таблитчатых зерен размером менее 0,2 мм. В аксессуарных количествах во всех шлифах присутствуют шпинелиды (1—2%), обладающие светло-оранжевой окраской, что характерно для лерцолитов. Ортопироксен и оливин представлены зернами различного размера и морфологии. Энстатит I обычно присутствует в виде относительно крупных (1 мм, чаще всего 3—5 мм) деформированных зерен

с облачным погасанием. Деформация выражена в коррозии зерен, во внутризерновом скольжении (образовании микросдвигов), в изгибах плоскостных элементов структуры минерала: трещин спайности, ламелл диопсида, которые постоянно присутствуют в порфирохлассах энстатита. В шлифах и обнажениях часто можно наблюдать будинированные зерна линзовидной формы с обильными тонкими ламеллами диопсида, фрагменты которых размером 1,5—2,5 мм соединяются узкими перешейками шириной около 1 мм, между ними наблюдается разориентировка на величину до 10°. Энстатит II мелкозернистый (0,1—0,8 мм), формирующий агрегат новообразованных зерен, окружающих корродированные кристаллы первой генерации. Необласты имеют резкие очертания и однородное погасание, ламеллы диопсида в них отмечаются редко.

Наиболее ранние выделения оливина — пойкилитовые включения в энстатите размером 0,05—0,1 мм. Крупные зерна оливина (1—6 мм) отличаются разнообразием форм: удлинённые, изометричные с криволинейными границами, зерна неправильной формы. Для них весьма характерной является субзеренная (фрагментированная) внутренняя структура, когда зерно выглядит как «конгломерат» фрагментов, разориентированных на угол менее 10°. Переходы между соседними крупными зернами оливина постепенные. Часто можно наблюдать, как происходит рост одного зерна за счет другого, при этом новообразованное зерно выглядит более однородным. Наблюдаемая картина может быть интерпретирована как статическая рекристаллизация в тенях давления, происходящая за счет миграции границ. В интерстициях между крупными зернами обычно расположены мелкие зерна оливина также различной морфологии — изометричные и удлинённые, которые в противоположность крупным «протозернам» характеризуются однородным строением.

В отличие от описанного участка, в более северных и южных частях территории, ультрабазиты представлены полностью серпентинизированными породами, но они всегда обнаруживают реликтовые текстуры и структуры первичных пород, по которым можно восстановить состав протолита. Для апогарцбургитовых серпентинитов характерно постоянное присутствие в породе баститовых псевдоморфоз по пироксенам в количестве 10—30%, размеры псевдоморфоз обычно составляют 1—3 мм (до 5 мм). Структура основной массы в недеформированных породах петельчатая, в результате деформаций она переходит в ленточную. В серпентинитах из первичных минералов присутствуют лишь хромшпинелиды в количестве от 0,01 до 3—5% и представлены ксеноморфными («скелетными») выделениями, реже — гипидиоморфными зернами размером 0,01—2 мм, обычно 0,1—0,3 мм.

Составы порообразующих минералов и геохимические особенности пород. В таблицах 1 и 2 при-

1. Состав аксессуарных хромшпинелидов из шпинелевых перидотитов Абдулкаримовского блока Присакмарского массива (в массовых долях, %)

Образцы	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MgO	FeO	TiO ₂	MnO	NiO	#Cr	#Mg
3518/40	46,88	22,89	15,78	14,21	0,05	0,07	0,11	0,25	0,66
	46,98	22,35	15,89	14,56	—	0,08	0,14	0,24	0,66
3518/1	47,04	22,80	15,62	14,36	0,05	—	0,14	0,25	0,66
	46,62	22,57	16,67	13,94	—	0,07	0,14	0,25	0,68
	46,85	22,43	16,11	14,49	—	—	0,13	0,24	0,66
	46,98	22,89	15,41	14,56	—	—	0,16	0,25	0,65
	45,78	22,32	17,11	14,55	—	0,08	0,16	0,25	0,70
	46,26	22,46	15,83	15,3	—	—	0,16	0,25	0,66
	47,00	22,05	15,90	14,91	—	—	0,13	0,24	0,66
	44,42	23,54	17,98	13,94	—	—	0,12	0,26	0,74
	44,28	23,97	17,35	14,27	—	—	0,12	0,27	0,71
3525	39,22	29,81	15,25	15,51	—	0,12	0,08	0,34	0,65
	39,48	29,82	15,24	15,26	—	0,12	0,08	0,34	0,64
	39,46	29,25	16,02	15,09	—	0,10	0,07	0,33	0,68
	37,77	31,22	15,59	15,22	—	0,10	0,11	0,36	0,66
	38,21	31,16	15,30	15,18	—	0,09	0,06	0,35	0,65
	38,56	31,59	15,16	14,61	—	0,08	0,00	0,35	0,65
	37,04	33,24	14,10	15,47	—	0,15	0,00	0,38	0,62
	38,43	31,61	14,18	15,63	—	0,08	0,07	0,36	0,62

Примечание. Прочерк — содержание компонента не определено или ниже чувствительности метода; анализы выполнены в ИМин УрО РАН на рентгено-спектральном микроанализаторе JEOL JXA-733; аналитик Е.И.Чурин.

2. Составы породообразующих силикатов из шпинелевых перидотитов Абдулкаримовского блока Присакмарского массива (в массовых долях, %)

Образцы	Минералы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Cr ₂ O ₃	NiO	Fo
3525	Оливин	43,44	—	—	8,03	0,13	47,99	—	—	—	0,42	0,91
		40,42	—	—	8,60	0,13	50,45	—	—	—	0,40	0,91
		41,24	—	—	8,58	0,15	49,65	—	—	—	0,38	0,91
		43,68	—	—	8,39	0,12	47,41	—	—	—	0,39	0,91
		43,39	—	—	8,25	0,13	47,83	—	—	—	0,40	0,91
		45,33	—	—	8,07	0,10	46,08	—	—	—	0,41	0,91
		42,22	—	—	7,30	—	50,06	0,04	—	—	0,38	0,92
3518/1	Ортопироксен	40,13	—	—	9,21	0,16	50,06	0,04	—	—	0,39	0,91
		55,97	—	2,66	6,22	0,14	34,12	0,37	—	0,45	0,07	—
3525	Клинопироксен	56,23	—	2,63	6,28	0,16	33,68	0,46	—	0,48	0,09	—
		52,16	—	3,19	2,00	0,10	17,46	23,61	0,33	1,15	—	—
		51,67	—	3,32	2,07	0,13	17,57	23,75	0,40	1,10	—	—
		54,23	0,12	2,29	2,02	0,13	17,41	22,73	0,34	0,73	—	—
		54,00	0,16	2,19	1,92	0,14	17,66	22,88	0,26	0,72	0,07	—
		52,86	—	2,44	2,01	0,12	17,74	23,73	0,26	0,83	—	—
		54,35	0,09	2,64	2,34	0,10	19,16	20,15	0,27	0,91	—	—
		53,49	—	2,35	1,95	0,09	17,87	23,02	0,35	0,89	—	—

Примечание. См. примечание к табл. 1.

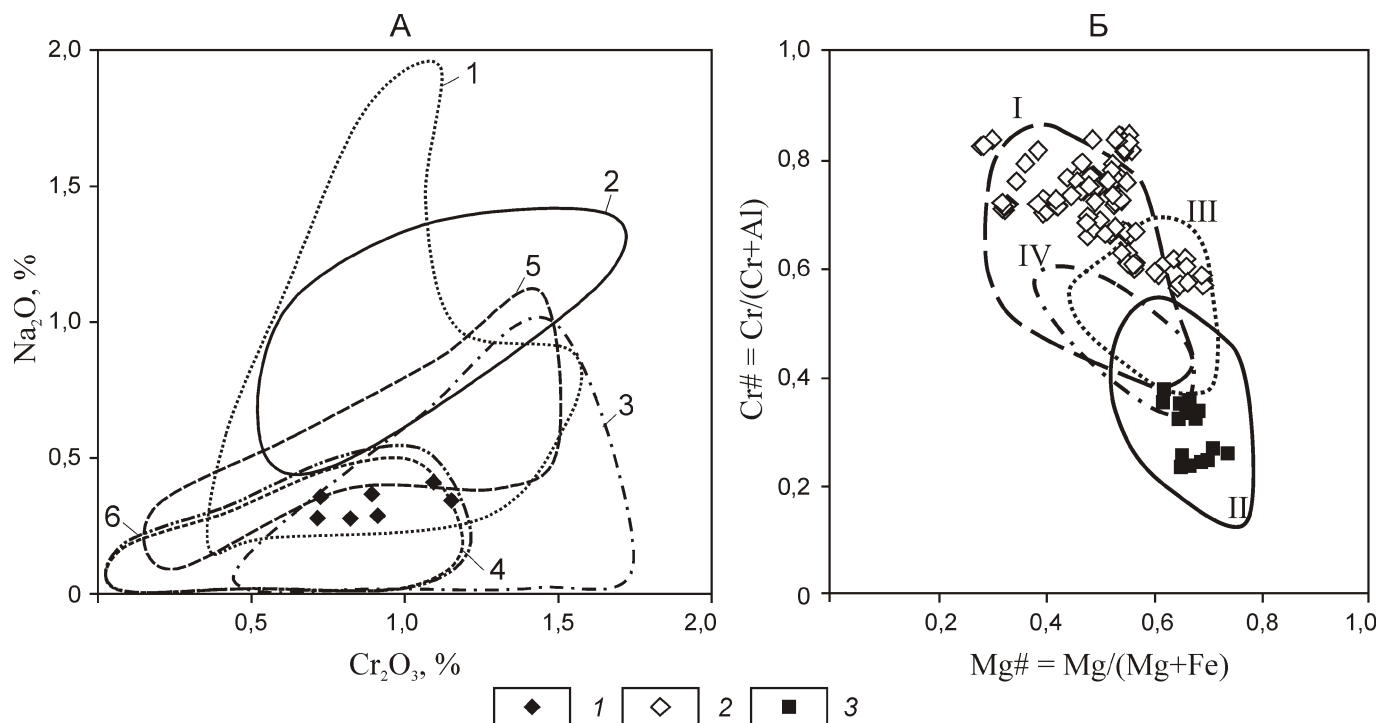


Рис. 2. Составы породообразующих минералов шпинелевых перидотитов Абдулкаримовского блока Присакмарского массива:

А: 1 — состав клинопироксенов Присакмарского массива; поля составов клинопироксенов из шпинелевых перидотитов различного формационного типа: 1 — «орогенные» лерцолиты альпийского типа, 2 — ксенолиты из базальтов, 3 — перидотиты срединно-океанических хребтов, 4 — перидотиты глубоководных желобов, 5 — офиолитовые массивы «лерцолитового типа», 6 — офиолитовые массивы «гарцбургитового типа»; Б: состав хромшпинелидов: 2 — Абдулкаримовского блока Присакмарского массива, 3 — Байгускарковского массива по работе [6]; поля составов акцессорных хромшпинелидов из перидотитов, драгированных в различных геодинамических обстановках: I — глубоководные желоба, II — «нормальные» медленно-спрединговые СОХ, III — «аномальные» медленно-спрединговые СОХ, IV — быстро-спрединговые СОХ; границы полей проведены по данным работ [3, 8, 13 и др.]

ведены составы акцессорных шпинелей и породообразующих минералов из перидотитов Абдулкаримовского блока Присакмарского массива. Из этих данных следует, что перидотиты изученной территории сложены магнезиальным оливином (Fo_{91-92}), энстатитом и диопсидом. По соотношению содержаний Na_2O и Cr_2O_3 в клинопироксене (рис. 2, А) изученные породы попадают в зону перекрытия полей шпинелевых перидотитов срединно-океанических хребтов, глубоководных желобов и офиолитов.

Наиболее информативными характеристиками при сопоставлении составов акцессорных хромшпинелидов из ультрабазитов массивов различных формационных типов являются относительная хромистость $\text{Cr\#} = \text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ и магнезиальность $\text{Mg\#} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$, рассчитанные по формульным единицам элементов. На диаграмме (см. рис. 2, Б) по литературным данным оконтурены поля составов акцессорных шпинелей, встречающихся в перидотитах из различных современных геодинамических обстановок (ГДО). На ту же диаграмму нанесены фигуративные точки составов шпинелей из лерцолитов и гарцбургитов

Абдулкаримовского блока Присакмарского массива, а также шпинели из апогарцбургитовых серпентинитов Байгускарковского массива [5]. Хорошо видно, что составы шпинелидов Абдулкаримовского блока резко отличаются от последних низкими содержаниями хрома и высокими — алюминия, что вместе с петрохимическими данными говорит о низкой степени деплетирования пород. При сопоставлении с составом хромшпинелидов современных геодинамических обстановок выявляется сходство лерцолитов изученной площади с таковыми медленно-спрединговых срединно-океанических хребтов.

Содержание основных петрогенных оксидов в ультраосновных и основных породах офиолитовой ассоциации приведены в таблицах 3 и 4, а концентрация элементов-примесей в тех же породах — в таблицах 5 и 6. Для ультрабазитов Абдулкаримовского блока Присакмарского массива рассчитанные нормативные количества оливина, энстатита и диопсида полностью соответствуют модальному минеральному составу пород, что позволяет классифицировать их как лерцолиты и клинопироксеновые гарцбургиты

3. Химический состав ультрабазитов и габброидов Абдулкаримовского блока Присакмарского массива (в массовых долях, %)

Компонен- ты	Лерцолиты				Ортопирок- сенит среди лерцолитов	Габбро однородное крупно- зернистое	Гнейсовидные полосчатые роговообманковые габбро			
	Образцы									
	3518/7	3518/40	3519	3525E	3525Б	3518/2	3536/7	3536/9	3536/10	3577А
SiO ₂	41	40,1	40	40	51	48,9	50	50	48,5	46,7
TiO ₂	0,03	0,09	0,09	0,09	0,03	0,09	0,89	1,46	1,3	1,79
Al ₂ O ₃	0,5	0,8	0,5	0,5	1,42	18,5	16	13	15	10,9
Fe ₂ O ₃	5,3	6,5	7	8,11	3,3	1,72	1,47	4,13	3,83	1,1
FeO	2,15	2,15	1,4	1	5,04	5,4	8,6	7,9	7	10,76
MnO	0,11	0,13	0,12	0,1	0,18	0,11	0,2	0,2	0,15	0,29
MgO	39,6	34,6	39	38	30	7,4	10,6	7,6	7	13
CaO	0,5	5,4	0,8	1,02	3,12	10,79	7,1	9,94	12,48	9,08
Na ₂ O	0,2	0,28	0,6	0,55	0,54	0,8	3,5	4	2,7	2,9
K ₂ O	0,1	0,06	0,2	0,08	0,08	2,8	1	1	0,7	1
P ₂ O ₅	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,04	0,08	0,08	0,12	0,01
П.П.П.	10,84	9,9	11,24	11	4,8	3,76	0,9	1,04	2,06	2,62
сумма	100,34	100,04	100,96	100,46	99,52	100,3	100,3	100,4	100,8	100,2
f	8,93	11,48	9,97	10,92	13,02	34,49	34,41	46,15	45,56	33,63
Di	1,64	18,04	2,62	3,38	12,18	—	—	—	—	—
En	23,75	7,04	19,55	20,24	73,71	—	—	—	—	—
Ol	74,61	74,92	77,84	76,38	14,11	—	—	—	—	—
CaO/Al ₂ O ₃	1	6,8	1,6	2	2,2	—	—	—	—	—
K ₂ O/Na ₂ O	—	—	—	—	—	3,5	0,29	0,25	0,26	0,34
al	—	—	—	—	—	1,27	0,77	0,66	0,84	0,44

4. Химический состав вулканогенных пород сакмарской свиты, ассоциирующих с ультрабазитами Присакмарского массива (в массовых долях, %)

Компоненты	Измененные и деформированные метабазальты					
	Левый берег Сакмарского водохранилища — урочище Ивановы Горы			Контакт базальтовой толщи с метаморфическими сланцами Уралтау (руч.Магаш)		
	Образцы					
	3513	3535/1	3535/4	3521/3-2	3521/9	3523
SiO ₂	47,5	49	49,1	50,3	48	49
TiO ₂	2,5	1,53	1,53	1,03	1,63	1,13
Al ₂ O ₃	16,2	15,5	15,8	9	16	18
Fe ₂ O ₃	5,31	3,3	4,15	2,58	2,22	2,3
FeO	6,03	6,46	5,75	6,15	5,03	5,89
MnO	0,19	0,16	0,2	0,24	0,18	0,14
MgO	6,8	7,2	6,2	12,5	7,4	6
CaO	8,8	10,06	10,5	14,47	13,62	11,36
Na ₂ O	2,7	3,51	4,05	2,03	2,47	2,2
K ₂ O	0,1	0,7	0,5	0,08	0,06	0,1
P ₂ O ₅	0,25	0,13	0,13	0,07	0,12	0,08
П.П.П.	4,34	3,08	2,28	2,02	4,04	4,04
сумма	100,72	100,63	100,19	100,47	100,77	100,24
f	47,13	42,34	46,17	27,54	34,75	42,65
K ₂ O/Na ₂ O	0,04	0,2	0,12	0,04	0,02	0,05
al'	0,89	0,91	0,98	0,42	1,09	1,27

с содержанием диопсида 3—7%. Ультрабазиты по сравнению с основными породами в значительной степени обогащены тугоплавкими компонентами — магнием и никелем и обеднены V, Sr, Rb, Zr, Y и рядом других элементов-примесей (см. таблицы 3 и 5).

В то же время, для изученных лерцолитов по сравнению с типичными офиолитовыми реститами характерны умеренные концентрации Ni 1500—1900 г/т и невысокие содержания Cr 550—690 г/т. Нормированное по хондриту распределение редкоземельных эле-

5. Содержание элементов-примесей в ультрабазитах и габброидах Абдулкаримовского блока Присакмарского массива (в г/т)

Элементы	Лерцолиты		Габбро гнейсовидное полосчатое роговообманковое			Габбро средне- и крупно- зернистое однородное (тела среди лерцолитов)		Габбро среднезерни- стое среди базальтов сакмарской свиты
	Образцы							
	3519	3525E	3536/7	3536/9	3577A	3525/1	3518/2	3521/3
Cr	690	550	150	160	84	370	470	200
Ni	1500	1900	58	52	43	140	230	130
Co	94	94	56	38	26	35	51	42
V	24	18	360	270	520	220	170	260
Sc	7,8	6,9	38	36	45	38	43,5	46,5
Rb	0,22	0,11	18	18	12	10	17	6,65
Sr	2,8	3,1	150	120	170	200	405	77,5
Zr	3,4	2,2	30	26	45	58	15,5	37,5
Ba	1,7	2,2	39	39	120	81	255	86
Hf	0,025	0,036	1,2	0,87	1,9	1,3	0,36	1,15
Ta	0,015	0,023	0,89	0,16	0,93	0,29	0,26	0,23
Th	0,015	0,012	0,48	0,084	0,4	0,97	0,28	0,175
U	0,008	0,014	0,2	0,042	0,38	0,36	0,195	0,078
Nb	0,22	0,14	8,6	1,4	8,7	2,2	1	1,8
La	0,37	0,092	5,3	2,3	6,3	2,9	1,55	2
Ce	0,18	0,13	13	5,1	19	6	2,6	5,25
Pr	0,02	0,017	2	0,77	3,4	0,84	0,345	0,9
Nd	0,08	0,082	10	3,9	18	4	1,5	4,9
Sm	0,027	0,029	3,4	1,5	6,2	1,3	0,485	1,85
Eu	0,007	0,008	1,2	0,67	2,1	0,53	0,305	0,805
Gd	0,033	0,032	4,4	2,2	7,8	1,8	0,66	2,6
Tb	0,005	0,006	0,81	0,43	1,4	0,34	0,116	0,485
Dy	0,03	0,033	5,1	3	9,3	2,2	0,75	3,05
Ho	0,007	0,009	1,1	0,64	2	0,46	0,165	0,65
Er	0,46	0,51	3,8	2,4	6,4	2,7	1,395	2,65
Tu	0,005	0,003	0,47	0,28	0,85	0,21	0,081	0,275
Yb	0,04	0,025	3	1,8	5,6	1,4	0,605	1,75
Lu	0,007	0,005	0,48	0,27	0,86	0,22	0,096	0,26
Y	0,23	0,21	25	14	37	11	3,8	14

ментов охватывает большой диапазон значений от 0,1 до 1 хондритового уровня, в двух пробах обнаруживается положительная аномалия эрбия (рис. 3, Г).

Габброиды, ассоциирующие с лерцолитами Абдулкаримовского блока, можно разделить на две

группы (см. табл. 3). Первая из них включает полосчатые роговообманковые габбро с гнейсовидной текстурой. Основная геохимическая особенность этих пород — умеренное содержание оксида титана 0,89—1,79%. Вторая группа — низкотитанистые габ-

6. Содержание элементов-примесей в вулканогенных породах сакмарской свиты, ассоциирующих с ультрабазитами Присакмарского массива (в г/т)

Элементы	Андези- базальт	Мета- базальт амфиболи- зированный	Метабазальты рассланцованные, хлорити- зированные и эпидотизированные				Габбро- диабаз	Апобазальтовый сланец хлорит- эпидотового соста- ва
	Образцы							
	3579	3578Б	3535/1	3535/3	3535/5	3535/6	3521/3-2	3521/9
Cr	17	47	270	220	140	230	570	170
Ni	69	31	59	95	170	200	160	62
Co	39	12	38	49	45	41	48	27
V	280	190	310	370	210	230	340	300
Sc	28	13	40,5	47	27	31	64	39
Rb	0,26	5,3	7	3,3	5,7	1,7	1	0,71
Sr	120	94	330	160	250	360	61	61
Zr	110	190	55	44	22	27	61	56
Ba	11	120	38,5	33	36	48	99	30
Hf	2,6	4,9	1,4	1,3	0,7	0,85	1,8	1,5
Ta	0,99	2,3	0,62	0,66	0,35	0,38	0,23	2
Th	0,65	13	0,34	0,42	0,32	0,43	0,2	0,26
U	0,24	5,3	0,125	0,26	0,092	0,15	0,093	0,088
Nb	9	17	5,1	7,4	2,9	2,9	1,9	3,3
La	7,7	27	4,95	5,8	3,4	3,5	2,2	3
Ce	19	57	13,5	15	9,7	11	5,9	8
Pr	3	7,7	2,2	2,4	1,6	1,7	1	1,3
Nd	15	29	11,5	12	8,1	8,8	5,8	6,8
Sm	4,7	6,5	3,65	3,9	2,7	2,9	2,2	2,5
Eu	3	1,5	1,45	1,5	1,1	1,2	0,91	1
Gd	5,6	6,5	4,7	5,1	3,4	3,7	3,2	3,3
Tb	0,98	1	0,84	0,9	0,59	0,64	0,61	0,61
Dy	5,8	5,7	5,2	5,5	3,6	4	3,9	3,8
Ho	1,2	1,2	1,1	1,1	0,74	0,82	0,86	0,81
Er	3,9	4	3,9	4,3	3,1	3,4	3	2,8
OTu	0,46	0,48	0,41	0,44	0,27	0,32	0,36	0,34
Yb	3,1	3,2	2,55	2,7	1,6	1,9	2,2	2,2
Lu	0,41	0,51	0,345	0,36	0,22	0,27	0,35	0,33
Y	24	24	24	25	17	19	17	18

броиды (TiO_2 0,09—0,89%), слагающие небольшие тела среди лерцолитов (образцы 3518/2 и 3525/1) или среди базальтов (обр.3521/3). Обычно данные породы характеризуются средне- и крупнозернистым строением и не обнаруживают структурной анизотропии. Базальты сакмарской свиты относятся к умереннотитанистым (0,89—2,5%) и умеренноглиноземистым (al' 0,42—1,27). Относительная железистость пород составляет 24—47%, а MgO/SiO_2 в них изменяется в том же диапазоне, что и в обеих группах габбро. При сравнении содержаний большинства элементов-примесей с основностью пород (MgO/SiO_2) обнаруживается почти полное сходство габброидов и базальтов, что скорее всего связано с их комагматичностью. Исключением из данного правила является лишь концентрация рубидия и никеля.

