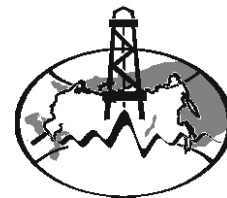


Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

3/2011

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: *Р.В.Добровольская* (зам. главного редактора),
В.И.Казанский, А.А.Кременецкий, Г.А.Машковцев,
Н.В.Милетенко (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, В.И.Ваганов,
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

ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Круподеров В.С., Гарифулин В.А., Куликов Г.В., Рыжов А.А., Спектор С.В.

Перспективы развития системы оперативной оценки напряженно-деформированного состояния земной коры и краткосрочного прогноза землетрясений в сейсмоопасных регионах России

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ

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

Прогнозно-поисковые модели комплексных рудно-магматических систем вулканоплутонических поясов Востока России

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ

Дружинин В.С., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю., Федорова Н.В.

Оценка нефтегазоперспективности Тимано-Печорской плиты с учетом объемной модели верхней части литосферы.

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Арифуров Ч.Х., Ожерельева А.В., Арсентьева И.В., Овсянников М.П., Ганжа Г.Б.

О перспективах черносланцевой золотоносности Восточно-Саянской провинции

Малов Н.Д.

Состояние и перспективы алмазопроисковых работ на Севере Русской платформы.

Дунаев В.А.

Закономерности размещения апатит-франколитового оруденения в Ковдорском рудно-карбонатитовом узле

СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

Гаврилов А.А., Гвоздев В.И.

Геологическое строение, развитие и рудная минерализация ряда островов залива Петра Великого (Южное Приморье) 61

3 *Водолазская В.П., Львов Б.К., Ларин А.О.*

Еще раз о возрасте и генезисе гранитоидов Приполярного Урала. 71

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

13 *Вилор Н.В., Зарубина О.В., Андрулайтис Л.Д., Чуприна Е.В.*

Геохимические индикаторы уходящего поверхностного инфракрасного излучения сейсмоактивных разломов 80

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Виленина Ю.В.

Опыт применения изотопно-геохимических методов для оценки геоэкологической ситуации в зоне воздействия эксплуатируемых россыпей золота 93

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА МИРОВОГО ОКЕАНА

Васильев Б.И., Советникова Л.Н.

Геологическое строение и развитие центральной части Тихого океана 102

Добрецова И.Г., Лайба А.А.

Гидротермальные изменения вмещающих пород глубоководных сульфидных руд Срединно-Атлантического хребта (на примере рудного узла Семёнов) 108

ДИСКУССИИ

Зейлик Б.С.

Тунгусская комета, водородная супер-бомба и проблема космической охраны планеты для сохранения жизни на Земле. 116

Редакция: *Р.В.Добровольская, Т.М.Папеско*
Верстка и оригинал-макет *Н.П.Кудрявцева*

Журнал включен в Реферативный журнал и Базы данных ВИНТИ

Подписано в печать 23.05.2011. Формат 60 88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная.

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

Отпечатано ООО «Арт Медиа Хауз»

Перспективы развития системы оперативной оценки напряженно-деформированного состояния земной коры и краткосрочного прогноза землетрясений в сейсмоопасных регионах России

В.С.КРУПОДЕРОВ, В.А.ГАРИФУЛИН, Г.В.КУЛИКОВ, А.А.РЫЖОВ (Всероссийский научно-исследовательский институт гидрогеологии и инженерной геологии (ВСЕГИНГЕО); 142452, Московская обл., Ногинский район, пос.Зеленый), С.В.СПЕКТОР (ФГУГП «Гидроспецгеология»; 123060, г.Москва, ул.Маршала Рыбалко, д.4)

Рассмотрены первоочередные задачи по дальнейшему совершенствованию системы оценки сейсмической опасности и прогноза землетрясений. Определены мероприятия по повышению информативности наблюдательной сети геодинамического мониторинга, оперативной передачи данных гидрогеоинформационного (ГГД) поля.

Ключевые слова: землетрясение, мониторинг состояния земной коры, геодинамика, сейсмическая опасность.

Круподеров Владимир Степанович, vsegingeo@bk.ru
Гарифулин Владимир Александрович
Куликов Геннадий Васильевич
Рыжов Альберт Алексеевич
Спектор Сергей Владимирович

Perspectives development of system an operating evaluation the tensity crust and short-term the prognosis of earthquakes in seismic hazard regions of Russia

V.S.KRUPODEROV, V.A.GARIFULIN, G.V.KULIKOV, A.A.RYZHOV, S.V.SPEKTOR

Considered the prime problems on further perfecting a evaluation system an of seismic danger and prognosis of earthquakes. Determined the measures on increase information of geodynamic monitoring, operating transfer data Hydrogeodeformation (HGD) field of the Earth.