Редкоземельные элементы в базальтах распределены довольно равномерно. Графики их содержаний, нормированных по хондриту C1, имеют почти прямолинейный вид и находятся в диапазоне 10—20

единиц, во всех образцах несколько выше концентрация «средних» лантаноидов, а в единичных случаях отмечаются повышенные содержания легких редкоземельных элементов (см. рис. 3). Таким образом, особенности распределения редкоземельных элементов позволяют говорить о принадлежности базальтов сакмарской свиты преимущественно к типу T-MORB, реже — к типу E-MORB [15].

Суммируя геологические и геохимические данные по ультрабазитам, габброидам и базальтам изученной территории, следует отнести их к единой офиолитовой ассоциации. В основании ее разреза залегают ультраосновные тектониты преимущественно лерцолитового состава. Петрохимические и минералогические особенности пород свидетельствуют об их весьма слабой степени деплетирования. Вместе с тем, данные по содержанию в реститах малых элементов, и особенно редкоземельных элементов, говорят об умеренной истощенности мантийного источника легкоплавкими компонентами.

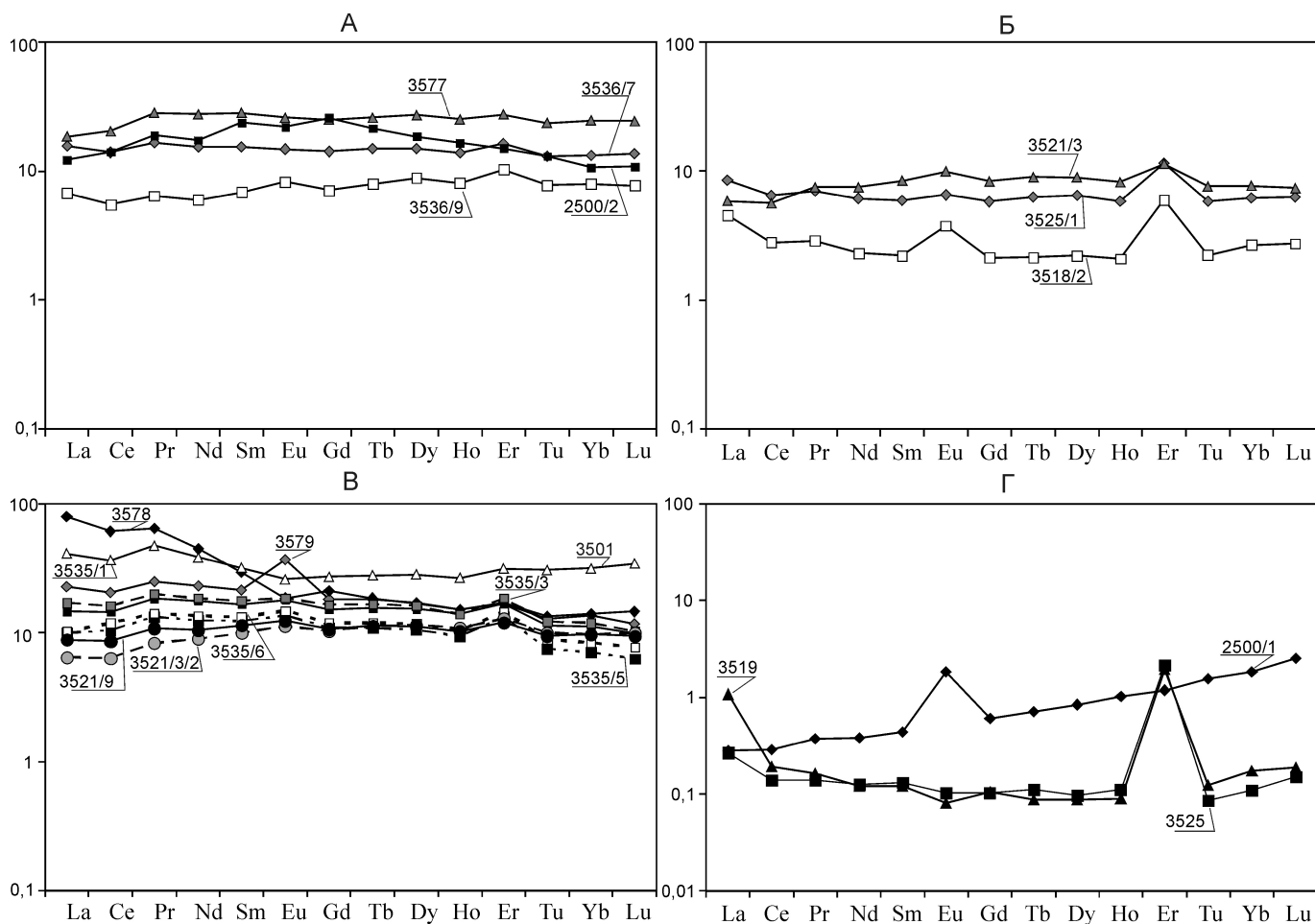


Рис. 3. Распределение редкоземельных элементов в габброидах и базальтах Присакмарской зоны:

А — габбро полосчатые роговообманковые; Б — тела габбро среди лерцолитов и базальтов; В — базальты; Г — поле составов ультрабазитов по данным 3 анализов

Рассмотренные особенности состава порообразующих минералов ультрабазитов также говорят в пользу отнесения их к слабоистощенным реститам, близким к таковым современных срединно-океанических хребтов. В то же время, апогарцбургитовые серпентиниты того же Присакмарского массива северо-восточнее изученной территории и гарцбургиты Байгускарковского массива, обнажающиеся южнее, характеризуются более высокохромистым составом аксессуарных хромшпинелидов и ранее были отнесены к островодужным [5]. Таким образом, следует констатировать совмещение в единой структурно-формационной зоне ультрабазитов, сформированных в различных геодинамических обстановках. Подобное явление характерно для северной части Вознесенско-Присакмарской зоны, где массивы западной ее части представлены офиолитами с лерцолитовым типом разреза (Нуралинский, Миндякский, Тарлауский), а восточные — существенно гарцбургитовыми (Калканский, Аушкульский) [13, 16 и др.].

Геохимические особенности базальтов (см. таблицы 4 и 6) позволяют с большей степенью вероятности сопоставить их с вулканогенными породами современных спрединговых обстановок — типы Т- и N-MORB по работе [15]. В пользу этого говорят следующие индикаторные геохимические показатели: умеренная титанистость, соответствующие содержания Rb, Sr, Zr, PЗЭ. Наличие двух типов габбро в ассоциации с лерцолитами является довольно распространенным явлением как для офиолитов рассматриваемого типа, так и для условий срединно-океанических хребтов. Содержание элементов-примесей и кривые распределения редкоземельных элементов в габбро сопоставимы с таковым в вулканогенных породах, что говорит в пользу их комагматичности.

Все высказанные соображения позволяют сделать вывод о формировании изученной офиолитовой ассоциации в условиях палеоспрединга, в геодинамической обстановке, близкой к условиям современных срединно-океанических хребтов, но не полностью идентичной ей. Отсутствие «полной геохимической идентичности» офиолитов и близких к ним по составу пород современных геодинамических обстановок — факт хорошо известный, по крайней мере, для Южного Урала [12], что должно накладывать значительные ограничения на использование в палеогеодинамических построениях «принципа актуализма».

Выяснение геодинамической обстановки формирования офиолитов Присакмарской зоны имеет также важное значение в связи с дискуссионностью генезиса метаморфических пород максютовского комплекса зоны Уралтау. По мнению В.Н.Пучкова [9, 10], они представляют собой материал слэба, эксгумированный в зоне субдукции. В этом случае обнажающиеся восточнее офиолитовые комплексы должны иметь состав, близкий к современным ассоциациям преддуговых

бассейнов. Однако приведенный выше фактический материал противоречит данному условию.

Более вероятно предположить, что зона высокобарического метаморфизма в восточной части зоны Уралтау трассирует область максимального сжатия в условиях коллизии или «Восточно-Европейский континент—Магнитогорская дуга», или «террейн Уралтау—Магнитогорская дуга». В последнем случае находят удовлетворительное объяснение следующие закономерности геологического строения рассматриваемой территории: 1) с запада на восток в зоне Уралтау возрастает интенсивность метаморфических преобразований; 2) протолиты пород максютовского комплекса представлены как осадочными комплексами, характерными для террейна, так и метаофиолитами; 3) в Присакмарской зоне с запада на восток происходит смена массивов лерцолитового типа на существенно дунит-гарцбургитовые.

С другой стороны, находки в отложениях зилаирской свиты зерен глаукофана [1] говорят о более древнем возрасте метаморфитов максютовского комплекса по сравнению с коллизионными процессами. Если считать источником сноса метаморфических минералов зону Уралтау, то наиболее логичным является вывод о двух этапах метаморфизма: доуральском и коллизионном.

По материалам статьи можно сделать следующие выводы:

1. Офиолитовая ассоциация Присакмарской зоны включает в себя, наряду с базальтами сакмарской свиты, ультрамафитовые тектониты существенно лерцолитового состава и габброиды двух типов — однородные низкотитанистые и гнейсовидные роговообманковые высокотитанистые габбро.

2. В южной части Вознесенско-Присакмарской зоны, так же как и в северной, имеет место «парный» пояс ультрабазитов. Западная его ветвь представлена ультраосновными тектонитами преимущественно лерцолитового состава, а восточная — более деплетированными дунит-гарцбургитовыми комплексами.

3. По комплексу геолого-петрографических и геохимических признаков офиолитовая ассоциация района Сакмарского водохранилища сформировалась в условиях, близких к обстановкам современных медленно-спрединговых срединно-океанических хребтов. Одним из главных аргументов является высокая глиноземистость хромшпинелидов из ультраосновных тектонитов основания разреза данной ассоциации.

4. Геолого-геохимическая зональность, выраженная в последовательной смене с запада на восток метаморфических пород максютовского комплекса, офиолитов лерцолитового типа и островодужных комплексов не позволяет согласиться с субдукционной природой метаморфитов зоны Уралтау. Более вероятно следует считать существование террейна Уралтау с метаморфическим докембрийским ядром в палеоуральском бассейне.

Работа выполнена при поддержке гранта «РФФИ-Поволжье» №14-05-97001.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аржавитина М.Ю. Расчленение зилаирской свиты Магнитогорского мегасинклиналя по минеральным компонентам // ДАН СССР. 1976. Т. 229. № 3. С. 679—682.
2. Артюшкова О.В., Маслов В.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения дофаменских вулканогенных комплексов Верхнеуральского и Магнитогорского районов. —Уфа, 1999.
3. Базылев Б.А. Петролого-геохимическая эволюция мантийного вещества в литосфере: сравнительное изучение океанических и альпинотипных шпинелевых перидотитов // Дис. ... д-ра геол.-минер. наук. —М.: ГЕОХИ, 2003.
4. Геология дна Филиппинского моря / Под ред. акад. А.В.Пейве. —М.: Наука, 1980.
5. Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю., Артемьев Д.А. и др. Геология и колчеданное оруденение южного фланга Главного Уральского разлома. —Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.
6. Косарев А.М. Субокеанические базальты на Южном Урале / Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала / Тр. VI Уральского петрографического совещания —Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. С. 29—30.
7. Косарев А.М., Знаменский С.Е., Серавкин И.Б., Родичева З.И. Особенности химизма вулканитов Вознесенско-Присакмарской зоны / Геологический сборник ИГ УНЦ РАН. —Уфа: Принт, 2003. № 3. С. 152—161.
8. Магматические горные породы // Ультраосновные горные породы / Под ред. Е.В.Шаркова. —М.: Наука, 1988.
9. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. —Уфа: Даурия, 2000.
10. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). —Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010.
11. Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Кузнецов Н.Б., Белова А.А. Ордовикские структурно-формационные комплексы в аллохтонах Южного Урала // Геотектоника. 2008. № 5. С.40—78.
12. Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А. Геология, петрогеохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. —Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008.
13. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. —М.: Наука, 1987.
14. Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н. и др. Вулканизм Южного Урала. —М.: Наука, 1992.
15. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. —М.: Изд-во МГУ, 1997.
16. Чаплыгина Н.Л., Дегтярёв К.Е., Савельева Г.Н. Офиолиты гарцбургитового типа в структурированном меланже Западно-Магнитогорской зоны (Южный Урал) // Геотектоника. 2002. № 6. С. 25—37.
17. Чащухин И.С., Вотяков С.Л., Уймин С.Г. Оксидометрия хромитоносных массивов (на примере Урала). II. Состояние окисленности ультрамафитов и состав рудообразующих флюидов // Геохимия. 1998. № 9. С. 877—885.

Продуктивность и рудоносность раннекаменноугольных пород габбро-перидотит-анортозитового комплекса (Чаткало-Кураминская активная континентальная окраина)

Я.М.РАФИКОВ (Институт геологии и геофизики им.Х.М.Абдуллаева Академии Наук Республики Узбекистан; 100041, Республика Узбекистан, г.Ташкент, ул.Олимлар, д.49), Р.Г.ЮСУПОВ (Неправительственная Некоммерческая Организация «Ветеран геологии» Узбекского Комитета Геологии Республики Узбекистан; 100021, Республика Узбекистан, г.Ташкент, ул.Фуркат, д.4)

Породы габбро-перидотит-анортозитового комплекса (C_1), Чаткало-Кураминской активной окраины проявляют потенциальную рудоносность и продуктивность на апатитовосность, благородные металлы (Au, Ag, Pt, Pd, Rh), медь и молибден.

Ключевые слова: акцессорные минералы, магнетит, титаномagnetит, апатит, габбро.

Рафиков Ялкин Мухамедович, rafikov_yalkin@mail.ru

Юсупов Рустам Гумерович

Productivity and ore-bearing of early coal rocks of gabbro-peridotite-anorthosite complex (Chatkal-Kuramin continental active boardland)

Y.A.M.RAFIKOV, R.G.YUSUPOV

Rocks of gabbro-peridotite-anorthosite complex (C_1), (Chatkal-Kuramin continental active boardland) display potential ore-bearing and productivity for apatite, noble metals (Au, Ag, Pt, Pd, Rh), copper, molybdenum.

Key words: accessory minerals, magnetite, titanomagnetite, apatite, gabbro.

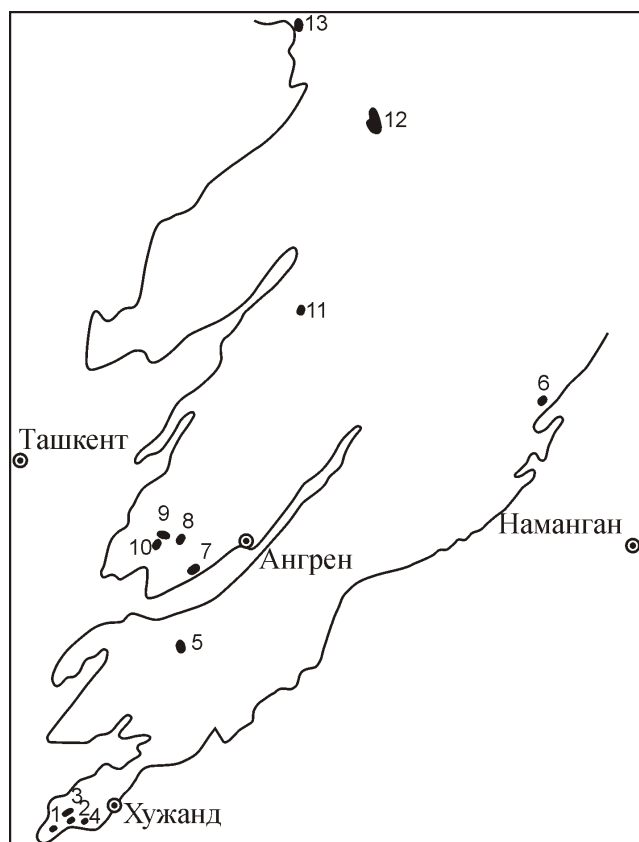
Потенциально-рудноносные и продуктивные габброиды служат показателями генетической связи оруденения с вулканоплутоническими комплексами [12, 14]. Геохимические особенности исходных материнских расплавов унаследуются сопряженными (метаматмогенными) проявлениями и месторождениями. В Чаткало-Кураминской континентальной окраине на долю ультраосновных и основных горных пород приходится не более 5% от общей распространенности верхнепалеозойских магматитов (рис. 1). Их продуктивность (Fe-Ti, Fe, Cr, Fe-Cu, Bi, Au, Pt, Pd и др.) и рудоносность (Fe-Cu, Bi, апатиты, настуран-серебро-арсенидная с их легкоплатинометалльной нагрузкой и др.) охватывают ведущие рудообразующие компоненты посредством S, Cl и P со своеобразными (высокоформативными) особенностями, основанными на геолого-петрографических, акцессор-

но-минеральных и геохимических условиях формирования пород.

Курамино-Карамазарская минералогическая провинция и его Чаткало-Кураминский рудно-магмати-

Рис. 1. Размещение нижнекарбоновых интрузивов шавазского комплекса (C_1), Кураминской активной окраины:

массивы: 1 — Бекабадский, 2 — Кудукский, 3 — Дахчалисайский, 4 — Сырдарьинский, 5 — Джайловчинский, 6 — Булакбашинский, 7 — Акчинская группа тел, 8 — Шавазский, 9—10 — Верхне- и Нижнебеляутинский, 11 — Аурахматские интрузивные тела, 12 — Текешский, 13 — Ирисуйский



1. Средний химический состав пород габбро-перидотит-анортозитового комплекса (C₁)

Породы	Массивы	Число анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	П.П.П.	H ₂ O	CO ₂
Верлиты	Акчинский	11	38,28	0,11	4,75	8,61	6,39	27,87	0,21	4,81	0,26	0,15	0,01	0,06	7,09	2,97	0,28
Троктолит		2	41,44	0,13	24,83	2,26	4,84	8,28	0,10	11,31	1,14	1,36	0,01	0,10	4,71	0,13	0,20
Анортозит		3	42,85	0,32	29,95	2,13	1,79	1,10	0,04	14,37	1,95	1,28	0,12	0,12	4,38	0,27	0,83
Пироксен-роговообманковые габбро		13	44,05	0,78	20,49	6,58	5,93	6,39	0,15	11,40	1,87	1,01	0,14	0,12	2,72	0,65	0,17
Пироксен-роговообманковые габбро	Белутинский	6	41,28	1,19	18,65	7,28	6,92	7,70	0,17	11,75	1,46	1,14	0,09	0,10	2,39	0,20	0,40
Роговообманковые габбро		14	43,58	0,18	18,52	4,12	7,05	7,33	0,16	11,36	1,99	1,36	0,21	—	3,30	0,21	0,61
Роговообманковые габбро	Шавазский	6	42,41	0,89	18,69	5,6	7,23	7,17	0,17	12,32	1,68	0,87	0,1	0,03	2,32	0,58	0,52
Оливинсодержащие габбро		2	40,71	0,84	20,97	5,37	7,44	7,35	0,16	13,13	0,14	0,53	0,08	0,09	1,9	0,15	0,16
Габбронориты	Бекабадский	2	41,96	0,82	18,37	6,24	6,71	7,73	0,15	13,61	1,24	0,81	0,07	0,03	2,24	0,09	0,31
Габбро		2	43,83	1,14	18,85	5,86	6,10	6,55	0,14	15,00	1,24	0,78	0,07	0,14	2,36	0,13	0,27
Габбро-горнблендит		5	41,29	2,66	12,74	8,86	9,34	9,80	0,14	10,51	1,92	0,79	0,07	0,10	1,80	0,14	0,20
Габбро	Кулукский	3	42,59	1,6	16,33	10,0	5,49	7,72	0,15	10,53	2,0	1,29	0,11	—	1,96	0,10	0,702
Корсит	Булаба-шинский	2	42,50	0,75	14,30	7,69	6,10	9,69	0,22	14,16	1,00	1,16	0,02	0,10	2,34	0,27	0,8
Горнблендит	Джайлау-чинский	3	42,41	1,90	13,73	5,44	9,76	9,72	0,25	10,46	1,73	1,10	0,24	0,35	2,61	0,20	0,21
Габбро-горнблендит		4	41,15	1,64	15,64	4,54	8,54	8,61	0,13	10,05	2,25	1,48	0,12	0,05	1,75	0,09	0,15
Габбро	Дахчал-сайский	2	46,43	0,54	12,95	6,26	5,37	10,57	0,18	13,65	1,41	0,95	0,23	—	1,96	0,19	
Габбро меланократовые	Текешский	3	41,29	1,78	7,67	7,29	9,19	11,34	0,22	14,05	1,00	2,55	1,71	0,28	1,94	1,55	0,33
Монциты меланократовые		5	52,35	0,87	15,44	2,66	4,81	5,34	0,12	6,46	3,20	7,0	0,62	0,08	1,45	1,0	0,44
Пироксениты флогопитовые	Ирисуйский	2	43,48—46,4	0,9	5,1—5,9	3,0—4,3	6,0—7,2	13,4—19,2	0,2	12,5—14,1	0,7—1,5	3,3—4,7	0,7—1,8			0,7—0,9	
Пироксениты ортоклазовые		2	42,5—46,4	0,9—1,85	5,9—6,8	4,3—9,8	5,6—7,2	8,2—13,4	0,1—0,2	10,5—18,3	1,2—3,3	1,6—6,7	1,1—2,2			1,6	
Псевдолейцитовые шонкиниты		3	46,6	0,5	11,7	6,0	5,2	9,0	0,2	3,9	3,2	4,9	0,7—1,3			1,1	
Нефелинсодержащие шонкиниты		2	50,2	1,2	15,7	3,2	5,4	4,0	0,1	5,0—10,0	1,4—5,2	5,3—8,9	0,8—1,0			0,7	

ческий концентр (Au, Ag, металлы платиновой группы), располагаясь в Главном Тянь-Шаньском благороднометалльном поясе, контролируются региональной структурой оседания ядра Ферганского мегасвода и его дочерних (Кураминская, Чаткальская и др.) сводовых структур [11]. Вулканоплутонический магматизм представлен породами гипо- и мезоабиссальной, а также субвулканической фаций (глубина от 0 до 14 км) и различными вулканогенными фациями. В S_{1-2} образуются гранитоиды S-типа, в D_1 (414–6 млн.лет) проявляется базальт-андезит-дацит-риолитовый дифференцированный комплекс, за которым следует карбонатная пауза, D_2 — C_1 . В C_1 формируются габброиды, возраст которых по U-Rb методу 344–6 млн.лет. В составе комплекса (под комплексом авторы понимают совокупность магматических пород, обладающих структурной, возрастной и вещественной общностью) выделяются три группы пород, соответствующие двум фазам интрузивной деятельности [6]: 1) верлиты, плагиоклазовые верлиты, развитые только в Акчинском массиве; 2) габбро, пироксен-роговообманковые габбро, габбро-нориты, анортозиты, трактолиты, корситы (Булакбашинский массив), горблендиты; 3) жильные дериваты представлены габбро-пегматитами, мелко-зернистыми биотит-роговообманковыми габбро, беербахитами.

Породы Кураминского комплекса (минбулак-карамазарский вулканоплутонический комплекс, возраст по U-Rb методу 306—323 млн.лет). Вулканыты акчинского и надакского комплексов, включая комагматичные им породы куюндинского комплекса возрастом 303—306 млн.лет по U-Rb, Rb-Sr методам, являются началом внутриплитных условий развития магматизма региона. Выше залегают вулканыты (шурабсайского, манакамского, равашского комплексов и комагматические им породы бабайобского комплекса) возрастом по Rb-Sr, K-Ag методам 296—303 млн.лет. Породы гранит (алясикит)-лейкогранитового комплекса (арашанский, шайданский, беданалисайский, саргардонский, чаркасарский и другие комплексы) формировались 279—280 млн.лет по K-Ag и Rb-Sr методам, комагматичные вулканыты оясайского и кызылнуринского комплекса (липарит-трахилипаритового состава) имеют возраст 296—290 млн.лет. Завершается палеозойский магматизм внедрением региональных даек онгориолитов, долеритов возрастом 264—280 млн.лет [10].

В схеме магматизма Чаткало-Кураминской активной континентальной окраины габбро-перидотит-анортозитовый комплекс (Актепинский, Шавазсайский, Акчинский, Нижнебеляутинский, Джайловчинский, Такилинский, Ирисуйский, Дохчалисайский, Бекабадский массивы) (см. рис. 1) получил название «шавазский» [6]. Породы комплекса образуют штоко- и дайкообразные тела или блок-ксенолиты в более молодых по возрасту телах карамазарского комплекса C_2 . Возраст также обосновывается «прорыва-

нием» пород комплекса песчано-сланцевых, O—S и карбонатных, D_2 C_1^3 отложений гранодиоритами карамазарского комплекса, C_2 .

Средние химические составы пород габбро-перидотит-анортозитового комплекса (табл. 1) и их петрохимические пересчеты [2, 7, 8, 9] позволили определить величины натрий-калиевых отношений, которые с изменением основности пород в сторону лейкократовых типов устойчиво уменьшаются (рисунки 2, 3). Величина $Id (1/3Si K) (Ca Mg)$ [3] (индекс дифференциации магматического расплава) при отрицательных значениях служит показателем повышенной основности пород (Ac). На диаграмме (см. рис. 2) на основе коэффициента Ac выделены поля глубинных мантийно-нижнекоровых (I), гибридных (II) и коровых (III) типов пород (комплексов).

В породах вулканоплутонических комплексов, сформировавшихся на основе магматических расплавов с признаками глубоких воздействий сквозь магматические (трансмагматические) флюидопотоки и струи, величина K/Na достигает 0,1, величина коэффициента агаитности ($K_{агп}$) приближается к 0,1. Петрологические, акцессорно-минеральные, геохимические характеристики пород комплекса, их продуктивность и потенциальная рудоносность образуют тесные связи и находятся в зависимости от степени дифференцированности и контрастности пород. Породы габбро-перидотит-анортозитового комплекса, исключая их субщелочные и щелочные типы (сиениты, шонкиниты, эссекситы) содержат составы близкие к эвтектоидным. К ним принадлежат гранофиры, микросиенит-аплиты и др. (Актепинский массив) из кварц-ортоклазового состава в присутствии редких выделений кислых плагиоклазов, биотита и др. (не более 10%). Коэффициент эвтектоидности меняется от 0,9 до 1,1. Гранофиры слагают штоко-, дайкообразные и жильные тела.

Акцессорно-минеральные особенности пород габбро-перидотит-анортозитового комплекса определяют крайне высокие значения акцессорных магнетита и титаномagnetита (от менее 1 до 15, в среднем 4,04%) в комплексе с апатитом, ильменитом и участием самородных металлов (Fe, Au, Cu, Bi, Pb и др.), минералов меди (самородная медь, халькопирит, борнит, теннантит и др.), молибденита, пирита и др. (таблицы 2, 3). Породы комплекса принадлежат апатит-титаномagnetитовому акцессорно-минеральному типу. Вторичные (постмагматические, метаматические) минералы представлены серпентинитом, клинохлором, цоизитом, скаполитом, тальком и др.

Породообразующие парагенные минералы (Ol P_x Pl ...) последовательно кристаллизуются при T от 1300 до 1600 °C (расчеты по А.В.Кутолину). Известные геотермометры определяют кристаллизацию Pl (от битовнит-анортита до лабрадор-битовнита) расчетно близкую к 1320 °C. Акцессорные само-

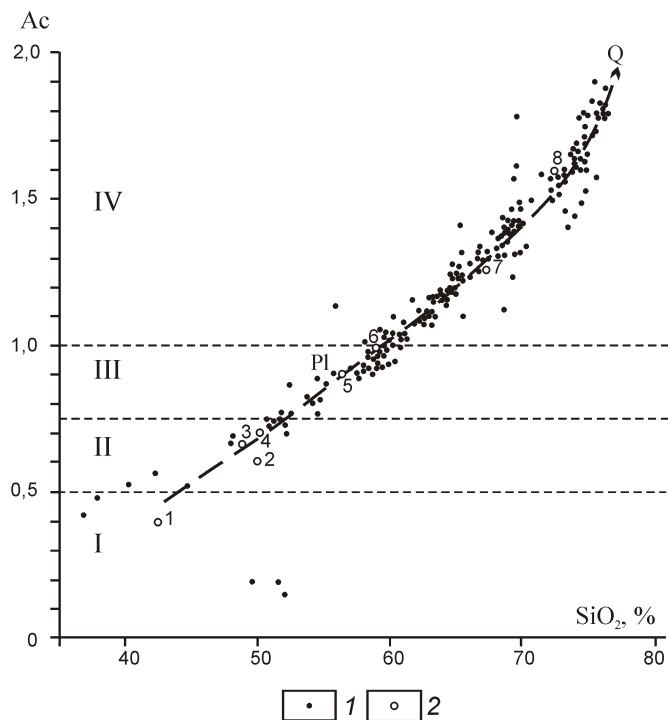


Рис. 2. Общая кислотность (Ac) и содержание SiO_2 в интрузивных комплексах Чаткало-Кураминской активной окраины:

1 — интрузивные породы; 2 — средние значения пород: 1 — дуниты, перидотиты, 2 — пироксениты, 3 — габбро, базальты, 4 — анортозиты, 5 — диориты, андезиты, 6 — сиениты, трахиты, 7 — гранодиориты, 8 — граниты, липариты; I — ультрабазиты; II — базиты; III — мезиты; IV — ацидиты; Pl — плагиоклазы; Q — кварц

родные металлы (—Fe, интерметаллиды и сплавы на основе Au, Pt, Pd, самородные Cu и др.) [5, 12] обладают точками плавления (в °C): железо 1536, медь 1083, золото 1063, палладий 1554, твердые растворы халькопирит-халькозина 350—400, халькопирит-сфалерита 550—650, гематит-магнетита (титано-магнетит) 1200.

По типам щелочности породы габбро-перидотит-анортозитового комплекса принадлежат к калиево-натриевой серии (см. рис. 3) с признаками слабых отклонений в сторону калиевости. В породах комплекса величины соотношений MgO и Al_2O_3 (рис. 4) позволяют проследить формирование единого тренда пород: от собственно магнезиальных представителей к высокоглиноземистым ультраосновным и основным (габброиды), что подтверждает проявление в условиях глубинной дифференциации магматического расплава внутрикамерной эволюции. В реальных породах, генезис которых является результатом выплавления из мантии, коэффициент распределения Ni и Co [4] устанавливается в пределах от 2—2,2 до 3—5. В породах габбро-перидотит-анортозитового комплекса коэффициенты распределения

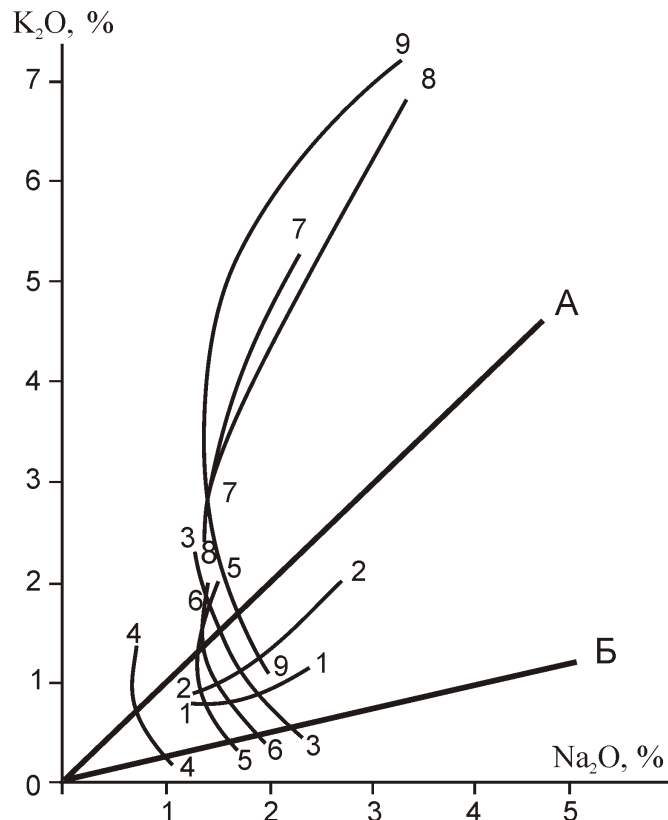


Рис. 3. Положение пород габбро-перидотит-анортозитового комплекса (C_1), на диаграмме K_2O - Na_2O :

массивы: 1 — Моголтауский (Бекабадский, Кудукский, Дахчалисайский, Сырдарьинский), 2 — Джайловчинский, 3 — Акчинский, 4 — Булакбашинский, 5 — Шавазский, 6 — Беляутинский, 7 — Аурахматский, 8 — Текешский, 9 — Ирисуйский; А $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 1; Б $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 4

Ni и Co по реальным расчетам служат показателями мантийной природы пород шавазского комплекса.

В магматических расплавах, с учетом их формирования и развития, различаются явления первичной, главной и остаточной кристаллизации. Первичная кристаллизация (протокристаллизация по А.Е. Ферсману) минералов формирует минеральные ассоциации из высокотермо- и барофильных минералов (—Fe, самородный Cr, муассонит, когенит, ицит и др.). Такие процессы протекают в условиях формирования глубинных магматических систем и расплавов, высокотермо- и барофильные минералы Fe^{2+} , Mn^{2+} , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Ti^{2+} и др. представляют химические элементы с относительно небольшими размерами ионных радиусов и высокими значениями координационных чисел катионов. В магматическом расплаве при дефиците кислорода (парциальное давление кислорода близко или ниже критических значений) устанавливается восстановительный характер минералообразования. В последующие периоды, главным образом, на этапе главной кристаллизации расплава происходят процессы накопления темноцветных (Px,

2. Химический состав породообразующих, ведущих аксессуарных и рудных минералов пород габро-перидотит-анортозитового комплекса

Компо- ненты	Оли- вин	Пирок- сен	Авгит	Геден- бергит	Диопсид	Роговая обманка (керсу- сит)	Анортит	Андезин	Битов- нит	Оли- гоклаз	Рутил	Ильме- нит	Манга- ноль- менит	Илмено- рутил	Хром- шпине- лиды	Сфен	Циркон	Апатит	Магне- тит, ти- тано- магне- тит
<i>Акчинский массив</i>																			
SiO ₂	39,61	53,26	43,53			38,92	44,02	52,94	46,30	63,41	—	—			—	28,74	31,28	—	0,70
TiO ₂	—	0,29	0,52			0,15	—	—	—	—	89,23	50,34		0,21		39,20	—	—	4,63
Al ₂ O ₃	0,63	5,06	7,84			23,50	34,60	30,94	33,13	24,19	—	—		47,35		1,28	—	—	0,89
FeO Fe ₂ O ₃	21,67	6,67	12,32			11,91	0,45	0,13	0,32	0,14	8,86	44,23		28,53		0,06	2,78	—	91,69
MnO	0,35	0,07	0,36			0,10	—	—	—	—	0,11	1,31		0,25		0,25	—	—	0,62
MgO	38,05	18,76	15,08			0,95	—	—	—	—	—	2,09		9,71		—	—	—	0,91
CaO	—	15,28	12,23			23,92	17,89	11,13	17,52	3,33	—	—		—		29,16	1,09	55,60	0,12
Na ₂ O	—	—	0,75			0,12	1,50	5,39	2,47	8,47	—	—		—		—	—	—	—
K ₂ O	—	—	0,52			—	—	0,05	0,07	0,27	—	—		—		—	—	—	—
V ₂ O ₃	—	—	—			0,12	—	—	—	—	0,82	0,55		0,41		0,76	—	—	0,46
Cr ₂ O ₃	—	0,21	—			0,19	—	—	—	—	0,10	1,08		12,96		0,10	—	—	0,10
NiO	0,06	—	—			—	—	—	—	—	—	—		0,02		—	—	—	—
ZnO	—	—	—			—	—	—	—	—	—	—		0,26		—	—	—	—
ZrO ₂	—	—	—			—	—	—	—	—	—	—		—		0,15	64,46	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—			—	—	—	—	—	—	—		—		—	—	41,95	—
F, Cl	—	—	—			—	—	—	—	—	—	—		—		—	—	3,00	—
Сумма	100,37	99,60	99,15			99,89	100,20	100,59	100,14	99,81	99,58	99,60		99,70		99,70	99,61	100,55	100,08
<i>Булакбайский массив</i>																			
SiO ₂			44,95	31,28	51,35		4,81		44,17	65,78	—	—							—
TiO ₂			1,95	1,58	0,33		—		—	—	97,41	58,94		51,98					4,32
Al ₂ O ₃			12,22	1,78	3,45		33,14		36,21	22,36	—	—		—					—
FeO Fe ₂ O ₃			11,02	40,44	5,19		0,60		8,50	0,30	1,63	37,60		34,62					93,60
MnO			0,34	0,28	0,34		—		—	—	0,22	1,00		12,92					0,70
MgO			14,29	1,90	14,21		—		—	—	—	1,24		—					—
CaO			13,00	13,31	23,53		20,49		14,90	2,56	—	—		—					—
Na ₂ O			1,14	—	0,40		0,99		0,48	9,29	—	—		—					—
K ₂ O			1,14	—	0,11		0,51		3,72	0,09	—	—		—					—
V ₂ O ₃			—	0,23	—		—		—	—	0,59	0,60		0,72					0,75
Cr ₂ O ₃			—	—	0,20		—		—	—	—	—		—					0,36
Сумма			100,05	100,80	99,71		100,54		99,98	100,38	99,85	99,44		99,76					100,13

Примечание. Минералы группы *форстерит—фаялита* (гидросидеритовый состав, анализы по 4 определениям), *пироксенов* (собственно пироксен — 4, авгит — 12, геденбергит — 2, диопсид — 21), *амфиболов* (роговые обманки по пироксенам керсутит — 9), *полевые шпаты* (анортиты — 23, андезиты — 4, битовниты — 6, олигоклазы известковистые — 6), *акцессорные минералы* (магнетиты, титаномagnetиты, апатиты и др., всего 40 определений); анализы выполнены на микроанализаторе «Jeol», Япония.

3. Химический состав горблендитов (породообразующих аксессуарных и рудных металлов) Джайлячинского массива

Компоненты	Роговая обманка (10)	Хлорит (тюрингит) (6)	Плагиоклаз (7)	Ортоклаз, барий содержащий (4)	Апатит (2)	Титанит (9)	Магнетит (6)	Титаномагнетит (4)	Ильменит марганцовистый (7)	Рутил (2)	Гидрогётит (7)	Барит (1)	Халькопирит (1)	Пирит (2)	Пирротин (2)
SiO ₂	43,93	27,57	66,20	62,43	—	30,43	0,09	0,16	0,38	—	3,55	—	—	—	—
TiO ₂	1,68	—	—	—	—	36,83	0,02	10,19	47,98	96,34	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	12,46	19,92	22,00	18,61	—	1,68	0,04	0,04	—	—	0,09	—	—	—	—
FeO	14,21	22,24	0,20	0,35	0,04	1,10	92,31	84,06	43,82	3,00	83,90	—	—	—	—
Fe	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	31,06	45,65	60,56
MnO	0,20	0,26	—	—	—	—	0,03	0,19	6,00	—	—	—	—	—	—
MgO	12,33	17,65	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02	—	—	—	—
CaO	11,98	0,03	1,80	0,06	0,06	28,45	0,02	0,11	0,69	—	0,28	0,29	—	—	—
Na ₂ O	1,46	—	9,89	0,52	0,52	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	1,18	—	0,07	17,25	17,25	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
V ₂ O ₅	0,18	0,03	—	—	—	0,78	0,51	0,39	0,73	1,16	—	—	—	—	—
BaO	—	—	—	0,88	0,88	—	—	—	—	—	—	61,48	—	—	—
SrO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,29	—	—	—
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	35,95	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0,05	—	—	—	—	—	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—
Co	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,33	0,13
Ni	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,28	0,48
Cu	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	33,06	1,28	0,87
As	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,14	—
S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	36,83	52,32	37,96
Сумма	99,67	87,70	100,16	100,10	97,79	99,27	93,03	95,14	99,60	100,50	87,84	100,0	100,95	100,0	100,00

Примечание. В скобках — число анализов, выполненных М.А.Ким на микроанализаторе IХА—8800R «Jeol», Япония; проба А—1391[1].

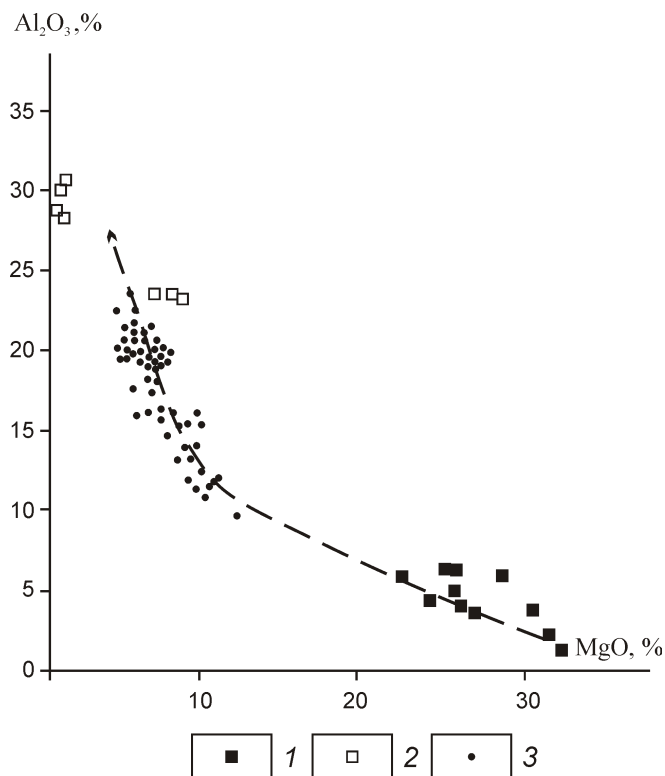


Рис. 4. Диаграмма Al_2O_3 -MgO (Шавазский габбро-перидотит-анортозитовый комплекс, C_1):

1 — верлиты; 2 — анортозиты, троктолиты; 3 — габбро, габбро-нориты, оливиновые габбро, горнблендиты

Amf, Bi) и сопутствующих им полевых шпатов. В условиях высоких давлений широко представлены явления изоморфизма одних элементов на другие. При значениях относительно высоких давлений остаточная (халькофильная, сульфидная) порция расплава обогащается рудными компонентами, происходит вхождение Au и минералов платиновой группы (МПГ) в составы акцессорных (сульфидных) минералов (арсенопирит, халькопирит, пирит и др.) в форме твердых растворов. При более низких термо- и бародинамических условиях золото и МПГ склонны образовывать собственные минеральные выделения [13]. Здесь золото и платина в большой степени проявляют черты сидерофильности, чем халькофильности. В составах ряда породообразующих и акцессорных минералов проявляется неравномерность и неустойчивость их накопления.

Акцессорные минералы в габброидах шавазского комплекса подразделяются на классы: *металлы и неметаллы, сплавы, интерметаллиды* на основе Fe (феррит, α -Fe), Cr (хром самородный, феррохромит, Fe и Si минеральные разновидности), Cu (самородная медь, куприды Cu и др.), Au и Ag (самородные Au, сплавы Au с участием Fe, Pd, Cu, Hg и др.), металлы платиновой группы (порпечит, самородные Pt, Pd, Rh и др.), *силициды металлов* (зюссит, ферсилицит),

карбиды металлов и неметаллов (когенит, муассонит), *оксиды* (группы корунда — ильменита, рутила, шпинели), *сульфиды, сульфосоли* и им подобные соединения (группы пирита, халькопирита, молибденита), *силикаты* (группа граната, циркона, сфена и др.), *молибдаты, фольфраматы, фосфаты, арсенаты* (группа вольфрамит, монацит, апатита). В акцессорно-минеральных составах пород преобладают классы: оксиды (магнетиты, титано-магнетиты), фосфаты (апатиты) и далее сульфиды (пириты, халькопириты) и самородные металлы, неметаллы и др. (табл. 4).

В породах шавазского комплекса общие петрохимические и геохимические признаки показывают высокие значения калиевоности, магнезиальности, известковистости, низкие (32—46%) содержания кремнезема и возрастание примесного SrO (625—711,0 г/т). Породы комплекса рассматриваются как производные известково-щелочной (K-Na) и редко толеитовой серий.

Ультраосновные и основные массивы активных континентальных окраин выделяются своими показателями по основности их акцессорно-минеральных составов (золото- и платинометальность, рост концентрации магнетита, титаномагнетита, апатита и др.), среди которых определяющими являются их продуктивность (рудноспособность) на нетрадиционную золото- и платиноносность. Глубинные условия эволюции и дифференциации расплава благоприятствовали накоплениям (обогащению) и формированию золотоплатинометалльной (Au-Fe, Pd, Fe-Au, Pt, Pd и др.) минерализации, которой сопутствовали проявления (полосы, зоны) выделений акцессорно-минерального апатита (до 12% и более). На Актепинском массиве породы шавазского комплекса контролируют диарсенидно-серебрянное оруденение с участием металлов платиновой группы (Pd, Rh).

По материалам статьи можно сделать следующие выводы:

1. Породы габбро-перидотит-анортозитового комплекса, C_1 проявляют потенциальную рудноспособность и продуктивность на железо (Fe-Ti), апатитоносность, благородные металлы (Au, Pt, Pd, Rh), медь. В результате метамагматических преобразований известково-щелочных (K-Na) расплавов мантийными флюидопотоками происходило формирование рудообразующих растворов. В результате позднемагматические (ликвационные, гидротермально-ликвационные), контактово-пневматолитовые (скарновые) и благороднометалльные (Au, Ag) гидротермальные месторождения с легкоплатинометалльной нагрузкой (Pt, Pd, Rh) подпадают в число производных и контролируемых шавазским комплексом ультраосновных и основных пород.

2. Массивы пород габбро-перидотит-анортозитового комплекса, C_1 (ультраосновные и основные составы, шавазский комплекс), располагаясь в пределах Чатка-

ло-Кураминского благороднометалльного рудно-магматического концентрата (Au-Ag, металлы платиновой группы) и ряда локально-очаговых структур (Беляу-Акчасай-Шавазсайский, Ташкескен-Иерташский, Актепинский, Булакбашинский и др.) формируют регионально-пространственные связи с благороднометалльными и медно-, золоторудными полями (Кызылташсайский на Ангренском плато, Келенчек-Иерташ-Ташкескенский, Актепинский и др.).