Key words: earthquake, monitoring of a condition of earth crust, geodynamics, seismic danger.

В Концепции национальной безопасности Российской Федерации, утвержденной Указом Президента РФ от 17 декабря 1997 года № 1300, отмечается, что защита личности, общества и государства от чрезвычайных ситуаций природного характера и их последствий является важной составляющей национальных интересов России [5].

Содержание и состав мероприятий по государственному регулированию проблемы прогнозирования опасных геологических процессов регламентируется в России федеральными законами «О недрах» и «О защите населения и территорий от чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера». Поэтому создание системы по обеспечению сейсмической безопасности для сведения к минимуму катастрофических последствий от сильных землетрясений является чрезвычайно важной задачей. Для достоверной оценки геодинамической обстановки и сейсмической опасности, как показали результаты многолетнего ведения мониторинга ГГД поля, необходим высоко информативный комплекс непрерывных гидрогеодинамических, геофизических, газо-

гидрогеохимических и термодинамических наблюдений. В научном и научно-методическом плане основная задача исследований заключается в установлении закономерностей формирования напряженно-деформированного состояния земной коры в каждом сейсмоактивном регионе, выявлении связи между сейсмотектонической деформацией и геотектоникой. При решении этой сложной задачи, как показала практика, наиболее эффективным оказался мониторинг ГГД поля, выполняемый организациями Федерального агентства по недропользованию, и обеспечивающий непрерывность наблюдений за изменениями напряженно-деформированного состояния земной коры в режиме реального времени. Разработке технологии ведения мониторинга ГГД поля послужили, выполненные в 70—80-х годах прошлого столетия комплексные исследования [2, 3].

Дальнейшее повышение эффективности геодинамического мониторинга с целью оперативной оценки сейсмической опасности для населения, а также для промышленных и гражданских объектов в Российской Федерации может быть обеспечено на основе:

1. Повышения информативности наблюдательной сети ГГД мониторинга, наблюдательных пунктов геофизического и газогидрогеохимического мониторингов.

2. Передачи результатов измерений параметров ГГД поля, геофизических и газогидрогеохимических полей с наблюдательных пунктов в центры их обработки и анализа с помощью современных средств сотовой связи.

3. Создания геолого-структурной и сеймотектонической картографической основы, отражающей блоковую делимость земной коры, необходимой для оценки геодинамической обстановки и сейсмической опасности по данным мониторинга ГГД поля, геофизических и газогидрогеохимических полей.

4. Создания постоянно действующих геодинамических моделей сейсмоопасных регионов России с различными геодинамическими режимами для достоверной оценки геодинамической обстановки и сейсмической опасности.

5. Комплексного анализа результатов мониторинга ГГД поля, геофизических и газогидрогеохимических полей.

6. Оценки геодинамической обстановки и сейсмической опасности по энергетическим параметрам и векторам напряжений ГГД поля.

7. Оперативного информационного обмена с организациями, выполняющими геодинамический мониторинг на сопредельных территориях с Российской Федерацией.

Повышение информативности наблюдательной сети ГГД мониторинга. Информативность региональной наблюдательной сети ГГД мониторинга о напряженно-деформированном состоянии геологической среды и развитии процессов сеймотектонической активизации обеспечивается обязательным выполнением следующих условий, при ее организации и эксплуатации:

размещением наблюдательных пунктов региональной сети ГГД мониторинга с учетом блоковой делимости земной коры и выбором для наблюдения за режимом подземных вод наиболее информативных водоносных горизонтов;

своевременным сервисным обслуживанием наблюдательных пунктов, обеспечивая профилактику их технического состояния и обустройство (ремонт скважины, метрологическая поверка измерительной аппаратуры и ее своевременная замена);

установкой датчиков температуры и электропроводности подземных вод в фильтровой части наблюдательной скважины, оборудованной обсадной колонной или установкой гирлянд термодатчиков в скважинах с открытым стволом.

Размещение наблюдательных пунктов региональной сети ГГД мониторинга. Задача, которая требует первоочередного решения, заключается в размещении наблюдательных пунктов региональной

сети с обязательным учетом особенностей структурно-тектонического строения сейсмоактивного района с выбором наиболее информативного водоносного горизонта к геодинамическим процессам.