3. Для пород шавазского комплекса акцессорно-минеральный (апатит-магнетитовый и титаномагнетитовый) тип составов представляет положитель-

ный фактор продуктивности постмагматических (метамагматических) образований на накопление собственно акцессорно-минеральных апатита (апатитоносность), магнетита и титаномагнетита (Fe, Fe-Ti), благородных металлов (Au, Pt, Pd, Rh), меди, молибдена. Акцессорные минералы, будучи носителями хрома, титана, ванадия, стронция и редких земель, концентрируют их до практически значимых содержаний: Fe, Ti, V (магнетиты, титаномагнетиты), апатиты и др.

4. В перспективе освоения, производства и потребления благороднометалльной и сопутствующей ми-

4. Ультраосновные и основные породы Шавазского комплекса (C₁), потенциальная рудоносность и продуктивность на благородные, цветные и сопутствующие металлы (Чаткало-Кураминская активная окраина, Срединный Тянь-Шань)

Критерии, признаки	Хлорофильно-халькофильный тип минерализации
I. Структурно-геологические и магматические	
Типоморфные структуры	Сводово-глыбовые поднятия и очаговые структуры [6], зоны мантийных сквозных дислокаций, разломно-трещинные системы
Геологические позиции и пространственная группировка с вулканоплутоническими комплексами (формации, фации)	Эволюция мантийно-коровых плюмов; континентальный вулканизм (трахибазальт-трахитовый) и их туфы, трахиты; трахибазальт-трахиандезиты, туфы и др.; габбро-периодит-анортзитовый (шавазский); гранодиориты (габбро, габбро-диориты, диориты, монцодиориты, адамелиты) плутонизм; своды рифты, кальдеры, депрессии
Акцессорно-минеральный тип пород	Апатит-титаномагнетитовый; самороднометалльно-апатит (сфен)-титано-магнетитовый
II. Минералого-геохимические	
Макро- и микропарагенезисы акцессорных минералов	Самородные 6-Fe, Cr, Pt, Pd, Au, Cu, Bi, Hg и др., Au-Fe и Au-(Fe, Pd) сплавы и интерметаллиды: Au-(-Fe), Cr [3]; рутил, ильменит, хромшпинелиды, титаномагнетит Pt-Px-Amf-Bi парагенезисы породообразующих минералов
Акцессорные самородные металлы, сплавы, интерметаллиды, карбиды, металлов и неметаллов, силициды металлов	Ферит, вестервелдит, хромферрит, самородный хром, феррохромит, никель и кобальт; самородные, металлы платиновой группы (Pt, Pd, Rh), самородное Au; порпечит, самородная медь, куприды и цинкиды меди, ферсилицит, когенит, муассонит
Минеральные формы нахождения благородных и цветных металлов	Самородные Au, Pd, Pt; сплавы Au-Pd; самородная Cu и другие минералы меди (халькопирит, борнит, теннантит, халькозин), самородные Bi, Pb, Zn и их сульфидные формы
III. Типоморфные особенности минералов	
Породообразующие минералы: группа пироксенов	Группа пироксенов: гиперстен, диопсид, авгит, геденбергит; для минералов характерна высокая железистость, глиноземистость, присутствуют примеси Cr, V, Ti, Mn (см. табл. 2).
Породообразующие минералы: группа полевых шпатов	Группа полевых шпатов: анортит, андезит, битовнит и олигоклаз; в <i>габбро</i> преобладают анортиты в комплексе с андезитом, битовнитом, олигоклазом; верлитах — составы плагиоклазов изменяются от лабрадора (An ₆₀) до битовнита (An ₈₀); <i>анортзиты</i> сложены битовнитом
Акцессорный магнетит, титаномагнетит	До 10% TiO ₂ , примеси Cr, Ni, Co, V, Au, Pd, Sn и др.; минерал находится в парагенезисе с когенит- и феррит-иоцитом, участвует в определении акцессорно-минеральной типизации пород комплекса
Акцессорный пирит	Простые формы: {100}, {111}, {210}; образуют типоморфные комбинации {100}, {111}, {210} и {100}, {210}, {111} [14]; примеси (в г/т): Mo, Co (100 и более); Cu, Cr, Ni, Pb, Zn, Sn, Mn (от 10—100 до 1000), Au, Pd, Pt (от 0,1 до 10)
Акцессорное самородное золото	Собственно Au-Fe, Au-(Fe, Pd) сплавы, пробность (от 850—920 до 950); примеси: Fe, Cr, Pt, Pd, Cu, Bi, Hg и др.
Индикаторы	Fe-Ti, Fe, Cr, Fe-Cu, Bi, (Au-Pd)-Fe
Геохимическая специализация и потенциальная рудоносность	Группа благородных металлов, железо-титан, хром, медь; проявилась апатитоносность

нерализации представят: минеральные концентраты пород (магнетит, титаномagnetит, пирит, халькопирит, апатит, ильменит, сфен и др.); нетрадиционная (сопутствующая) платиноносность Ag-Au плутогенных (Кызылташсай и др.), гидротермальных (Актепа) промышленных месторождений, которые пространственно, возможно и генетически связаны с ультраосновными и основными породами шавазского комплекса. Комплексная отработка руд и попутное извлечение кондиционных содержаний металлов платиновой группы будут являться практическим вкладом в минерально-сырьевой потенциал.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахунджанов Р.Х., Зенкова С.О., Сайдганиев и др. Ассоциация основных ультрабазитов Чаткало-Кураминского региона (Срединный Тянь-Шань) // Геология и минеральные ресурсы. 2013. № 2. С. 11—25.
2. Бородин Л.С. Геохимия серий главных изверженных пород. —М.: Недра, 1981.
3. Грин Д., Полдерварт Э. Петрохимические провинции и петрохимических тенденции // Геохимия литогенеза. —М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1969. С. 339—389.
4. Козарко Л.Н., Арутюнян Л.А. Отношения Ni/Co базальтовых магм—индикаторы окислительно-восстановительных равновесий мантии // Геохимия. 1982. № 12. С. 1744—1753.
5. Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование. —М.: Наука, 1979.
6. Мусаев А.А., Рафигов Я.М. Габбро-перидотит анортозитовый комплекс Кураминской зоны // Узбекский геологический журнал. 1992. № 4. С. 15—23.
7. Мусаев А.А., Рафигов Я.М. Анортозиты Акчинского массива, Чаткало-Кураминского региона // Геология и минеральные ресурсы. 2006. № 3. С. 34—36.
8. Мусаев А.А., Рафигов Я.М. Корситы Гавасая Кураминской зоны (Срединный Тянь-Шань) // Геология и минеральные ресурсы. 2007. № 6. С. 16—19.
9. Мусаев А.А., Рафигов Я.М. Габбро-перидотит-анортозитовый комплекс нижнего карбона Кураминской зоны (Срединный Тянь-Шань) / Мат-лы конф. «Ультрабазитовые комплексы складчатых областей». —Иркутск: ИТУ, 2007. С. 59—62.
10. Рафигов Я.М. Схема магматизма Чаткало-Кураминской активной континентальной окраины / Мат-лы конф. «Геохронологические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов». —М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 302—304.
11. Томсон И.Н., Кочнева Н.Т., Тананаева Г.А. Рудоносность орогенных структур Тянь-Шаня. —М.: Наука, 1985.
12. Юсупов Р.Г. Геохимия пород интрузивного магматизма. —Ташкент: Фан, 1983.
13. Юсупов Р.Г., Рафигов Я.М. Газовый состав флюидных включений барофильных акцессорных минералов позднемагматических комплексов (Срединный Тянь-Шань) / Мат-лы XIII междунар. конф. по термобарометрии и IV симпозиума, APIFIS T. 1. —М.: ИГЕМ, 2008. С. 167—170.
14. Хамрабаев И.Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов. —Ташкент: Фан, 1969.

Геоэкологическое значение геологических коллекций каменного материала и информационная технология их описания

И.И.КУПРИЯНОВА (Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский институт минерального сырья им.Федоровского» (ФГУП «ВИМС»); 119017, г.Москва, Старомонетный пер., д.31), Л.А.КУВШИНОВА, К.А.КУВШИНОВА, Н.И.КЛИМЕНЦОВА (Московское отделение Российского минералогического общества; 119017, г.Москва, Старомонетный пер., д.35)

На примере коллекций каменного материала бериллиевых месторождений России и прилегающих стран рассмотрено их значение с точки зрения охраны недр и использования для более углубленного изучения генезиса оруденения, уточнения поисково-оценочных критериев, а также для обучения студентов и молодых специалистов. Предложена концепция составления каталога и охарактеризована разработанная авторами технология территориально распределенной информационной системы кластерного типа (ТРИСкт), ориентированной специально на работу с описательной информацией.

Ключевые слова: коллекция, генезис, оруденение, бериллий, каталог, информационная технология.

Куприянова Ирина Ивановна, kuprijan@aha.ru
Кувшинова Лариса Александровна, nadegdakl@rambler.ru
Кувшинова Калерия Александровна, kaelmo@yande.ru
Клименцова Надежда Ивановна, niknik@yandex.ru

Geoecological importance of geological collections and information technology of their description

I.I.KUPRIYANOVA, L.A.KUVSHINOVA, K.A.KUVSHINOVA, N.I.KLIMENTSOVA

The present article focuses on VIMS' specimen collection of beryllium deposits of Russia and adjacent countries, and demonstrates its significance as an essential component of mineral resources protection. The collection has *potential use* for an extended research of mineralization genesis, for establishing more precise mineral exploration and estimation criteria, as well as for teaching purposes. We propose a general concept of a specimen collection catalogue, and discuss our territorially distributed cluster type information system (TDISct) that is intended specifically to work with descriptive information.

Key words: collection, origin, mineralization, beryllium, catalogue, information technology.

Геоэкологическая важность сохранения каменного материала, полученного в процессе дорогостоящих геологических работ разного масштаба и целевого назначения, подчеркивалась во многих публикациях [9, 11, 12, 14 и др.] поскольку обеспечивает многократное использование этого материала в научных и практических целях. Кроме реально существующего информационного поля каменного материала, сами образцы являются носителями виртуальной составляющей информации. Дальнейшее развитие инструментальной базы позволит в будущем проводить более тонкое изучение особенностей накопленного материала и получать новую информацию, недоступную на сегодняшний день.

Создание и сохранение геологических коллекций — один из аспектов охраны недр. Геологические коллекционные материалы, включающие образцы пород, руд, минералов, дубликаты проб, шлифы и др. являются единственным источником объективных и

достоверных сведений о составе руд и пород месторождений, а также, единственным предметом идентификации природных объектов с информацией, полученной в ходе их изучения.

Информационная ценность геологических материалов обусловлена, помимо возрастания роли информации в современном обществе, удорожанием и сокращением объемов полевых работ, трудностью и дороговизной получения образцов, утратой доступа ко многим объектам, разведанным скважинами и подземными горными выработками, отработкой месторождений. Более того, в связи со сменой экономических условий происходит уничтожение каменного материала, содержание которого не обеспечено ни нормативными документами, ни средствами финансирования. Ввиду последнего, условия содержания коллекций далеко не всегда обеспечивают их гарантированную сохранность. Если уникальному по минеральному составу или визуально привлекательно-

му материалу обычно отдается предпочтение, то образцы рядовых месторождений часто не подлежат хранению. Кроме того, даже по богатым и крупным месторождениям сохраняется лишь выборочный каменный материал, не обеспечивающий обоснованного представления о зональности рудных тел, стадийности процессов рудообразования, а также статистически обоснованных результатов геохимического и изотопного анализа. Поэтому авторы данной публикации считают полезным еще раз обратить внимание геологической общественности на важность данной проблемы и кратко осветить потенциальные направления использования в разнообразных целях коллекций каменного материала на примере материала, собранного и описанного сотрудниками Всероссийского научно-исследовательского института минерального сырья им. Федоровского (ВИМС), изучавшими с 1956 г. месторождения бериллия под руководством А.И.Гинзбурга и Н.П.Заболотной.

Коллекции с соответствующей документацией и графическими материалами, фундаментально и всесторонне характеризуют вещественные особенности типовых месторождений бериллия по всем промышленным типам и наглядно иллюстрируют классификацию месторождений бериллия, принятую ГКЗ; представляют широкое разнообразие бериллиевых минералов, имеющих промышленное значение; особенности зональности и стадийности месторождений разного масштаба. Многолетнее изучение вещественных особенностей разнообразных месторождений Ве, представленных в коллекциях, послужило основой для разработки критериев эффективного прогноза данного полезного ископаемого, выявления перспективных территорий, обоснования районов и направлений поисковых работ, методики их проведения, оценки выявленных проявлений для опережающего определения качества и технологических свойств бериллиевых руд [10, 13].

Дальнейшее изучение имеющегося каменного материала дает основу для новаторских научных разработок [7, 8]:

изучения геохимических особенностей и возрастных соотношений оруденения и магматических пород Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb и другими изотопными методами более широкого круга бериллиевых месторождений с целью уточнения источников вещества и особенностей генезиса месторождений различных генетических типов и разного масштаба;

создания количественных физико-химических моделей формирования оруденения с учетом стадийности и зональности с использованием расчета диаграмм равновесия бериллиевых и сопутствующих минералов на основе известных термодинамических констант, а также на основе коэффициентов распределения редкоземельных элементов парагенных минералов руд (флюорит, апатит, кальцит, полевые шпаты) и флюидной фазы;

развития микроминералогического направления электронно-микроскопическими методами и выявления закономерностей появления микроминералов, разнообразие которых существенным образом дополняет сведения о минеральных парагенезисах руд, в том числе, влияющих на их технологические свойства;

изучения внутреннего строения кристаллов и разнообразия структур и текстур руд, являющихся ключом к пониманию законов роста минеральных индивидов в условиях различного физико-химического состояния рудообразующей среды, а также при росте в свободном пространстве или за счет метасоматического замещения.

Коллекции ВИМС являются вещественными носителями информации, обосновывающими полученные поисково-оценочные критерии и научные выводы. Это определяет эффективность коллекций в качестве обучающей и экспертной базы при решении сырьевых и исследовательских проблем. Каменный материал коллекций на протяжении ряда лет используется студентами (в первую очередь, РГГРУ) при прохождении практики и для составления курсовых и дипломных проектов [8].

Коллекции по бериллиевым месторождениям включают 3 вида собраний каменного материала:

коллекция в литотеке — собрание образцов, сопровождаемых шлифами, дает самое общее представление о месторождениях;

музейная коллекция представлена наиболее выразительными штуфами бериллиевых минералов, руд и пород месторождений, имеющих важное промышленное значение;

каменные фонды ВИМС, включают монографические и рабочие коллекции, которые наряду с соответствующей документацией и графическими материалами представляет собой вещественные модели месторождений бериллия в основном новых промышленных типов.

Часть этого материала оцифрована сотрудниками ВИМС и включена в электронный каталог, сформированный И.И.Куприяновой. Трудоемкая работа по переводу рабочего каменного материала в монографическую коллекцию и по дальнейшему наполнению электронного каталога еще не закончена и продолжается в настоящее время. При сборе информации особое значение придается обеспечению полноты сбора первичной геологической информации.

Электронный каталог Bank-collection достаточно нагляден. Он представляет собой информационные файлы в формате Excel и некую надстройку, описывающую папки, файлы и листы, которая облегчает поиск информации в каталоге. Открыв, например, папку «Банк Бурятия» получаем список информационных файлов, содержащих как структурированную, так и описательную информацию по геологическому коллекционному материалу месторождений данного региона (рис. 1).

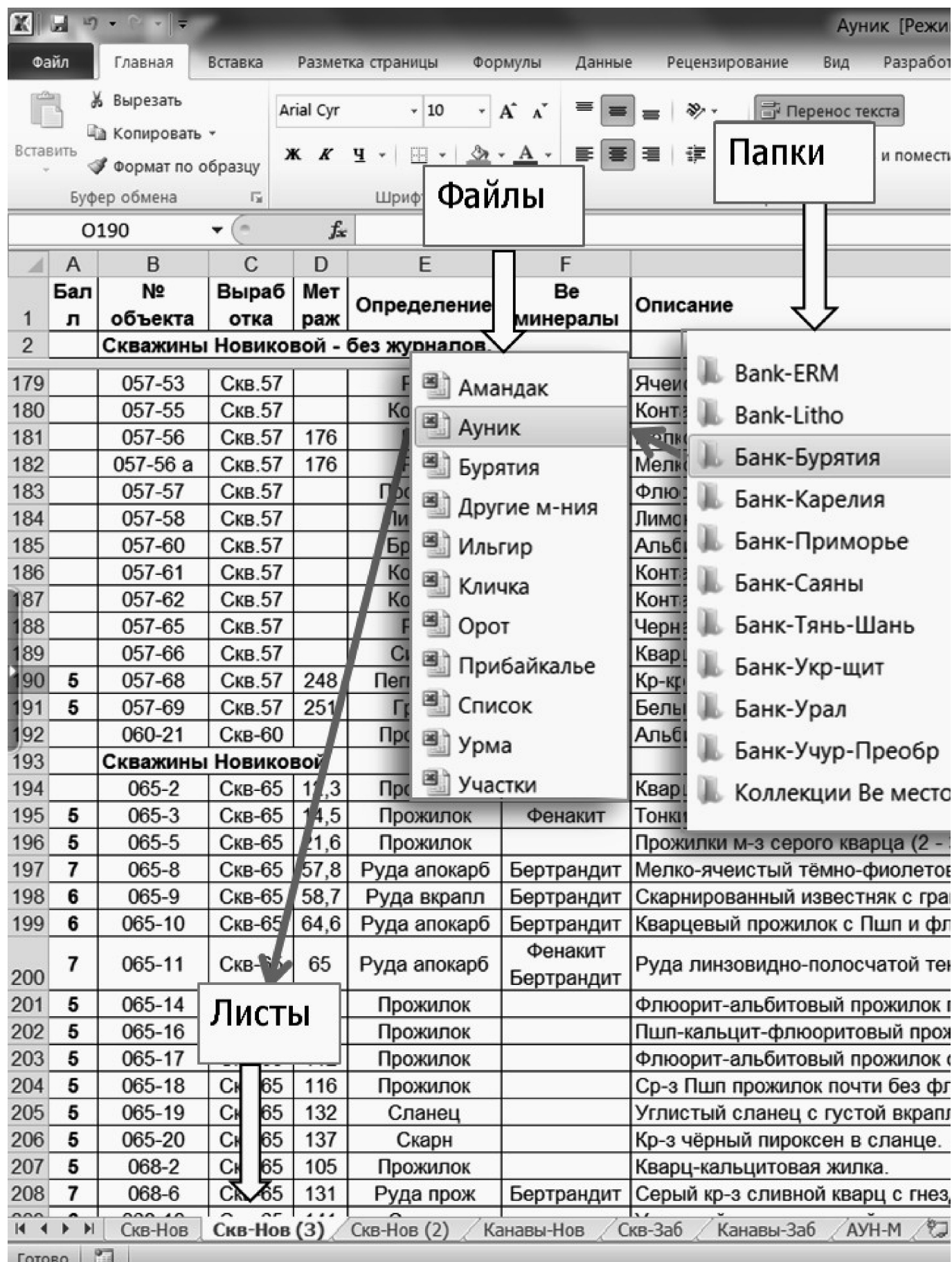


Рис. 1. Фрагмент электронного каталога Bank-collection в формате Excel

Стремление собрать и сохранить накопленную информацию направлено на то, чтобы передать большой фактический материал молодым специалистам, которые из-за разрыва поколений должны будут заново осваивать петрографические и минералогические особенности бериллиевых месторождений, повторяя трудоемкую работу, выполненную предшествующими поколениями исследователей. Возобновление бериллиевого производства в России, а также поисковых и разведочных работ необходимо и планируется, так как потребление бериллия в настоящее время растет (см. таблицу).

Динамика мировой добычи бериллия (в т), по материалам Геологической службы США

Страны	Годы			
	2008	2009	2010	2011*
Всего**	200	140	205	240
США	176	120	180	210
КНР	20	20	22	22
Мозамбик	1	1	2	2
Прочие	<0,5	<0,5	1	1

Примечание. * — предварительная оценка; ** — округленные показатели.

Однако в рамках каталога проблема поиска конкретной информации недостаточно эффективно решена. Это связано с тем, что терминология информационных файлов слабо формализована, так как работы по сбору информации проводились в разные годы, под разные задачи и разными сотрудниками.

Восприятие геологической информации, содержащейся в накопленном материале, затруднено не только из-за разрозненности хранилищ каменных и архивных материалов, но и из-за отсутствия аппарата поиска, обеспечивающего полноту доступа к собранной информации. Многочисленные попытки сбора и хранения информационных ресурсов, несмотря на широкую компьютеризацию, в последние годы не являются достаточно эффективными и не выходят за рамки информационно закрытых или локальных баз данных.

Более того, стихийная систематизация накопленной информации породила дополнительную проблему — доступ к оцифрованной информации. Оцифровка информации с использованием разнообразных программных средств, препятствует объединению информационных массивов.

Отсутствие перспективных решений проблемы сбора и хранения информации по каменному материалу связано не только с особенностями информационной инфраструктуры накопленного материала, но и с особенностями современного этапа развития ин-

формационных технологий, требующих иных подходов к решению проблемы сбора и хранения описательной информации.

Решить задачу сбора, сохранения и доступа к информации при устоявшемся подходе к созданию банка данных, то есть исходя из первичности формата, по мнению авторов нереально, учитывая особенности информационной инфраструктуры каменного материала: неоднородность, разноуровневость и расщепленность исходной геологической описательной информации, низкий уровень ее формализации, а главное — различные принципы формирования и учета каменного материала, выработанные на местах в различных организациях.

Согласно определению, база данных — это файл специального формата, содержащий информацию, структурированную заданным образом. Поэтому вопрос первичности или вторичности формата (информации) при структурировании данных, характеризующихся большим структурно-терминологическим разнообразием, является основополагающим и определяет эффективность создаваемой информационной системы. Более того, именно подход, основанный на первичности информации, позволяет навести мосты между информацией, оцифрованной в различных форматах.

Современный этап развития информатики позволяет решить, опираясь на принцип первичности информации, одну из главных задач геологии — создание единой информационной системы (ЕИС) геологических коллекционных материалов, которая позволит не только сохранить уникальный каменный и связанный с ним информационный материалы, значительно расширить круг пользователей, но и обеспечить максимальную эффективность анализа накопленных данных.

Авторы разработали технологию территориально распределенной информационной системы кластерного типа (ТРИСкт) [1—6], которая позволяет объединить разрозненную описательную информацию в неограниченном объеме в единый банк, не требуя унификации понятийной базы при первоначальной оцифровке информации для разнородных объектов, описываемых несопоставимыми между собой классификаторами. Фундаментальной особенностью разработанной технологии является **принцип первичности информации**.

Идея предлагаемого подхода заключается в том, что из неупорядоченного и разнородного информационного множества выделяются **«источники информации»**, владеющие определенным объемом (кластером) информации.

Сбор материала осуществляется «кластерами» на местах, максимально приближенных к «источнику информации», с образованием клиентского рабочего места (КРМ), на стандартном аппаратном и программном обеспечении. Предлагаемая технология, осно-

ванная на выделении «источников информации», позволяет выстраивать определенный объем информации (кластер) в локальную базу данных.

Кластерный тип информационной системы приводит к масштабируемому решению: начав с малого, можно наращивать информационную систему по мере необходимости неограниченно, так как ЕИС представляет собой сумму кластеров. Кластерный подход и принцип первичности информации дает возможность эффективно работать с любыми объемами информации, характеризующейся разнородностью, разномасштабностью, территориальной распределенностью и спецификой самой накопленной информации.

Информационная система, созданная на основе первичности информации может включать информацию разного характера: от геологической до космической, от исторической до современной. И, как следствие, открывается путь к созданию комплексной информационной системы по всем областям знаний.

Рассматриваемая технология позволяет подойти **итерационно** к формализации данных, проводя структуризацию текста на любом уровне (по мере необходимости). Используя функциональные возможности нашей технологии, можно расширять и углублять обработку исходной информации.

Практическую реализацию обеспечивают разработанные в рамках технологии ТРИСкт два программных приложения, опробованных в виде пилотных проектов и разработанный инструментарий для преобразования описательной информации в формат ТРИСкт и для обработки исходной информации.

Приложение «Администратор» — управляющий блок, создающий общую структуру для информационной системы и различные модели клиентских рабочих мест.

Приложение «КРМ» — проведение обработки исходной информации с помощью инструментария, с формированием локальной базы данных.

Инструментарий включает:

- построение кластера;

- построение мостов между форматом исходной информации и стандартами технологии ТРИСкт;

- создание справочников из описательной информации;

- увязку справочников с текстом; унификация терминов;

- построение запросной системы;

- дополнительные возможности (ввод информации, коррекция, работа над ошибками, защита информации и объединение документации с графическими материалами).

Использование разработанного инструментария для обработки исходной информации приводит к локальной базе данных, позволяющей проводить поиск и выборку требуемой информации. Процесс обработки исходной описательной информации с использо-

ванием разработанного инструментария изменяется в зависимости от предоставленного оцифрованного материала, но всегда начинается с анализа исходного материала для приведения исходной информации к стандартам технологии ТРИСкт.

Обработанную информацию через соответствующий интерфейс можно добавить в другие базы данных. В рамках ТРИСкт возможно объединение различных локальных баз данных в единую информационную систему.

Апробация инструментария проводилась на текстовом материале, оцифрованном на основе различного программного обеспечения (*.txt, *.doc, *.xls, *.dbf).

Практическое использование разработанного инструментария в рамках ТРИСкт было проведено при формировании кластера информации по каменному материалу бериллиевых месторождений. В качестве источника информации авторам был предоставлен электронный каталог, сформированный И.И.Куприяновой.

Фундаментальная особенность разработанной технологии — принцип первичности информации. Поэтому анализу исходного оцифрованного материала, включающего надстройку и информационные файлы, отводится особая роль.

Анализ исходного материала начинается с создания обзорного файла, который формируется автоматически из информации, имеющейся в надстройке электронного каталога. Каждая строка в обзорном файле представляет собой путь от сборной папки до листа файла в формате Excel (рис. 2).

Обзорный файл электронного каталога И.И.Куприяновой составлял 1107 записей (или листов файла в формате Excel).

Надстройка содержит большое количество дополнительной информации о каменном материале, которая может отсутствовать в самих информационных файлах. Имена папок, файлов и листов включают названия месторождений, имена авторов коллекций, место отбора и хранения и др. Из обзорного файла (см. рис. 2) хорошо видно, что однотипная информация в рамках обобщенного электронного каталога рассредоточена: например, информация по скважинам месторождения Ермаковское (Bank-ERM) или Диабазовое (Bank-Litho) не имеет однозначного файлового расположения.

Информационный материал, как правило, характеризуется большим структурно-терминологическим разнообразием, и дальнейшая обработка информации проводится в стандартах технологии ТРИСкт с использованием разработанного инструментария.

Построение кластера. Анализ содержания информационных файлов, проводимый автоматизированно при участии И.И.Куприяновой показал, что информационный материал содержит три группы информации:

Обзор_Купр (2) [Редактирование]				
Файл Главная Вставка Разметка страницы Формулы Данные Рецензирование Вид Разработка				
Вставить Вырезать Копировать Формат по образцу Буфер обмена				
Courier New 8 A⁺ A⁻ Ж К Ч Шрифт				
Перенос текста Объединить и поместить Выравнивание				
G5				
	A	B	C	D
1	Папка 1	Папка 2	Файл	Лист
2	Bank-ERM	Куприянова	ЕРМ-Купр-1979	Е-18
3	Bank-ERM	Каталог скв и др	Скважины-№№	1100-1200
4	Bank-ERM		Новикова-4026-6000	4342-4599
5	Bank-ERM	Место хранения	Шкафы-хран-2	Шк-130
6	Bank-ERM	Каталог скв и др	Скважины-профиля	Линии
7	Bank-ERM	Шпанов	ЕРМ-Шпанов-2	2008-2253
8	Bank-ERM		Заболотная	6762-6779,6796,6820
9	Bank-Litho		Buryat-Be-F1-litho	Табл 1
10	Bank-Litho		Buryat-Be-W-litho	Табл 2
11	Bank-Litho		Diabas-litho	Табл 1
12	Bank-Litho		Dukat-litho	Табл 3
13	Bank-Litho		Litho-Be	Диабаз
14	Bank-Litho		Litho-Be	Метасом
15	Банк-Бурятия		Амандак	Скв-канавы-Заб
16	Банк-Бурятия		Участки	Год-журн
17	Банк-Приморье		Вознесенское-126-1-14	610,640
18	Банк-Приморье		Вознесенское-126-15-28	Заб-карьер
19	Банк-Приморье		Вознесенское-127-1-11	От-4,От-11
20	Банк-Приморье		Пограничное-127-11-23	Кир,Вз-кл-52
21	Банк-Приморье		Лагерное	831,863,875,892
22	Банк-Саяны		Окунёвское	462
23	Банк-Тянь-Шань		Саргардон	Шт-16
24	Банк-Тянь-Шань		Калесай	Нижние горизонты
25	Банк-Укр-шит		Перга	1859-1975
26	Банк-Укр-шит		Перга	Н-634-Н-670
27	Банк-Урал		Боёвское	Лист1
28	Банк-Урал		Малышевское	Тумба
29	Банк-Учур-Преобр		Учур	Гельвин

Рис. 2. Фрагмент обзорного файла

первичную, представляющую собой описательную информацию каменного материала разной степени структурирования;

производную, полученную из первичной для решения различных тематических задач;

внутренний рабочий материал, предназначенный для работы на перспективу и для удобства визуального восприятия.

Согласно результатам анализа с учетом источника оцифрованной информации весь материал был распределен по 4 кластерам: Литотека, Музей, фонды и прочее.

Построение мостов между форматом исходной информации и стандартами технологии ТРИСкт. Разработка этого инструмента была продиктована сегодняшним состоянием первичной информации. В настоящее время существует большое количество оцифрованной описательной текстовой информации, накопленной в отдельных областях знаний разного объема, назначения и расширения (*.txt, *.doc, *.xls, *.dbf, *.tab и др.) и представленной, как правило, в табличной форме с разнообразной структурой оцифровки. Табличная форма часто имеет вид псевдотаблицы, если текстовая информация в виде названия таблицы и других пояснительных записей выходит за рамки простой таблицы, состоящей из строк и столбцов. Наведение мостов между разнообразными форматами и разной структурой оцифровки возможно при преобразовании исходной оцифрованной информации в простую таблицу. Такое преобразование возможно в ручном режиме. Однако для больших объемов информации этот процесс очень трудоемкий, сложный и, главное, чреват накоплением ошибок. Анализ доступной текстовой информации привел к созданию интерфейса для преобразования текстов первичной информации, оцифрованной в несовместимых форматах и разнообразных структурах оцифровки, в правильную таблицу. Этот процесс является итерационным и заключается в накоплении операций преобразования над оцифрованным текстом.

После проведения автоматизированной формальной проверки содержания информационных файлов, которая позволила исключить дублирующие и пустые файлы, составляется полный список рубрикаций собранных таблиц, которые зачастую имеют один смысл, но отличаются написанием. Неоднозначность, повторы, избыточность исходной информации особенно ярко проявляется при увеличении объема оцифрованной информации и является следствием неформализованности терминологии и невозможности в фиксированном формате собрать наиболее полно, достоверно и доступно описательную информацию, а с другой стороны, многие отклонения от стандартов диктуются визуальным удобством сбора информации в рамках электронного каталога. Проведенный анализ позволяет объединить различные рубрикации по смыслу и сформировать объединенный

файл, где рубрикации однозначны и в столбцах находится информация в соответствии с рубрикой (рис. 3).

Получение простой таблицы из оцифрованной информации позволяет реализовать технологию структурирования информации.

Создание справочников из описательной информации. С использованием этого инструмента проводится реализация технологии структурирования информации, содержащейся в объединенном файле. Она основана на использовании понятийных списков, создаваемых формально из исходного текста с помощью различных механизмов автоматизации: учета наличия или отсутствия разделителей в записях; наличия ключевых слов или понятий в тексте. Прием фрагментации позволяет создать справочники четырех типов:

1. Справочник групп, включающий разнообразные понятия, формируется как из рубрикаций структурированной части, так и из текстовой описательной информации файла.

2. Иерархический справочник формируется автоматизировано, используя справочник групп и исходный текст. Он представляет собой систему ссылочных отношений один ко многим. Здесь роль одного играет ключевое слово или понятие, а многих — название данного понятия.

3. Простой справочник представляет собой список названий, формально не связанных с понятием. Формируется из смысловой части оставшейся информации.

4. Для оптимизации алгоритма формализации обеспечена возможность создания вспомогательных справочников.

Увязка справочников с текстом. Созданные справочники, используя этот инструмент, увязываем с соответствующими записями объединенного файла и фактически получаем локальную базу данных.

Унификация терминов. Унификация терминологии выполняется на разных этапах создания кластера информации, начиная с упорядочивания рубрикации при формировании объединенного файла и заканчивая формированием справочников, ввиду огромного текстового многообразия в исходном материале.

Построение запросной системы. Предложенный подход к построению кластера информации, основанный на первичности информации, с использованием инструментария дает возможность создавать глубокую многоуровневую поисковую систему, основанную на взаимосвязях справочников групп, иерархических справочников и увязанных с ними записями текстовой информации (рис. 4).

Дополнительные возможности (ввод информации, коррекция, работа над ошибками, защита информации и объединение документации с графическими материалами). В результате проведенного структурирования выяснилось, что оцифрован-

Microsoft Visual FoxPro				
Файл Правка Представление Сервис Программа Таблица Окно ?				
(52)				
	Avt	Mst_r	N_obkt	Opsn
	Александрова И.Т.	Мальшевское	обр.1280	Изумрудная зелень в жел
	В.И. Степанов. ИМГРЭ	Караоба	обр.М-658	с пиритом в полости ква
	Габлин В.А.	Пограничное	обр.М-1148	Хризоберилл-флюоритовая
	Гинзбург А.И.		обр.М-206	из редкометалльного пег
	Гинзбург А.И.	Амандак	обр. 656/1	Берtrandит-флюоритовая
	Гинзбург А.И.	Ермаковское	обр. 2/40	Микроклин-кальцит-анкер
	Гинзбург А.И.	Мальшевское	обр.М-466	Фенакит в хлоритовом сл
	Гинзбург А.И.	Нура-Талды	обр.М-355	Кристаллы с кварцем и м
	Гинзбург А.И.	Орот	обр. 2/36	Диксит-полевошпатовый м
	Гинзбург А.И.	Сянхуалинь	обр.М-1394	
	Заболотная Н.П.	Боевское	обр. 408/38	Крандаллит в зоне гипер
	Зашихин	Мальшевское	обр. 4/184	Прожилки хризоберилла ф
	Здорик Т.Б.	Вольнское	обр.М-1277	Прозрачные кристаллы ср
	Здорик Т.Б.	Мальшевское	обр.М-7 (4	Сросток полупрозрачных
	Куприянова И.И.	Боевское	обр. 45/405	В коре выветривания бер
	Куприянова И.И.	Ермаковское	обр. ЕРМ-М-7	Фенакит-флюоритовый агр
	Куприянова И.И.	Ильгир	обр.И-619	в альбитовом прожилке
	Куприянова И.И.	Калесай	обр.М-255	Гнездо в сланце с эпидо
	Куприянова И.И.	Мальшевское	обр.М-600	Кристаллы в полости сре
	Куприянова И.И.	Пограничное	обр.М-257	Бериллий-флюоритовая ру

Рис. 3. Фрагмент объединенного файла

ная текстовая информация зачастую содержит неоднозначную рубрику понятий, грамматические, символичные и технические ошибки. Разработанный инструмент на разных этапах создания кластера информации позволяет оптимально решать многие вопросы, связанные с временными изменениями, с человеческим фактором при оцифровке информации и защитой эксклюзивной информации. Используя функциональные возможности нашей технологии, можно расширять списки справочников и углублять обработку исходной информации. Помимо унификации, проводить коррекцию и создание тематических и внутренних справочников, работу над ошибками и защиту информации. Разработанная технология создания единой информационной системы позволяет работать не только с уже оцифрованной в различных компьютерных технологиях текстовой информацией, но также осуществлять ввод первоначальной информации в табличный формат ТРИСкт.

Итак, отметим, что практическая реализация создания кластера информации по каменному материалу бериллиевых месторождений подтвердила реалистичность выработанной постановки задачи создания

единой информационной системы и показала работоспособность различных узлов.

Разработанный в рамках ТРИСкт инструмент является актуальным, он позволяет объединить уже оцифрованную разрозненную информацию в единый распределенный банк каменного материала, не требуя унификации понятийной базы при первоначальной оцифровке информации для разнородных объектов, описываемых несопоставимыми между собой классификаторами.

Созданный с использованием разработанного инструментария кластер информации представляет собой автономный локальный банк, что дает возможность, используя первичную информацию, создавать производную информацию для решения необходимых задач:

1. Оперативный подбор характерного состава проявлений разного формационного типа и масштаба.
2. Анализ зональности и стадийности отдельных рудных тел и месторождений.
3. Сравнение вновь изученных объектов с эталонными месторождениями с целью уточнения их промышленной оценки.

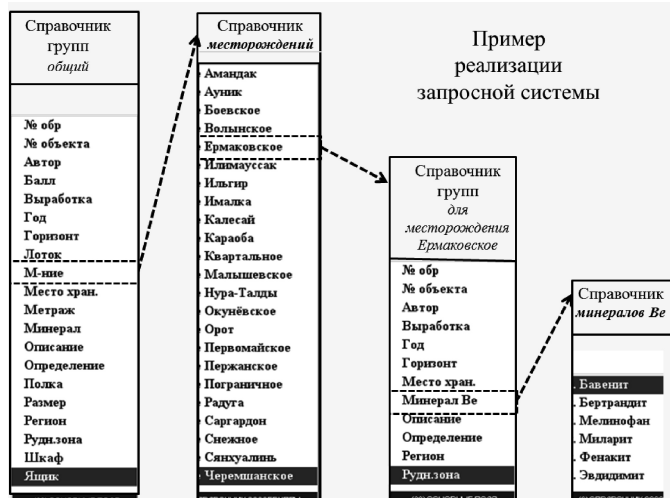


Рис. 4. Фрагменты некоторых созданных справочников

4. Выбор фрагментов каталога образцов и шлифов по типичным породам и рудам для обучения студентов и молодых специалистов и проверки усвоения ими обучающих материалов.

На основе разработанного инструментария построения кластера информации по каменному материалу бериллиевых месторождений России и ближнего зарубежья можно формировать любые кластеры из оцифрованной описательной информации и после обработки информации получать локальные базы данных. В рамках ТРИСкт возможно объединение различных локальных баз в единую информационную систему, добавляя их в ТРИСкт без ограничений. Кроме этого обработанную информацию, через соответствующий интерфейс, можно добавить в другие базы данных.

В заключение подчеркнем геоэкологическую важность сохранения коллекций каменного материала ранее изученных месторождений и рудопоявлений, в настоящее время недоступных из-за обрушения горных выработок, утери керна разведочных скважин, полной отработки месторождений или их верхних горизонтов. Этот материал может быть использован для более углубленного изучения и познания генезиса оруденения, а также в процессе оценки новых обнаруженных объектов путем сравнения вещественного состава и свойств минералов перспективных или мало перспективных рудных проявлений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кувишинова Л.А., Кувишинова К.А., Иоффе Р.А. и др. Проблемы сбора и хранения геологической информации на природных носителях. Макет реализации // VIII Между-

нар. конф. «Новые идеи в науках о земле». РГГРУ 10—13 апреля 2007 г. —М., 2007. Т. 6. С. 144—147.

2. Кувишинова Л.А., Кувишинова К.А., Иоффе Р.А. и др. Разработка концепции развития единой информационной системы коллекций каменного материала // Конференция, посвященная 70-летию Уральского геологического музея, 10—15 сентября. —Екатеринбург, 2007. С. 68—69.
3. Кувишинова Л.А., Кувишинова К.А., Куприянова И.И. Разработка базы данных каменного материала ВИМС: кластерный подход к решению задачи // Минералогические музеи. —С-Пб, 2005. С. 365^a—366^a.
4. Кувишинова Л.А., Кувишинова К.А., Куприянова И.И. и др. Технология итерационного структурирования первичной текстовой информации по каменному материалу // Междунар. конф., посвященная 250-летию Государственного геологического музея им.В.И.Вернадского РАН, 14—16 октября. —М., 2009. С. 121—123.
5. Кувишинова Л.А., Кувишинова К.А., Куприянова И.И. и др. Концепция территориально распределенной информационной системы каменного материала: вопросы структурирования первичной текстовой информации // Тр. VI Всероссийской (с международным участием) научной школы, посвященной памяти д-ра физ.-мат. наук Р.В.Галиулина. —Апатиты, 2010. С. 179—181.
6. Кувишинова Л.А., Куприянова И.И., Кувишинова К.А. и др. Создание информационного кластера бериллиевых месторождений на базе описательной информации каменного материала из фонда ВИМС (Россия и ближнее зарубежье) // Мат-лы Годичного собрания РМО и Федоровской сессии 2012. —С-Пб, 2012. С. 368—370.
7. Куприянова И.И., Кукушкина О.А., Шпанов Е.П., Скоробогатова Н.В. Типоморфизм минералов и геологические коллекции как вещественные модели месторождений бериллия // Типоморфизм минералов и минеральных ассоциаций — индикаторы масштабности природных и техногенных месторождений и качества руд / Мат-лы Всерос. науч. конф. Годичное собрание РМО. ИГГ УрРАН. 2008. С. 60—63.
8. Куприянова И.И., Скоробогатова Н.В. Коллекции образцов бериллиевых месторождений в музее ВИМС — основа новых исследований и обучения молодых специалистов // Рациональное освоение недр. 2012. № 6. С. 66—73.
9. Куприянова И.И., Шпанов Е.П. Промышленное освоение сырьевой базы бериллия России и проблема сохранения минерального разнообразия // Разведка и охрана недр. 2008. № 8. С. 26—30.
10. Куприянова И.И., Шпанов Е.П., Скоробогатова Н.В. Коллекции руд и минералов бериллия ВИМС — основа разработки поисково-оценочных критериев и изучения генезиса бериллиевых месторождений // Разведка и охрана недр. 2009. № 1. С. 31—37.
11. Методические рекомендации по формированию, учету, хранению и использованию геологических коллекций. —М., 2005.
12. Минералогические коллекции России // Минералогический альманах. Вып. 3. Ч. II. Двенадцать музейных коллекций. —М.: Творческое объединение «Земля», 2000.
13. Скоробогатова Н.В., Куприянова И.И., Кузьмин В.И. Применение эталонных коллекций каменного материала в практике геолого-разведочных работ // Конференция, посвященная 70-летию Уральского геологического музея. 10—15 сентября. —Свердловск, 2007.
14. Черепанов А.С. Определение целей и задач долговременного хранения каменного материала / Мат-лы VIII Межрегиональной геологической конференции. —Уфа, 2010. С. 112—114.

Древние и континентальные породы в Атлантическом океане

Б.И.ВАСИЛЬЕВ, Л.Н.СОВЕТНИКОВА (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им.В.И.Ильичева (ТОИ) ДВО РАН; 690041, г.Владивосток, ул.Балтийская, д.43)

Работа представляет собой сокращенный авторский перевод статьи [18]. Согласно гипотезе спрединга океанического дна, океаническая кора не должна содержать пород древнее, чем 0,2 Ga и пород континентального происхождения. В Атлантическом океане, однако, кора включает породы древнее, чем 1,85 Ga, а также континентальные породы: гранитоиды, гнейсы, сланцы, гранулиты, терригенные обломочные породы и континентальные перидотиты. В данной статье рассматривается 4 типа таких пород, обнаруженных в 42 пунктах.

Ключевые слова: Атлантический океан, древние породы, континентальные породы, спрединг океанического дна, океанизация.

Васильев Борис Иванович, boris@poi.dvo.ru

Советникова Людмила Николаевна, sovetnikova@poi.dvo.ru

Ancient and continental rocks in the Atlantic ocean

B.I.VASILIEV, L.N.SOVETNIKOVA

This paper is abridged author's translation of article [18]. According to the hypothesis of ocean-floor spreading, oceanic crust contains no rocks older than 0,2 Ga or of continental origin. The Atlantic oceanic crust, however, includes rocks as old as 1,85 Ga and continental constituents such as granitoids, gneisses, schists, granulites, coarse-grained terrigenous clastics and continental peridotites. This paper describes 4 types these rocks from 42 localities.

Key words: Atlantic ocean, ancient rocks, continental rocks, ocean-floor spreading, oceanization.

В послевоенное время морская геология претерпела революцию, благодаря технологическим инновациям в драгировании, глубоководном бурении, физических исследованиях, радиоспутниковой навигации и компьютеризации. На новом техническом уровне были проведены масштабные исследования дна Атлантического океана. Обнаружено множество древних и континентальных пород в зоне от 32 с.ш. до 10 ю.ш.

Северная часть Атлантики. Зона разлома Чарли-Гиббса — самая большая в Северной Атлантике. Ее глубина обычно меньше 3000—4000 м. Континентальные породы обнаружены во многих местах региона. В частности, на хребте Ян-Мейен в его осевой зоне (палеозой—мезозой). Кроме того, они найдены на плато Воринг со стороны Европы, в районе Норвегии (палеозой—мезозой), на его юго-западном склоне (верхний мел); на банке Поркупин, возле Ирландии (верхний протерозой—палеозой) и на плато Рокколл (граниты и гнейсы). Граница между континентальной и океанической корой проходит вдоль внешней линии распространения континентальных пород на глубине от 200 до 3500 м.

Южная часть северной Атлантики. На обширной площади юга северной Атлантики, как известно,

обнаружено много древних и континентальных пород. В ее западной половине, в частности, они распространены от срединно-океанического хребта (СОХ) до окраины континента.

Палеозойский известняк и юрский неморской песчаник на возвышенности Орфан. Остров Ньюфаундленд (рис. 1) расположен в северо-западном углу юга северной Атлантики. Он окружен широким шельфом Гранд Бэнк. Есть и другая возвышенность на востоке — это куполообразная Флемиш Кэп, пересекающая антиклинальную складку (см. рис. 1). В рассматриваемом регионе имеются выходы кристаллического фундамента. Это докембрийские гранитоиды на о.Вирджин Рок и на отмели Эстерн Шолс и гранит (597 ± 20 Ma) из скважины на поднятии Флемиш Кэп. Предполагается, что граница распространения континентальной коры находится на глубине 3000—4000 м (см. рис. 1). На банке Гранд Бэнк были обнаружены палеозойские и докембрийские породы апалачского орогена, перекрытые верхнетриасовыми-нижнеюрскими красноцветными отложениями с прослоями солей.

Отдельно в северо-восточном углу расположена возвышенность Орфан (75–150 км, глубина вершины 1800 м). Она поднимается над массивом Лабра-

дор, глубина которого 4000 м. Комплексные исследования, проведенные в этом районе (геолого-геофизические, сейсмопрофилирование, драгирование, бурение скв.DSDP 111, магнитометрия), позволили выделить следующие стратиграфические комплексы: 1 — акустически непроницаемый фундамент с высокой намагниченностью; 2 — образует единичные карстовые холмы, с вершин которых было драгировано много гальки мелководных известняков, предположительно, слагающих холмы. Галька однородна и отличается от полимиктового гравия в ледниковой глине комплекса 6б. Драгированная галька известняков образовалась с позднего ордовика до позднего девона [2]; 3 — юрские не-

морские песчаники с обломками антрацита; 4 — среднемиловые мелководные известняки; 5 — мелы позднемелового периода; 6а и 6б — глубоководные отложения: карбонатные наноглины и ледниковые глинисто-фораминиферовые илы.

Границы перечисленных комплексов не согласны со стратиграфическими перерывами. Вершина возвышенности Орфан с юры до раннего мела была выше уровня моря и подвергалась денудации. В позднем мелу она опустилась ниже уровня моря и стала шельфом, а в конце олигоцена быстро опустилась на глубину до 2 км.

Континентальные породы горы Балд. Гора Балд расположена на 45 с.ш., в 60 км к западу от средин-

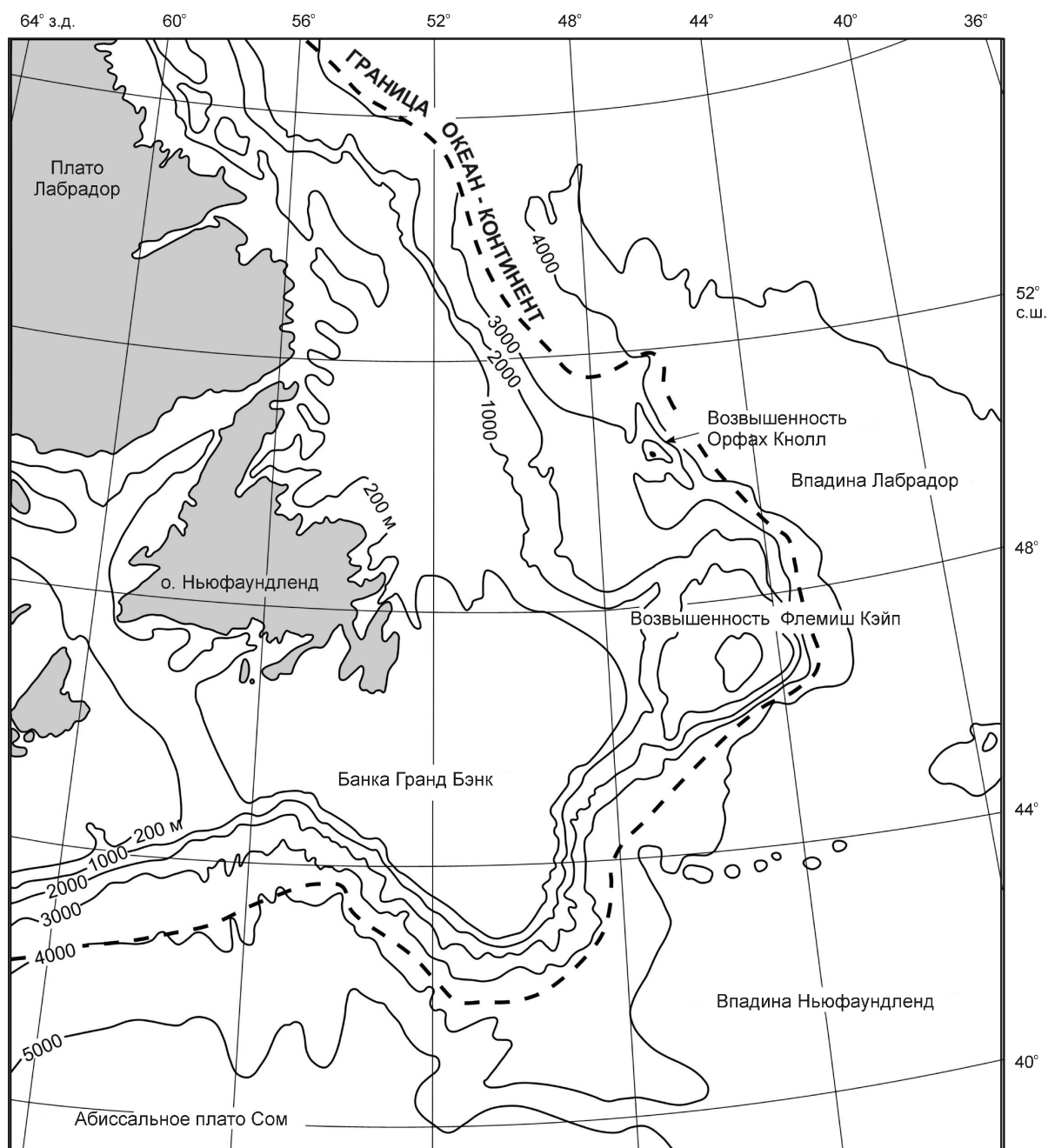


Рис. 1. Батиметрия района о.Ньюфаундленд и впадины Орфан Кнолл

но-океанического хребта. Она представляет собой узкую возвышенность, вытянутую в меридиональном направлении на 28 км, шириной 5,5 км, с глубиной вершины 1,2 км и возвышается над океаническим дном на 1,3 км. Она расположена под углом 19° к оси срединно-океанического хребта и имеет одинаковую с ним глубину. На горе нет осадков, что подтверждает и ее название (*bald* — гора, лишенная растительности). Наблюдения с подводной камеры показали выходы массивных скал и развитие кубических плоскостей соединения, характерных для крупнокристаллических интрузий [1].

На этой горе сделано три драгирования: два на западном склоне и одно на восточном, в южной части горы, на глубине от 500 до 800 м. Из 84 драгированных обломков пород 64 — это континентальные породы: песчаник, известняк, гнейс, гранит, габбродиорит, амфиболит и гранулит [1]. К-Аг возраст свежего биотита из кварцево-биотитового гнейса B10-MAR-19-33-1 и гранитного гнейса B10-MAR-19-66-14-8 равен 1550 ± 50 Ма и 1690 ± 55 Ма соответственно [15]. Остальные 20 обломков — мафические породы: габбро, метабазиты и базальты. К-Аг возраст крупнокристаллического габбро 785 ± 80 Ма [15]. В некоторых обломках метабазиты расщеплены [1]. Обнаруженные здесь базальты щелочные («переходные»). Три из них имеют К-Аг возраст 8 Ма. Некоторые обломки базальтов подверглись подводной эрозии и покрыты толстой марганцевой коркой [1]. Для объяснения происхождения гранитных пород на горе Балд предложено два варианта: ледовый разнос и остаточный континентальный блок.

Проведенные исследования на горе Балд подтвердили реликтовый характер континентальных пород. Установлено, что большинство драгированных пород — континентальные и древние, а некоторые обломки базальтов со следами подводного выветривания и покрыты толстой марганцевой коркой.

Эти факты противостоят утверждению авторов [1] о ледовом происхождении рассматриваемых обломков, и, кроме того, невозможно объяснить наличие континентальных пород исключительно на горе Балд. Присутствие континентальной коры на хр. Ян-Мейен и многочисленные находки древних и континентальных пород в экваториальной части СОХ опровергают утверждение Ванлесса и соавторов о том, что вблизи СОХ не может быть древних пород.

Древние и континентальные базальты вблизи Азорских островов. Зона разлома Океанографов на юге Азорских островов (35° с.ш.) образовалась в результате правостороннего сдвига на 130 км. Проведены водолазные исследования северо-западной части разлома, в его осевой части и собрано много образцов пород. Все они оказались толеитовыми базальтами, обогащенными несовместимыми элементами. Последние делятся по изотопному составу на три группы [12]. Из них 7 обломков группы А встречаются только в узкой полосе (2 км — 15 км) и имеют общее проис-

хождение. Их уникальные изотопные показатели (Pb, Nd и Sr) характерны для группы А и свидетельствуют о примеси (8—12%) материала древней (архей—протерозой) континентальной коры.

96 обломков базальтов, взятых в длинной осевой зоне СОХ (41° — 31° с.ш.), содержат второстепенные элементы и изотопные показатели Pb-Sr-Nd с аномалией, свидетельствующей о примеси материала континентальной коры. Исключение составляет отрицательная аномалия Nb-Ta, которая характерна для континентальной мантии. К тому же, первоначальная мантия в этом сегменте СОХ очень неоднородна, что может быть связано с примесью истощенной мантии периода 250 Ма.

Азорские острова ответвляются от СОХ в юго-восточном направлении примерно на широте 39° с.ш. Состав изотопов Os и Re в лавах Азорских островов подтверждает присутствие под ними фрагментов архейской океанической мантии.

Палеозойские осадочные породы на хребте Азор-Иберия. В районе восточного склона северных Азорских островов и северного склона хребта Азор-Гибралтар издавна попадали в рыбацкие сети породы с ископаемыми животными с подводных вершин. В 1883 г. с французского исследовательского судна Талисман драгами были подняты обломки кварцитов, кремнистых известняков и глинистых сланцев с неидентифицированным трилобитом на станции 133 (42° 19' с.ш., 23° 36' з.д., глубина 3975—4060 м) и куски пемзы; большое количество кварцитов, известняки и кусок глинистого сланца с небольшим трилобитом на станции 136. Многие и другие образцы с тех пор хранятся в Sedgwick музее Кембриджского университета. Среди них трилобит *Triarthrus* aff. *T. spinosus* и граптолит *Climacograptus tipicalis* [8]. Во всех образцах, поднятых Талисманом, много вкрапленных мелких раковин, похожих на глобигерины. По ним определен предельный возраст вмещающих пород. На основании всех вышеприведенных данных сделано заключение о том, что обломки древних континентальных пород не являются ни продуктами ледового разноса, ни балластом судов, а, вероятнее всего, оторваны с верхней части континентального фундамента и покрыты илистыми осадками, содержащими глобигериноиды [8].

Континентальные породы юго-восточной части абиссальной равнины Иберия. Банка Галиция, расположенная в южной части п-ова Иберия, представляет собой континентальный блок, состоящий из метаморфических и интрузивных пород. В раннем мелу этот регион начал оседать по ступенчатым сбросам вдоль зоны разлома Пти Сале к западу от полуострова. Этот регион был покрыт рифовыми известняками мела—палеоцена. Позже его северо-западная часть (банка Галиция) погрузилась на глубину 540 м, а южная часть на глубину 3500 м. К югу от банки Галиция абиссальная равнина Иберия опустилась на глубину 5000—5500 м. Акустический фундамент здесь имеет

ступенчатый рельеф, образуя 7—8 линейных хребтов меридионального простираия. Максимальная глубина залегания фундамента между хребтами достигает 9 км [11].

Бурение 10 глубоководных скважин к югу от банки Галиция показало, что фундамент под абиссальной равниной состоит из континентальных пород.

Сейсмические исследования показали, что каждое повышение фундамента связано с отрогами хребтов в южной части банки Галиция. Эти результаты свидетельствуют о том, что акустический фундамент под абиссальной равниной представляет собой погруженную континентальную кору. С другой стороны, породы акустического фундамента, обнаруженные западнее, представляют собой континентальные перидотиты (включая габбро).

Погружение континентальной коры на юге банки Галиция происходило в среднем и позднем мелу. Об этом свидетельствует мощная толща осадков, которая делится на V слоев. Самые нижние слои V и IV (от титона до апта), лежащие на фундаменте, являются фациями внешнего шельфа. После перерыва в осадконакоплении в течение 35 Ма (от альба до раннего кампана) в западной части отложился слой III (красная глина от позднего кампана до раннего палеоцена). В то же время в восточной части банки Галиция отложился слой II (гемипелагическая глина — переслаивание карбонатных и турбидитовых отложений периода кампана—раннего эоцена). Следовательно, после некоторого перерыва в альбе—раннем кампане глубина осадкообразования стала 4500 м [23], достигнув к настоящему времени значения 5500—6000 м. Предложенные механизмы погружения включают несколько моделей утончения континентальной коры при листрическом разломообразовании во время раскрытия и спрединга Атлантики. В любом случае, установлено следующее:

в западной прибрежной части п-ова Иберия континентальная кора и континентальная мантия находятся в настоящее время на 500—3500 м ниже уровня моря в банке Галиция и на 5000—6000 м ниже уровня моря в юго-восточной части абиссальной равнины;

часть континента, существовавшая здесь до поздней юры, была разбита в мелу на блоки, которые погрузились на разную глубину;

максимальная глубина погружения 6000 м.

Гнейсы и эвапориты прибрежной части Марокко. Четыре глубоководных скважины были пробурены вдоль линии континентального склона от плато Магазан до абиссальной равнины, западнее Касабланка [17]. Скважинами 544—547 были вскрыты гранодиоритовые гнейсы позднего кембрия и эвапориты триаса—нижней юры в восточной части абиссальной равнины на глубине 3600—4000 м.

Геологическая история Марокканского побережья определяется листрическими разломами, которые вызваны расширением и ступенчатым погружением

коры. Часть Африканского континента в позднем триасе (рэт) оказалась в поле расширения и разделилась листрическими разломами на блоки. Образовавшиеся таким образом наклонные бассейны были заполнены неморскими обломочными породами. Но на западе прибрежная площадь находилась на уровне моря, и на ней отлагались эвапориты.

В ранней юре (лейас) северо-западная часть рассматриваемого региона опустилась ниже уровня, и на ней отложились гемипелагический известняк, сланцеватая глина и неритовый известняк (рис. 2, 2). Зона быстрого блокового погружения по листрическим разломам в период от средней до поздней юры распространилась до Марокко (см. рис. 2, 3). В результате этого на северо-западе отложился гемипелагический известняк, на юго-востоке — рифовый известняк, а вдоль сбросовых уступов — известковые брекчии. Дальнейшее погружение произошло в среднем мелу, и после перерыва в осадконакоплении на обширном пространстве отложились пелагические-гемипелагические мергели и мел (см. рис. 2, 4). Быстрое углубление увеличило градиент наклона блоков, что привело к образованию оползней и олистотромных отложений. Как показал разрез скв.546, в среднем мелу наблюдается много деформированных структур, свидетельствующих об образовании солевых диапиров. В кайнозое этот район был покрыт илом карбонатных нанофоссилий, мергелем и глиной. Континентальный склон Магазан стал более ступенчатым из-за опусканий по листрическим разломам, и осадки двигались вниз по склонам обрушения. Самый большой грязевый поток протягивается на 1200 км, покрывая значительную часть абиссальной равнины.

Экваториальная Атлантика. В океанической части были обнаружены многочисленные обломки древних и континентальных пород, главным образом вдоль срединно-океанического хребта и в зонах разломов. Поскольку здесь не было ледового разноса, их можно рассматривать *in situ*. Драгированием, которое было выполнено в 200 км севернее места пересечения срединно-океанического хребта и Атлантической зоны разломов, были подняты глоберин-кокколитовые илы раннего миоцена. Драгированием на отроге СОХ, в 10 км от его оси, на глубине 4280 м были подняты хорошо сохранившиеся планктонные фораминиферы и кокколиты раннего миоцена. В одной из драг вместе с ископаемыми организмами был поднят обломок метабазальта, который был изменен в период 169 Ма ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст). М.Озима и соавторы [9] для объяснения возраста этого метабазальта предположили наличие «неспредингового» блока, хотя вполне резонно его можно объяснить наличием континентальной коры.

Драгированием в срединно-океанической аксиальной рифтовой равнине на широте 26 с.ш. были подняты вместе с базальтами, габбро и долеритами миг-

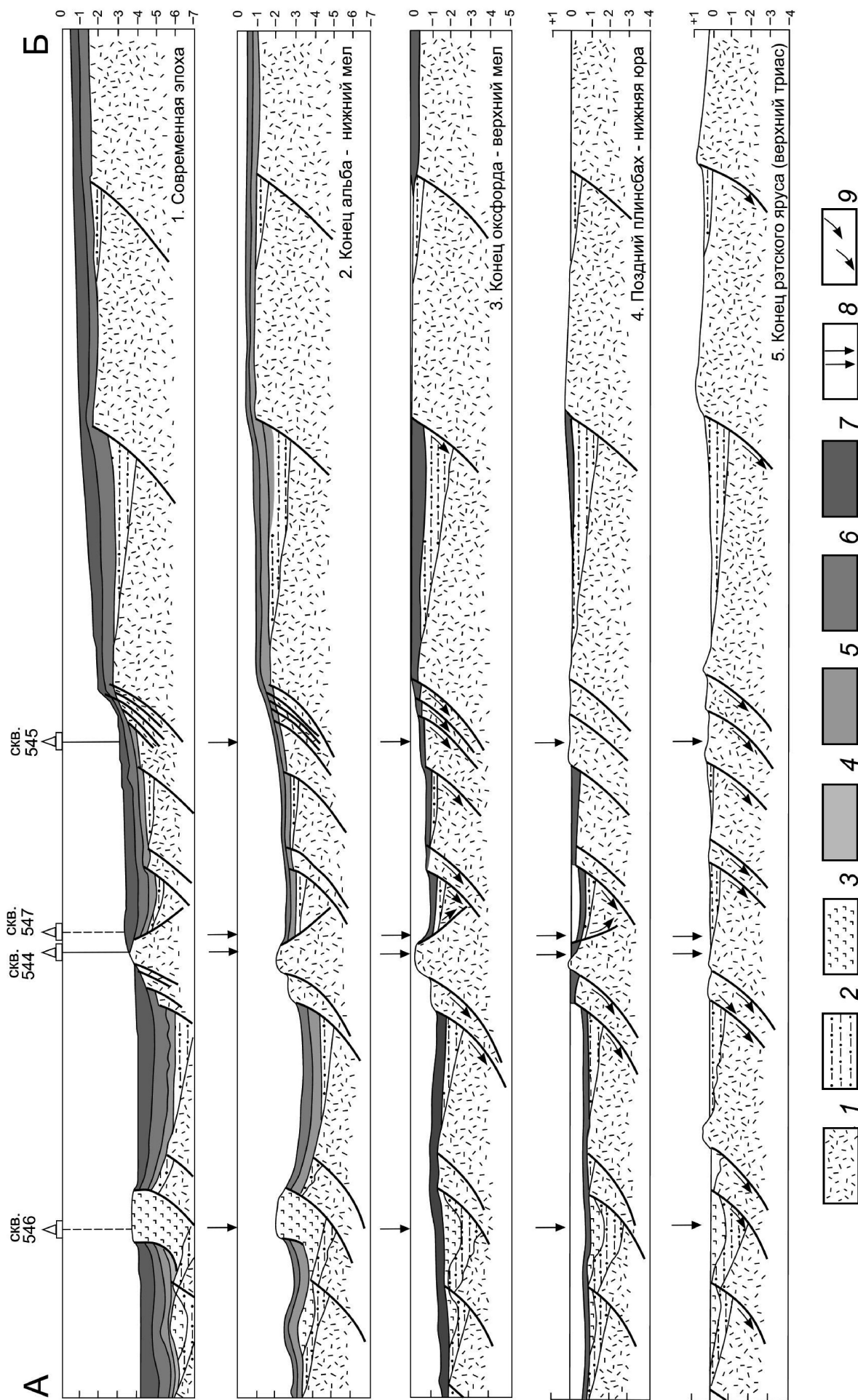


Рис. 2. Структурное развитие континентального склона вокруг о.Марокко и абиссальной равнины Сейн:

1 — кристаллическое основание (до триасовый возраст); 2 — неморские обломочные отложения (верхний триас); 3 — мергели (верхний триас—нижняя юра); 4 — хемипелагические известняки и неморские кlastические осадки глинистого состава (нижняя юра); 5 — хемипелагические почковидные известняки, брекчии известняков и ракушечно-рифовые известняки (средняя и верхняя юра); 6 — наноокаменелости в мергеле и мел, внутрипластовый конгломерат (меловой возраст); 7 — наноокаменелости в иле, мергеле, глине, склонные брекчии; 8 — указатели проекций скважин на разрезах; 9 — направления движения блоков коры (по литрическим разломам)

матитовые гранитные гнейсы. Биотит из гранито-гнейса имеет K-Ar возраст 1631 ± 106 Ма, U-Pb возраст циркона 1648 ± 3 Ма; Sm-Nd возраст граната 1678 ± 15 Ма. Обширная площадь дна близлежащего моря покрыта кластическими зернами граната, циркона и биотита.

В зоне разлома Кане, на широте 23° 36' с.ш. были проведены подводные исследования, показавшие, что на южном склоне зоны разлома, на 30—40 км западнее оси СОХ часто встречаются перидотит и серпентинит. Здесь же найдены габбро. На западном склоне срединно-океанического хребта, в рифтовой долине, в 5—35 км к югу от зоны разлома также были обнаружены перидотиты и габбро. При глубоководном бурении в этом районе были обнаружены габброиды, из которых были выделены в большом количестве кристаллы циркона возрастом 330 ± 17 и 1623 ± 12 Ма. Схожие результаты были получены с использованием и других методов. Итак, возраст кристаллов циркона определен в интервале 330—1600 Ма.

На плато Димерара, расположенном на континентальной окраине Гвианы, верхнеюрские слоистые отложения мощностью 1,5 км покрывают акустический фундамент. Подводное фотографирование показало, что у подножья плато находится обрыв на глубине 4400 м, с которого были драгированы средне- и крупнокристаллические известковые кварциты.

В зоне разлома Вема, образующей узкую поперечную долину на широте 11° с.ш., обнаружены известняки мезозоя и позднего палеоцена.

В зоне разлома Дольдрум с подводной горы Пейве, на восточном склоне ее отрога были драгированы апатитовые феррогаббро, амфибол-биотитовые граниты, гранодиориты и монзониты. Феррогаббро обогащены Ba, Th, Zn, Y и редкоземельными элементами и поэтому могут быть идентифицированы как компоненты континентальной коры. Гранит и монзонит имеют крупнозернистую равномерную текстуру, подтверждающую обилие R, Nb, а также Zr и Y. Следовательно, они представляют собой ацидитовые плутонические породы континентального происхождения. FT — датирование методом внешнего детектирования апатитов, экстрагированных из феррогаббро, дает две группы возраста: около 300 и 150—170 Ма. Исходя из наблюдения жил гранодиорита, проникающих в валун феррогаббро, возраст ацидитовых плутонических пород можно считать равным или меньшим, чем возраст феррогаббро.

Породы из зоны разлома Долдрум доказывают присутствие континентальных плутонических и мантийных пород в срединно-океаническом хребте и под ним.

В Четвертой Северной зоне разлома, или в зоне Старкова проводилось драгирование вдоль широты 4° с.ш. Были подняты мафические породы MORB-типа, континентальные магматические породы и минералы, не типичные для СОХ. Мафические

породы MORB-типа включают толеитовые базальты и габбро. На поднятиях с обеих сторон от зоны разлома, вблизи оси СОХ были вскрыты нетипичные магматические породы: щелочные базальты, долериты, трахиандезиты, Fe-Ti-габбро, гранодиориты и сиениты, а также континентальные породы: аплиты, гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, уголь и лигнит. На поверхности отложений были отобраны кианит, ставролит, силлиманит, гранат, арфведсонит, корунд, рутил и циркон — типичные тяжелые минералы в континентальной коре. Наличие этих пород и тяжелых минералов доказывает присутствие реликтов континентальной коры по обе стороны от зоны разлома, сохранившихся после образования срединно-океанического хребта.

Ровно посередине между зонами разлома Четвертой Северной и Святого Павла было проведено драгирование склонов рифтовой долины. Поднятые породы включали толеиты, габбро, гарцбургиты и радиоляриты, углистые сланцы и полимиктовые карбонатные брекчии. Радиолярии идентифицируются как *Pseudodictyomitra* sp., *Thamarla lacrimula* и *Shchocapsa* sp. и датируются ранним мелом. Палиноморфные окаменелости в карбонатных углистых сланцах указывают на палеоцен, а нанофоссилии и фораминиферы из цемента карбонатных брекчий имеют эоценовый возраст.

Драгирование вблизи скал Святого Павла, образующих маленькие островки к северу от экватора, показало, что основные породы этого района — перидотиты и амфиболиты. Установлено, что скалы Святого Павла, расположенные менее, чем в 200 км от СОХ, подверглись метасоматическому изменению в период 155 ± 30 Ма. Химический и изотопный состав и температура равновесия сильно отличаются от значений этих параметров пород на срединно-океаническом хребте и соответствуют параметрам континентальных рифов. Основываясь на этих данных, Е.Бонати [4] предположил, что верхняя часть континентальной мантии в период раскрытия Атлантики была расколота, но оставалась вблизи центрального хребта в течение 150 млн. лет. Е.Бонати и Дж.Хонорез [5] драгировали этот район и обнаружили много альпинотипных перидотитов в разных местах, главным образом, на отрогах СОХ. Так как эти породы имеют $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,706—0,723 и низкое Rb/Sr, то они оцениваются как остаточные продукты после дифференциации сиалической коры.

Самая большая зона разлома в экваториальной Атлантике — Романш. Отрог срединно-океанического хребта здесь составляет 900 км, наибольшая глубина пересекающей ее долины 7454 м. Западная половина хр. Романш находится севернее центра зоны разлома. Она представляет собой корово-мантийный блок, который был поднят вертикальными движениями. Его верхняя часть покрыта мелководным известняком, а западная половина — мощной (4 км) тол-

щей осадков на протяжении 200 км. Стратиграфический разрез восточной части долины делится на две части с четким отражателем между ними, который можно рассматривать как границу несогласия. Драгированием с верхней части были подняты тонкослоистый кварцевый алевроит и биомикрит. Сейсмическое профилирование свидетельствует о наличии плотных внешних отражающих поверхностей. Фораминиферы и нанофоссилии из этого разреза имеют возраст ранний мел (средний берриас—ранний валанжин), который значительно превышает предполагаемый по магнитной анамаллии возраст дна океана (55 Ma). Нижняя часть осадочной толщи, по заключению Е.Бонатти и др. [6], состоит из терригенных отложений. Вдоль зоны разлома Романш развита слоистая осадочная толща раннего мела и моложе, содержащая многочисленные крупнозернистые терригенные обломки.

Западная часть зоны разлома Романш покрыта чехлом осадков. Между 6 15 и 6 40 з.д. находится узкая возвышенность акустического фундамента длиной около 50 и шириной 3—9 км, относительной высотой от 500 до 1400 м и максимальной глубиной 3750 м. Посередине имеется седловина, разделяющая хребет на две части — восточную и западную. Драгированием с глубины от 4380 до 3820 м поднято 23 обломка брекчий общим весом 50 кг, метаморфизованных в зеленосланцевой фации (кварциты, аркозовые песчаники и метаалевриты) с катакластической и милонитовой текстурой в разной степени. Песчаники плохо сортированы. Зерна размером 1—1,5 мм, иногда до 1 см представлены кварцем, хлоритом, плагиоклазом (альбитом), мусковитом и редко сфеном, турмалином, цирконом и апатитом. Дефицит полевых шпатов объясняется выщелачиванием во время выветривания и транспортировки, диссолюцией и изменением слюды в результате метаморфизма или альбитизации.

В восточной части зоны разлома Романш метаморфизованные осадочные породы гранитного происхождения также распространены на 50 км в береговой зоне шириной 250 км на границе океан—континент Африканской окраины.

Окраинный хр.Ивуар-Гана простирается на запад-юго-запад от континентального шельфа, достигая глубины 5000 м в абиссальной равнине Ивория. Структурные исследования показали, что континентальная кора постепенно утончается в том же направлении. Юго-восточный край хребта образует уступ с относительной высотой 3000 м над абиссальной равниной. Континентальная кора исчезает на первых 10 км склона. Кристаллическое основание бокового хребта до сих пор не изучено, но у основания южного склона были драгированы метаотложения и милониты. Они коррелируются с породами палеозоя Африканского континента. Подводными исследованиями установлено, что середина верхнего склона

состоит из верхнемеловых терригенных обломочных пород. Фациальный анализ показал, что они являются пойменно-озерными осадками.

Самая верхняя часть склона сложена неритовыми обломочными отложениями раннего мела (поздний апт—ранний альб). Они вместе с субстратом были сильно деформированы на юго-восточном крае хребта.

Глубоководное бурение выявило, что основная часть теперешнего хр.Ивуар-Гана была над водой и подвергалась эрозии в начале позднего мела (турон). После отложения известняков прибрежных рифов и органической щебневатой глины от конца позднего мела до палеоцена район опустился под воду и был покрыт известковыми нанопланктонными фораминиферовыми илами, кремнистыми сланцами и глиной. Субаэральная эрозионная поверхность турона теперь ниже уровня моря на 2400—3300 м, а возле скв.962 на 4800 м.

Южная Атлантика. Древние континентальные породы были обнаружены здесь в нескольких местах. В районе центрального хр.Валвис, вытянутого в направлении северо-восток—юго-запад, было проведено глубоководное бурение. При этом здесь обнаружен базальт возрастом 79,4 Ma [10]. Отношения изотопов Sr и Nd в нем необычные для океанического базальта, а характерны для базальтов континентального дна возрастом 120—130 Ma из Парана-Паранайба на Бразильском щите и из Этендека на западном побережье щита Конго. Основываясь на этом, Ц.Класс и А.П.Розкс [7] предположили, что в районе скв.525А лежит мантия континентальной литосферы. Они построили теорию, согласно которой покровные отложения континентальной литосферы сформировались так: верхняя часть Южно-Африканского суперплума двигала радиально расщепленную часть мантийной литосферы под щит Конго за счет термической эрозии в период 120—130 Ma. После длительного путешествия в течение 50 Ma отщепленный блок встретил горячую точку Тристан и частично расплавился, образовав базальтовую магму, которая была обнаружена в скв.525А. Не говоря о спорной обоснованности этих сложных процессов, факт присутствия континентальной мантии под центральным хр.Валвис вызывает особое внимание.

В аксиальной долине южного конца СОХ, вблизи триплетного сочленения Бовет (глубина 2100 м) были драгированы андезитовые вулканические стекла с высоким содержанием магния и никеля. Композиция главных и второстепенных элементов и изотопов говорит о том, что первоначальная порода — мафический гранатовый гранулит возраста от архея до раннего протерозоя. Предположительно, гранулит был образован из фрагментов континента Гондвана, когда Южная Атлантика начала открываться в поздней юре—раннем мелу.

Вулканоплутонический пояс Андеан мезозойского возраста изгибается широким фронтом на восток от южной Америки. Он проходит через хр.Северная

Скотия и соединяется с вулканическими породами верхней юры—нижнего мела на островах южной Джорджии. Параллельно хр.Северная Скотия расположен широкий хребет, простирающийся от Фолклендского плато до хребта северо-восточной Джорджии, которые разделены узким Фолклендским трогом. Восточная половина Фолклендского плато называется Банка Морис Эвинг и ограничена изобатой 2000 м. В западной части плато пробурена скв.330 (глубина 2626 м). Она вскрыла гнейсы на глубине 3201 м ниже уровня моря. Rb-Sr возраст пород из этого керна 535 ± 6 Ма, который указывает время метаморфизма или гидротермального изменения, а возраст гнейсов определен как докембрийский [3]. Поверхность гнейса покрыта калькаретом, который указывает на то, что порода находилась в сухом климате с сезонными дождями. Речные отложения средней-верхней юры под осадочным слоем состоят из алевролита и кварцита с пластами лигнита, представляющими фации прибрежной равнины — болота и дельты. Внезапное наступление моря в поздней юре привело к аккумуляции субаркозовых песчаников береговых фаций, а затем илистых глин (глинистый ил фаций шельфа). Позднее, в раннем мелу (альбе) район стал открытым морем и углублялся от позднего мела до палеогена, пока не достиг теперешней глубины. Таким образом, юго-восточное продолжение Южно-Американского щита к северу теперешней дуги Скотия имело субаэральную речную обстановку осадконакопления до трансгрессии в поздней юре. Погружаясь от позднего мела до палеогена, площадь щита опустилась, и образовались плато Фолкленд и северо-восточный хр.Джорджия.

Классификация и значение древних континентальных пород. Описанные древние и континентальные породы дна Атлантического океана могут быть разделены на следующие четыре типа и подразделы:

1. Тип А — континентальные корово-мантийные блоки на границе континент—океан на глубинах 2500—6000 м (и глубже) ниже уровня моря. Это — базисные породы в глубоководных осадочных бассейнах на континентальном побережье и погруженные по разломам породы на океаническом крае. Породы типа А являются признаком континентальных бассейнов, погруженных ниже дна океана или частей континента, превращенных в глубоководные бассейны или абиссальные равнины. Время погружения в основном от мела до палеогена.

2. Тип Б — древние континентальные породы, которые принесены с СОХ в бассейны по обе стороны хребта и представляют собой относительно большие фрагменты земной коры до сотен километров длиной, представляющие собой глыбы и блоки. Породы типа Б появляются, когда глубинные участки океанической коры обнажаются при разломах. Их появление говорит о том, что, вероятно, много более древних пород скрывается под дном Атлантического океана.

3. Тип В — породы определены как материал континентальной коры—верхней мантии. Они выделены на основе геохимических признаков. Следовательно они имеют вулканический генезис и, возможно, появились при частичном плавлении протокры. Подобно типу Б, тип В позволяет предположить наличие подстилающих блоков континентальной коры и мантии.

4. Тип Г — осадочные породы, содержащие окаменелые организмы или мафические породы возрастом значительно древнее, чем предсказано для океанического дна плитотектоникой. Самая древняя окаменелость датируется ордовиком, а точнее 1,82 Ga. Тип Г свидетельствует о том, что возраст осадочных окаменелостей и мафических пород не совпадает с предсказаниями плитотектоники.

Для объяснения происхождения океанов в свете последних достижений морской геологии было предложено несколько гипотез: теория устойчивости океана (в целом теория нарастания с ростом континентов); спрединг дна океана (смыкается с теорией плитотектоники, расширения Земли и индукции); океанизация; опускание дна океана.

Прогресс в морской геологии после Второй мировой войны позволил выявить широкое распространение послеюрских базальтов на дне Атлантического океана. Это доказывает, что Атлантический океан не был постоянным на молодой стадии Земли, но был местом активного тектонизма и магматизма, по крайней мере, в юре.

Распространение древних континентальных пород типов А, Б, В, рассеянных на обширных пространствах Атлантики — от СОХ до границ континент—океан, подтверждает океанизацию и опускание дна океана, при которых континенты трансформировались в океаны. Эти гипотезы допускают возможность существования континентальных блоков в сегодняшней Атлантике. Породы типа Г показывают, что история формирования Атлантики восходит к ордовику. Породы типа А свидетельствуют о потоплении и углублении Атлантики в основном от мела до палеогена.

Древние и континентальные породы были обнаружены также в Индийском и Тихом океанах [13, 14].

Древние континентальные породы дна океанов дают ключевые сведения для теоретического объяснения происхождения океанов. Они являются жизненной силой для всех геодинамических концепций. Если в океанах будут обнаружены более древние океанические породы, то гипотезы океанизации и опускания дна океана получат возможность более тщательно разработать предполагаемые механизмы. Широкое распространение реликтов древних и континентальных пород и присутствие древних цирконов в различных породах и слоях литосферы дна Атлантического океана связано во многом с процессами в первоначальной литосфере Земли и влиянием Атлантического суперплюма. Обширная провинция

излившихся базальтов простирается от Северной Америки и западной части Центральной Атлантики до центральной Бразилии. Мафические породы имеют здесь возраст по радиоляриям от 205 до 190 Ма (граница триаса и юры).

В заключение следует отметить, что приведенные факты доказывают образование Атлантического океана в результате комплексного воздействия рифтогенеза и плюмового магматизма, которые привели к деструкции и океанизации вышележащей континентальной коры. Этот сценарий подтверждает схему Ф.Ц.Везеля [16] тектонической эволюции Атлантического океана. Тектоно-термальная активизация в раннем мелу (диапировые магматические хребты, складчатость и дробление коры) и последующее охлаждение мантии, которые являются результатом регионального сжатия Земли в среднем и позднем мелу и на границе олигоцена и миоцена. Авторы ожидают дебатов о происхождении океанов, в которых будут рассматриваться результаты продолжающихся геологических исследований. Важный вопрос — является ли кора дна океанов полностью новой, сформировавшейся в юре и позднее, или она имеет длительную историю формирования и пережила радикальную перестройку в мезозое.

Будущий прогресс в морских геологических исследованиях позволит выявить много новых мест древних континентальных пород на дне океанов. Основываясь на гипотезах спрединга и расширения Земли, можно будет объяснить наличие всех этих пород и проверить гипотезы океанизации, диапиризма магматических хребтов и опускания дна океанов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Aumento F., Loncarevic B.D.* The Mid-Atlantic Ridge near 45 N. III. Bald Mountain // *Canad. Jour. Earth Sci.* 1969. Vol. 6. Pp. 11—23.
2. *Becker G., Adamczak F.J.* A remarkable Ordovician ostracod fauna from Orphan Knoll, Labrador Sea // *Scripta Geologica.* Vol. 107. Pp. 1—25.
3. *Beckinsale R.D., Tarney J., Darbyshire D.P.F. and Humm M.J.* Rb-Sr and K-Ar age determinations on samples of the Falkland Plateau basement at Site 330, DSDP // *Init. Repts. DSDP.* 1977. Vol. 36. Pp. 923—927. US Government Printing Office, Washington DC.
4. *Bonatti E.* Subcontinental mantle exposed in the Atlantic Ocean on St. Peter-Paul islets // *Nature.* 1990. Vol. 345. Pp. 800—802.
5. *Bonatti E., Honnorez J.* Equatorial Mid-Atlantic Ridge: petrologic and Sr isotopic evidence for an alpine-type rock assemblage // *Earth Plant. Sci. Letters.* 1970. Vol. 9. Pp. 247—256.
6. *Bonatti E., Ligi M., Borsetti A.M. et al.* Lower Cretaceous deposits trapped near the equatorial Mid-Atlantic Ridge // *Nature.* 1996. Vol. 380. Pp. 518—520.
7. *Class C., le Roex A.P.* Continental material in the shallow oceanic mantle — How does it get there? // *Geology.* 2006. Vol. 34. Pp. 129—132.
8. *Meyerhoff A.A., Agocs W.B., Taner L. et al.* Origin of midoceanic ridges In: Chatterjee, S. and Hotton, III, N., (eds) // *New Concepts in Global Tectonics.* 1992. Pp. 151—178. Texas Tech. University.
9. *Ozima M., Saito K., Matsuda J. and al.* Additional evidence of existence of ancient rocks in the Mid-Atlantic Ridge and the age of the opening of the Atlantic // *Tectonophysics.* 1976. Vol. 31. Pp. 59—71.
10. *Shipboard Scientific Party.* Site 525. In: Moore Jr. T.C., Rabinowitz M. and al. // *DSDP Init. Repts.* 1984a. Vol. 74. Pp. 41—160. Washington (US Government Printing Office).
11. *Shipboard Scientific Party.* Leg 173 Introduction. In: Whitmarsh, R.B., Besiler, M.O., Wallace, P.J., and al. // *Proc. ODP, Init. Repts.* 1998a. Vol. 173. Pp. 7—23. College Station, TX (Ocean Drilling Program).
12. *Shirey S.B., Bender J.F., Lagmuir C.H.* Three-component isotopic heterogeneity near the Oceanographer transform, Mid-Atlantic Ridge // *Science.* 1987. Vol. 325. Pp. 217—223.
13. *Vasiliev B.I., Yano T.* Continental and ancient rocks discovered in the ocean floor // *Science Class (Rika Kyoshitsu).* 2006. Vol. 49. Pp. 25—41 (in Japanese).
14. *Vasiliev B.I., Yano T.* Ancient and continental rocks discovered in the ocean floors // *New Concepts in Global Tectonics Newsletter.* 2007. № 43. Pp. 3—17.
15. *Wanless R.K., Stevens R.D., Lachance G.R., Edmonds C.M.* Age determinations and geological studies. K-Ar isotopic ages // *Geol. Surv. Canada.* 1968. Report 8. Paper 67-2. Part A.
16. *Wezel F.C.* Geological evidence on the formation of the Atlantic Ocean // *Bull. Soc. Geol. It.* 2005. Vol. spec. № 5. Pp. 61—78.
17. *Winterer E.L., Hinz K.* The evolution of the Mazagan continental margin: synthesis of geophysical and geological data with results of drilling during Deep Sea Drilling Project Leg 79 // *Init. Repts., DSDP.* 1984. Vol. 79. Pp. 893—919. US Government Printing Office, Washington DC.
18. *Yano T., Choi D.R., Gavrillov A.A. et al.* Ancient and continental rocks in the Atlantic Ocean // *New Conceptions in Global Tectonics.* 2009. № 53. December. Pp. 4—35.

Адские жаровни

А.А.КРЕМЕНЕЦКИЙ

Описаны впечатления автора, геолога по профессии, о непредсказуемой мощи вулканов, о природе и о людях, живущих на огненной дуге Камчатка—Курильские острова и на «горячем» острове Исландия. Особое внимание уделено явлениям современной вулканической деятельности на суше и под водой и связанных с ними разрушительных и созидательных процессов.

Книга иллюстрирована и может быть интересна всем кто любит мифы, загадки и приключения.

Книга включает следующие разделы:

Сотворение вулканов

Камчатка юности моей

Курильские острова. Завод на вулкане

Огни в пучине

Исландия — остров везения

Вулканы и Вселенная

От автора

Великий Дарвин, вернувшись из кругосветного путешествия на парусном корвете «Бигль» писал, что посещения Южной Америки он «наивно полагал, что земная твердь есть символ незыблемости, но, попав однажды в центр землетрясения, не только усомнился в этом, но и испытал чрезвычайно сильное возбуждение...»

Землетрясения, цунами, оползни, грязевые сели, метеориты, извержения вулканов, гейзеры, кипящие озера — все это ежедневно и ежечасно лишает земную твердь сна и покоя. Все это поражает человеческое воображение масштабами разрушений и гибелью всего сущего, но абсолютно никакого воображения не хватает, чтобы осознать и тем более оценить масштабы энергии, аккумулированной в этих грозных природных явлениях.

Сегодня на Земле одних только действующих вулканов более полутора тысяч; они, словно куры на насесте, «сидят» на подводных хребтах во всех океанах и длинными узкими цепями опоясывают края почти всех континентов. На востоке России это, как известно, Камчатка и Курильские острова; на северо-западе — по соседству с Мурманской областью и Норвегией — остров Исландия.

В разные годы и по разным поводам я побывал в этих местах. Что поразило и запомнилось, так это мощь и непредсказуемость вулканов, этих гигантских печей и жаровен всемогущего бога подземного царства — Плутона.

По вопросам приобретения книги обращаться в редбюро ИМГРЭ по тел. (495)443-99-14; e-mail red@imgre.ru

90-летие Анатолия Антоновича Шаркова

23 декабря 2014 г. Анатолию Антоновичу Шаркову, ведущему научному сотруднику Всероссийского института минерального сырья им.Федоровского (ВИМС), кандидату геолого-минералогических наук, исполнилось 90 лет.

Анатолий Антонович родился в г.Одесса в 1924 г. После окончания седьмого класса учился в Одесской артиллерийской специальной школе, в составе которой в начале Отечественной войны в 1941 г., был эвакуирован в г.Сталинабад. В 1943 г. закончил спецшколу и был направлен в Харьковское артиллерийское училище, находившееся в эвакуации в Узбекской ССР в г.Фергана. В ноябре 1944 г. ему присвоили звание младшего лейтенанта и отправили на фронт.

С декабря 1944 г. по май 1945 г. участвовал в боевых операциях на 1-ом, 2-ом и 3-ем Белорусских фронтах в составе 169-й стрелковой дивизии в звании гвардии лейтенанта, на должности командира огневого взвода 160-го отдельного противотанкового истребительного дивизиона. В период ликвидации Восточно-Прусской группировки в Германии участвовал в штурме и взятии г.Кёнигсберг, где был ранен. После лечения в госпитале вернулся в 160-й дивизион, который в апреле 1945 г. был направлен в составе 169-й Рогачевской стрелковой дивизии для усиления группы Советских войск, наступавших на г.Берлин. На завершающем этапе войны непосредственно участвовал в штурме г.Берлин.

Окончание войны А.А.Шарков встретил на р.Эльба, а затем дивизию отправили на Родину и разместили в г.Витебск в Белоруссии.

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

В 1948 г. был демобилизован и поступил на геологический факультет Одесского государственного университета, который закончил в 1952 г. и по разнарядке МГиОН СССР был направлен в г.Москва во Всесоюзный научно-исследовательский институт минерального сырья (ВИМС).

С 1952 г. начинается его многолетняя плодотворная научно-производственная деятельность в ВИМС, продолжающаяся и по сей день. Уже в первом полевом сезоне партия, в которой работал Анатолий Антонович, проводившая аэропоисковые работы на уран в Туркмении, открыла сравнительно небольшое, но весьма богатое (30%) месторождение урана «Серное».

В последующие два десятилетия А.А.Шарков проводил металлогенические исследования Прикаспий-



ской ураноносной провинции и занимался детальным изучением уникальных ураново-редкометалльных месторождений.

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

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

С 1982 г. Анатолий Антонович занимался оценкой и прогнозированием месторождений остродефицитных марганцевых руд в палеозойских и мезозойских отложениях Урала. В результате его исследований впервые были выявлены карбонатные и оксидные марганцевые руды в пределах Зиянчуринского руд-

ного поля в Башкирии, а затем на Аккермановском месторождении в Оренбургской области.

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

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

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

На основе глубокого анализа всех материалов А.А.Шарков издал две монографии в 2008 и 2009 гг., в которых впервые подробно охарактеризовал уникальные ураново-редкометалльные месторождения органогенно-фосфатного типа, представленные грандиозными скоплениями фоссилизированных ураноносных костных остатков ихтиофауны, которые остаются геологическим феноменом, известным исключительно в одной формации Земли-Майкопской, олигоцен-миоценового возраста, широко развитой в центральной части Восточного Паратетиса.

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

Отличительной чертой исследований А.А.Шаркова на протяжении нескольких десятилетий является их достоверность, высокий научный уровень, а также независимость его суждений и выводов. Анатолий Антонович с принципиальной настойчивостью отстаивает свои взгляды на происхождение ураново-редкометалльных месторождений, нередко не совпадающих с мнениями своих оппонентов.

В 2010 г. он в соавторстве с геологами Дальневосточного геологического института издал монографию, посвященную минералогии органогенно-фосфатных руд ураново-редкометалльных месторождений Мангышлака и Калмыкии.

В 2011 г. А.А.Шарков опубликовал монографию, в которой подробно рассмотрел условия образования и генезис стратиформных ураново-редкометалльных месторождений Восточного Паратетиса, а в 2013 г. — монографию с подробным освещением истории открытий и исследований уникальных стратиформных ураново-редкометалльных месторождений Восточного Паратетиса.

В результате проведенных в 1953—2014 гг. исследований ураново-редкометалльных месторождений А.А.Шарков разработал генетические модели формирования грандиозных пластовых скоплений фоссилизированных ураноносных костных остатков ихтиофауны в двух разных регионах — на Мангышлаке и в Калмыкии, удаленных на 1500 км.

Анатолий Антонович внес большой вклад в решение проблемы генезиса феноменальных ураново-редкометалльных месторождений органогенно-фосфатного типа, что позволяет организовать в ближайшем будущем разработку этих месторождений в Калмыкии.

В 2009 г. Президент Российского геологического общества наградил А.А.Шаркова Дипломом за многолетний творческий труд и большой вклад в создание и развитие минерально-сырьевой базы атомного проекта. Анатолий Антонович — автор более 150 научных работ, в том числе 80 опубликованных.

Поздравляем Анатолия Антоновича Шаркова с юбилеем и желаем ему долгих лет жизни.

*Ученый совет ВИМС
Коллеги и друзья
Редколлегия журнала*

Памяти Феликса Петровича Митрофанова

Феликс Петрович Митрофанов родился 22 июня 1935 года в г. Чкалов. В 1957 г. он закончил с отличием Ленинградский государственный университет и был направлен на работу в Лабораторию геологии и геохронологии докембрия АН СССР (с 1967 г. — Институт геологии и геохронологии докембрия (ИГГД РАН)). Здесь существовала одна из самых сильных в стране научных школ геологов-докембристов, сформированная академиком А.А.Полкановым и членом-корреспондентом СССР К.О.Кратцем. Ф.П.Митрофанов успешно вписался в коллектив и достаточно быстро стал одним из его лидеров, пройдя все ступеньки карьерной лестницы от старшего лаборанта до исполняющего обязанности директора института.

Многолетние структурные исследования протерозойских и раннепротерозойских гранитоидов Восточного Саяна и полевые работы с 1958 по 1962 гг. были собраны в большую кандидатскую диссертационную работу «Протерозойские и раннепротерозойские гранитоиды различных структурно-формационных зон юго-восточной части Восточного Саяна», которую в 1963 г. Феликс Петрович защитил в Ленинградском государственном университете им.А.А.Жданова.

В 1973 г. Феликс Петрович был избран ученым секретарем Научного совета по геологии и геохронологии докембрия при Отделении геологии, геофизики и геохимии АН СССР (в настоящее время Отделение наук о Земле РАН).

Изучению гранитов как самых ранних пород, развитых на Земле, Ф.П.Митрофанов посвятил почти всю свою молодую научную жизнь и в 1975 г. в Новосибирск блестяще защитил докторскую диссертацию на тему «Гранитоиды в геологическом развитии раннего докембрия».

После смерти К.О.Кратца в 1983 г., любимого учителя и выдающегося ученого-докембриста, Феликс Петрович инициировал проведение ежегодных, начиная с 1984 г., молодежных конференций, посвященных памяти К.О.Кратца. Основными участниками этих конференций стали молодые специалисты, аспиранты и студенты академических институтов и отраслевых вузов, посвятившие себя исследованию сложных проблем докембрийской геологии.

С 1983 по 1988 гг. Феликс Петрович был руководителем Международного проекта МПГК-2 (IGCP-2) по геологической корреляции «Докембрий в складчатых областях» посвященного изучению парагенезисов высокоградиентного магматизма архея в молодых складчатых областях палеозоя на примере Саянской и Монгольской областей. На основе этого проекта была создана новая карта и схема геологических процессов этих регионов.

В 1986—2008 гг. — Феликс Петрович директор Геологического института Кольского научного цент-



ра РАН. В 1990 г. Ф.П.Митрофанов стал членом-корреспондентом АН СССР, а в 2000 г. — академиком РАН.

С 1989 по 1994 гг. Феликс Петрович возглавлял международный проект «Глубинная геология Балтийского щита». Соруководителями этого проекта были Р.М.Горбачев (Швеция), Корнелиус Гиллен (Великобритания) и Стивен Дэйли (Ирландия). По результатам проекта была создана новая Объяснительная записка к Тектонической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1:500 000, а также Геологическая карта Кольского региона масштаба 1:500 000, которая явилась основой для создания Карты полезных ископаемых Мурманской области масштаба 1:500 000. Были начаты исследования по геохронологии реперных объектов Кольского региона, опубликованные в препринте «Новые данные по геохронологии и геохимии изотопов докембрия Кольского полуострова». Наиболее важными породами для горнорудного потенциала страны Феликс Петрович считал расслоенные палеопротерозойские интрузии с Cu-Ni рудами Печенги, Федорово-Панского, Мончегорского и Имандровского массивов. К 7-му Международному платиновому симпо-

зиуму был создан путеводитель указанных объектов «Kola Belt of layered Intrusions» и впервые проведены международные экскурсии по этим интрузиям.

Начиная с 1989 г., Ф.П.Митрофанов инициировал и возглавил систематические целевые поиски платинометалльного оруденения в расслоенных палеопротерозойских комплексах Кольского региона. Уже в 1990 г. был обнаружен первый рудный горизонт (рифт), а в 1992 г. было создано малое инновационное предприятие «Пана», которое совместно с «ВНР Minerals» стало проводить поисковые и разведочные работы в Федоро-Панском интрузиве. К середине 1990-х годов впервые в регионе были открыты 2 платинометалльных месторождения — Федоровское и Восточный Киевей (Малая Пана). Эти результаты дали мощный толчок к платинометалльным исследованиям на Кольском полуострове и на сопредельных территориях, в результате которых к началу 2000-х гг. регион стал второй по значимости и запасам платинометалльной провинцией России, а месторождение Федоровское — крупнейшим в Европе.

Проблемы нефтегазоносности Баренцевоморского шельфа также очень волновали Феликса Петровича, и многолетние исследования этих перспективных регионов на углеводородное сырье для будущего стабильного развития человечества были опубликованы в монографиях: «Новые аспекты прогнозирования крупных нефтегазоносных областей», «Верхнепротерозойские осадочные толщи Кильдинско-Беломорско-Мезенской площади как объект прогнозирования энергоносителей», Мультимедийный справочник «Минерально-сырьевая база и горнопромышленный комплекс Мурманской области», «Major geological sights of the Kola Peninsula».

В 1994—2000 гг. под руководством Ф.П.Митрофанова проводились исследования по изучению национальной гордости России — Кольской сверхглубокой скважины СГ-3, самого глубокого «окна» в кристаллические недра планеты (до 12 226 м) и были инициированы международные проекты: МПГК-IGCP-488 «Сравнение состава, структуры и физических пород по разрезу Кольской сверхглубокой скважины СГ-3 и их гомологов на поверхности».

С 2007 по 2010 гг. Ф.П.Митрофанов возглавлял Международный проект Interreg-Tacis K-0197 «Стратегические минеральные ресурсы Лапландии — основа устойчивого развития Севера» (Россия—Финляндия—Швеция)», который объединил усилия ведущих ученых скандинавских стран — Швеции, Норвегии и Финляндии и позволил создать новую геодинамическую модель плюмового магматизма, связанного с формированием крупнейших запасов ЭПГ и Cu-Ni-Ti-V руд в пределах восточной части Фенноскандинавского щита.

Академиком Ф.П.Митрофановым в 1996 г. была создана Кольская научная школа металлогении стра-

тегических полезных ископаемых, исследования которой под его личным руководством многократно получали поддержку грантов Президента Российской Федерации (номера 96-15-98481, 98-3-15л/240, 00-15-98526, НШ 2305.2003.5 и НШ 1413.2006.5.), государственных контрактов Минобрнауки (номера 02.445.11.7403, 02.515.11.5068, 16.515.11.5013), РФФИ (более 40), включая гранты ориентированных фундаментальных исследований (09-05-12028 офи-м, 11-05-12012 офи-м, 13-05-12055 офи-м) и других бюджетных и внебюджетных фондов. Значимым результатом этих исследований стала разработанная методика определения платино-палладиевой и (или) медно-никелевой металлогенической специализации базит-гипербазитовых расслоенных массивов, на которую был получен патент на изобретение № 2012132672/28(051780) от 06.09.2013 г. в рамках Научной школы.

В 1996 г. по инициативе Ф.П.Митрофанова в Апатитах была создана кафедра геологии и полезных ископаемых Мурманского государственного технического университета (АФ МГТУ), которая готовит молодую смену ветеранам освоения Заполярья. За почти двадцатилетний срок подготовлено 70 магистров и 182 бакалавра. Под руководством профессора Ф.П.Митрофанова подготовлено и защищено более 12 докторских и 24 кандидатских диссертаций, а также более сотни специалистов в геологии, петрологии, геохронологии и металлогении докембрийских щитов. Он также входил в состав редакционных коллегий журналов «Геотектоника», «Литосфера», «Каротажник». Академик Ф.П.Митрофанов входил в состав БЮРО ОНЗ РАН, был членом Президиума КНЦ РАН, заместителем председателя Научного совета по геологии докембрия ОНЗ РАН, членом ряда межведомственных, академических, университетских советов и комитетов.

Творческое наследие академика Ф.П.Митрофанова включает более 400 публикаций, в том числе более 30 монографий, изданных на русском и английском языках. За большой вклад в фундаментальную науку, а также за научное обоснование и открытие платинометалльных месторождений и Кольской провинции в целом академик Ф.П.Митрофанов был удостоен почетного звания «Заслуженный геолог РФ» (2011), награжден медалью «За трудовое отличие» (1981), орденами Дружбы (1995) и Почета (2006), серебряной медалью РАЕН им. П.Л.Капицы (1998), Государственной премией по науке и технике за 2011 год, премиями РАН имени А.Д.Архангельского (1999) и С.С.Смирнова (2009). Скандинавская ассоциация горнопромышленников, отмечая выдающийся вклад в геологию и металлогению Фенноскандинавии, наградила Ф.П.Митрофанова специальной наградой — «Золотым геологическим молотком» (2007) и Дипломом Почета.

Список статей, опубликованных в журнале «Отечественная Геология» в 2014 г.

Итоги и рекомендации научно-практической конференции «Принципы планирования и разработка предложений по направлениям ГРП по воспроизводству минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов на территории Российской Федерации на 2015—2020 гг.». № 3. С. 3.

Пак В.А. — заместитель Министра природных ресурсов и экологии Российской Федерации — руководитель Федерального агентства по недропользованию

Поздравление с Днем Геолога и 10-летием Федерального агентства по недропользованию. № 2. С. 3.

Попова Т.А., Бычкова И.А., Сухачева Л.Л. К 70-летию Научно-Исследовательского Института Космоаэрогеологических Методов. №1. С. 3.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ

Блинов А.А. О Генетических типах россыпей мелких и тонких частиц золота в речных отложениях. № 5. С. 9.

Коковкин А.А. Новейший этап развития структуры и металлогения Синегорской рудно-магматической системы (Южное Приморье). № 3. С. 5.

Костин А.В., Зайцев А.И. Чуруктинское молибденовое проявление: условия формирования, масштабы, перспективы. № 5. С. 3.

Мигачёв И.Ф. Положение андезитовидных вулканоплутонических поясов в латеральных геоструктурных рядах. № 6. С. 3.

Мигачёв И.Ф., Минина О.В., Звездов В.С. Мезо-кайнозойские вулканоплутонические пояса — новая перспективная медно-порфировая провинция Юго-Западной Чукотки. № 6. С. 12.

Ожерельева А.В., Арифюлов Ч.Х., Арсентьева И.В. Золотосодержащая Ауэрбаховского вулканоплутонического пояса (Северный, Приполярный, Полярный Урал). № 2. С. 4.

Татаринев А.В., Яловик Л.И., Батышев В.Г. Благородно-металлическая рудообразующая система венд-рифейского Селенгино-Витимского зеленокаменного пояса. № 3. С. 17.

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ

Дружинин В.С., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Осипов В. Ю., Брехунцов А.М., Монастырев Б.В., Нестеров И.И., Огнев Д.А. Схема тектонического районирования и оценка нефтегазоперспективности Ново-Портовско-Салехардского района Западно-Сибирской геосинеклизы. № 6. С. 24.

Лурье М.А., Шмидт Ф.К. О возможных путях образования абиогенных компонентов нефти. № 1. С. 13.

Стрыжак В.П., Недосекова И.В. Геологическое строение зоны сочленения северо-восточного склона Украинского щита и южной прибортовой зоны Днепровско-Донецкой впадины в связи с нефтегазосодержанием. № 2. С. 20.

Тихонов А.И., Миронова Н.Е., Яковлев Е.Ю., Осипова С.В. Развитие гипотезы образования Астраханского газоконденсатного месторождения в результате поступления мантийного плюма. № 3. С. 26.

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Андреев А.В., Авилова О.В., Васюков В.Е., Звездов В.С., Минина О.В., Столярченко В.В., Чернов Е.Е. Медно-порфировые проявления Юго-Западной Чукотки и перспективы обнаружения промышленных объектов. № 6. С. 32.

Афанасьев В.П. Миграционные свойства индикаторных минералов кимберлитов в связи с прогнозированием месторождений алмазов. № 4. С. 11.

Барнов Н.Г. Промышленная минерализация рубиноносной зоны месторождения Снежное (Центральный Памир). № 3. С. 59.

Гурьянов В.А., Приходько В.С., Песков А.Ю., Петухова Л.Л., Пересторонин А.Н., Косынкин А.В. Платиноносность никеленосных мафит-ультрамафитов Пристанового коллизионного пояса (юго-восток Сибирской платформы). № 6. С. 48.

Кузнецов В.В., Кудрявцева Н.Г., Галямов А.Л., Кузнецова С.В., Серавина Т.В. Геолого-генетические основы прогноза и поисков колчеданно-полиметаллических месторождений рудноалтайского типа. № 2. С. 30.

Лурье А.М. Источник меди и свинца стратиформных месторождений. № 1. С. 17.

Митрофанов Н.П., Руднев В.В. Состояние и использование минерально-сырьевой базы вольфрама Российской Федерации. № 4. С. 3.

Новрузов Н.А. Особенности распределения ртути в месторождениях колчеданной формации Южного склона Большого Кавказа. № 3. С. 52.

Розулина Л.И., Воропаева Е.Н., Мельников А.В., Карабцов А.А., Анисимова Г.С. Минералогический аспект полигенного оруденения в рудах Березитового золотополиметаллического месторождения (Верхнее Приамурье). № 3. С. 41.

Сейтмуратова Э.Ю., Диаров А.Б., Сайдашева Ф.Ф., Аршамов Я.К., Баратов Р.Т. К обоснованию перспектив выявления крупных эпitherмальных золотосеребряных месторождений в Жонгаро-Балхашской складчатой области (Центральный и Южный Казахстан). № 3. С. 33.

Черепанов А.А. Крупнейшее месторождение графита Союзное (новые данные). № 1. С. 21.

СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

Акулов Н.И., Мащук И.М. Палеоклиматические условия аккумуляции алмазосодержащих отложений в позднем палеозое на северо-востоке Ангарида. № 4. С. 22.

Васильев Д.А., Ивенсен Г.В., Еришова В.Б. Литохимия среднеюрско-нижнемеловых терригенных пород северной части Приверхоанского прогиба. № 5. С. 24.

Гриненко В.С. Проблема границы триаса Юры в складчатом обрамлении востока Сибирской платформы. № 5. С. 19.

Калмыков Н.П. О стратиграфии и фауне раннего плейстоцена Приазовья. № 3. С. 62.

Козьмин Б.М., Имаева Л.П., Имаев В.С. Особенности сейсмостектонических процессов в зоне Илин-Тасского (Абийского) землетрясения 14 февраля 2013 года (Северо-Восточная Якутия). № 5. С. 33.

Кутыгин Р.В., Бяков А.С. О пермских амmonoидеях Охотского региона. № 5. С. 14.

Макошин В.И., Кутыгин Р.В. Биостратиграфия и брахиоподы асельско-сакмарских отложений Кубалахского разреза (низовье р.Лена). № 4. С. 17.

Третьяков Ф.Ф., Прокопьев А.В. Геодинамические критерии формирования тектонических структур района Нежданского золоторудного месторождения (Восточная Якутия). № 5. С. 39.

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Анисимова Г.С., Зайцев А.И., Заякина Н.В. Ультракалийевые породы широкого рудно-россыпного узла Аллах-Юньского металлогенического пояса. № 5. С. 89.

Берёзкин В.И., Кравченко А.А. Минералогия раннедокембрийского Керакского комплекса Алдано-Станового щита. № 5. С. 53.

Гасангулиева М.Я. Петрогеохимические особенности неогенового вулканизма центральной части Малого Кавказа. № 2. С. 45.

Гусев А.И. Щелочные гранитоиды Майорского массива и их потенциальная рудоносность (Горный Алтай). № 1. С. 33.

Зайцев А.И., Олейников О.Б., Опарин Н.А., Алтухова З.А., Бабушкина С.А. Rb-Sr изотопная геохимия и возраст кимберлитов аномалии Tm-04-11 (Хомпу-Майское поле, Центральная Якутия). № 5. С. 64.

Кравченко А.А., Иванов А.И., Прокопьев И.Р., Зайцев А.И., Бикбаева Е.Е. Особенности состава и возраст формирования мезозойских интрузий Тыркандинского рудного района Алдано-Станового щита. № 5. С. 43.

Молотков А.Е., Павлушин А.Д., Смелов А.П., Граханов С.А., Олейников О.Б. Дефектно-примесный состав кристаллов алмаза из отложений Карнийского яруса Северо-Востока Сибирской платформы. № 5. С. 74.

Нестерович Н.В., Косовский Я.А., Наумко И.М., Федоришин Ю.И. Пирокластические пизолиты трапповой формации северо-западной Волыни (Луковско-Ратновская горстовая зона). № 1. С. 41.

Рафиков Я.М., Юсупов Р.Г. Продуктивность и рудоносность раннекаменноугольных пород габбро-перидотит-анортозитового комплекса (Чаткало-Кураминская активная континентальная окраина). № 6. С. 78.

Рященко Т.Г., Штельмах С.И., Белянин П.С., Белянина Н.И., Леснов С.В., Иванов В.В. Микроструктура и геохимические особенности кайнозойских отложений долины р.Сооли. № 4. С. 31.

Савельев Д.Е., Сначев В.И., Князев Ю.Г. Офиолитовая ассоциация Присакмарской зоны (Южный Урал). № 6. С. 67.

Трунилина В.А., Роев С.П. К Петрологии магматических образований Дербек-Нельгесинской рудно-магматической зоны. № 5. С. 80.

Шкодзинский В.С. Величина удельной интенсивности рентгенолюминесценции алмазов как показатель последовательности их кристаллизации в мантии. № 5. С. 69.

Шкодзинский В.С. Происхождение расплавных включений в алмазах и роль докомпрессионного плавления в формировании кимберлитовых магм. № 2. С. 39.

Юричев А.Н. Идарский ультрамафитовый комплекс Восточного Саяна: петрогеохимические особенности и вопросы рудоносности. № 6. С. 56.

ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Никифоров И.А. Гигантская кольцевая структура Сакмарского правобережья. № 2. С. 54.

ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Имаев В.С. Активизация современных сейсмотектонических процессов на западе Олёкмо-Становой сейсмической зоны. № 1. С. 48.

Магомедов Р.А. Дизъюнктивная тектоника и современная сейсмичность территории Восточного Кавказа. № 3. С. 69.

Фатьянов И.И., Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Геодинамические предпосылки развития золотокварцевой с шеелитом и шеелитовой с золотом минерализации в орогенных поясах юга Дальнего Востока России. № 2. С. 67.

Филатова В.Т. Деформационно-магматические структуры северо-востока Балтийского щита: механизмы и динамика их образования. № 2. С. 60.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Абушкевич С.А., Антипов В.С. Космогеологическое картирование термальных источников. № 2. С. 73.

Кох А.А. Палеогидрогеологические реконструкции юрско-меловых отложений западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба. № 2. С. 77.

Сальва А.М. Активизация термоэрозии и термокарста в зоне влияния самотечного канала (Центральная Якутия). № 2. С. 87.

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Козырева Е.А. Влияние техногенеза на геологическую среду: особенности развития экзогенных геологических процессов юга Восточной Сибири. № 4. С. 41.

Куприянова И.И., Кувишинова Л.А., Кувишинова К.А., Клименцова Н.И. Геоэкологическое значение геологических коллекций каменного материала и информационная технология их описания. № 6. С. 87.

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА МИРОВОГО ОКЕАНА

Васильев Б.И., Советникова Л.Н. Древние и континентальные породы в Атлантическом океане. № 6. С. 96.

Голева Р.В., Луговская И.Г., Мельников М.Е. О генезисе «космических шариков» в железомарганцевых рудах Мирового океана. № 1. С. 55.

Куприн П.Н. Геологическое строение шпоры Сула и Молуккского архипелага в Азиатско-Австралийском сегменте континентальной окраины — переходной зоны Тихого океана. № 3. С. 78.

Романовский Н.П., Гурович В.Г., Иволга Е.Г. Япономорская зона перехода континент—океан: петромагнитная характеристика и золотоносность геологических структур. № 1. С. 62.

ДИСКУССИИ

Бакулин Ю.И. Развитие Земли и грядущие(?) глобальные экологические катастрофы. № 1. С. 71.

Воробьёв В.Я., Кононов Ю.С. Еще раз о проблемах нефтегазоносности. № 4. С. 58.

Голоудин Р.И. Рассуждение об организации знания в геологии. № 4. С. 70.

Иванников В.И. Модель имплозии очага землетрясения. № 4. С. 50.

Карпов В.А. О некоторых особенностях связи соле- и нефтегазоаккумуляции. № 4. С. 65.

Лихачёв А.П. Планеты земной группы как твердые остатки (ядра) обычных преимущественно газовых планет, потерявших газовую составляющую при первоначальной вспышке Солнца. № 3. С. 89.

ИЗ РЕДАКЦИОННОЙ ПОЧТЫ

Воробьёва С.В. Факты, запечатленные в каменной летописи Заонежья, и их геологическая интерпретация. № 3. С. 98.

РЕЦЕНЗИИ

Быховский Л.З., Дубинчук В.Т. Биогенное рудообразование. № 1. С. 75.

Ерёмин Н.И., Воробьёв В.И. Актуальное обобщение геологических условий размещения месторождений меди, цинка, свинца в Уральском регионе. № 3.

НОВЫЕ ИЗДАНИЯ

Кременецкий А.А. Адские жаровни. № 6. С. 105.

ХРОНИКА, ИНФОРМАЦИЯ

Бровина А.А. Документальное наследие ученого-геолога П.А.Борисова — исследователя минерально-сырьевых ресурсов Северо-Запада России. № 1. С. 77.

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

80-Летие Григория Степановича Гусева. № 2. С. 97.

85-Летие Евгения Александровича Козловского. № 2. С. 98.

75-Летие Юрия Николаевича Малышева. № 5. С. 94.

70-Летие Григория Анатольевича Машковцева. № 2. С. 95.

Юбилей Наталии Исааковны Назаровой. № 1. С. 80.

90-летие Анатолия Антоновича Шаркова. № 6. С. 106.

Памяти Феликса Петровича Митрофанова. № 6. С. 108.

Памяти Александра Павловича Смелова. № 2. С. 100.