При рассмотрении геологических факторов, контролирующих подготовку землетрясений, выделяются два основных вида геологических процессов: 1) процессы, обеспечивающие взаимное смещение блоков земной коры; 2) процесс смещения группы блоков в едином направлении, вызывая быстрое перемещение зоны напряженного состояния. Например, процесс перемещения зоны сжатия пород в районе г.Абакан на 360 км на запад, который зафиксирован по данным мониторинга ГГД поля (рис. 1). Отметим, что 5—20 апреля 2010 г. в окрестностях Алтае-Саянского региона произошло 10 слабых землетрясений магнитудой от 2 до 3,8, а 20—25 апреля землетрясений не наблюдалось. Таким образом, сформировавшаяся зона сжатия привела к проявлению слабых землетрясений (см. рис. 1).

Структурные блоки в регионе в периоды сеймотектонических активизаций могут испытывать разные геодинамические напряжения. Одни блоки при

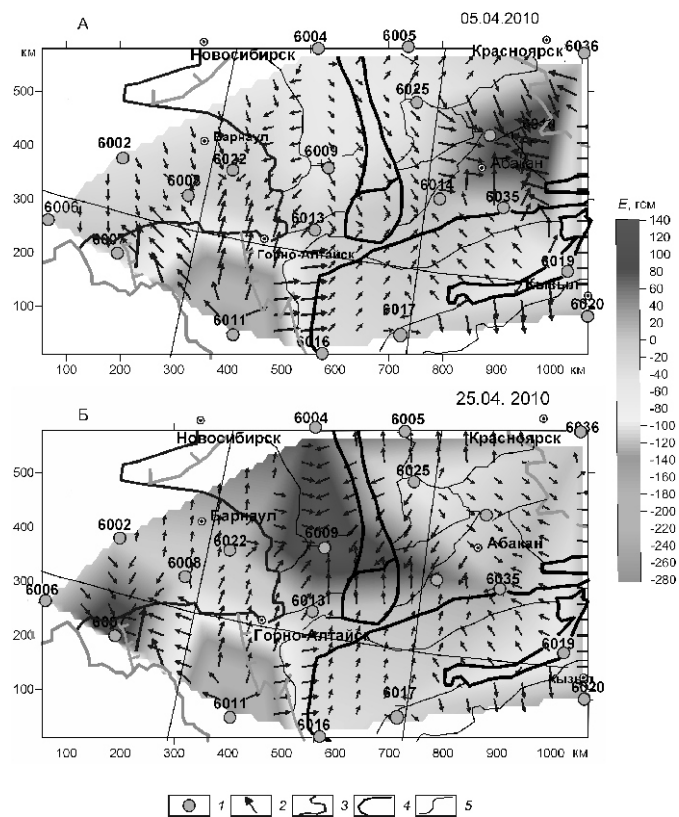


Рис. 1. Изменение гидрогеодеформационного поля потенциальной энергии подземных вод в наблюдательных скважинах Алтае-Саянского региона в апреле 2010 г.:

А — 05.04.2010; Б — 25.04.2010; 1 — наблюдательный пункт и его номер; 2 — вектор напряженности ГГД поля; границы: 3 — разломная и надвига, 4 — крупных и 5 — прочих тектонических структур

этом группируются, находясь примерно в одинаковом напряженно-деформированном состоянии с единым вектором возрастания геодинамических напряжений (напряжения-сжатия), другие могут оставаться в совершенно ином состоянии, слабо реагируя на сейсмотектоническую активизацию региона, или это реагирование проявляется в развитии процессов напряжения-растяжения (разуплотнения). Получение информации в периоды сейсмотектонической активизации о формирующихся границах, разделяющих блоки или группы блоков с различными энергетическими параметрами и векторами геодинамических напряжений, чрезвычайно важно для оценки сейсмической опасности. Векторами напряженности (см. рис. 1) показаны блоки (зоны) находящиеся в разной стадии напряжений. Отметим, что длина и направление векторов указывает на интенсивность и направление напряженности ГГД поля. В данном случае, как видно, не на всех даже крупных структурных блоках земной коры в Алтае-Саянском регионе имеются наблюдательные пункты ГГД мониторинга. Необходимым условием для повышения геодинамической информативности наблюдательной сети ГГД мониторинга является наличие наблюдательного пункта в каждом крупном структурно-тектоническом блоке.

Недостаточное число наблюдательных пунктов, их отсутствие даже в крупных структурных блоках (Байкальский регион и особенно Дальневосточный сейсмоактивный регион), приводит к низкой обоснованности оценки геодинамической обстановки и сейсмической опасности. В этих регионах по оценке авторов необходимо дополнительно создать 40—50 наблюдательных пунктов ГГД мониторинга.

Геодинамическая информативность наблюдательных пунктов региональной сети ГГД мониторинга зависит как от технического состояния наблюдательной скважины, так и рабочего состояния измерительного комплекса. В связи с этим предусмотрены требования обязательного сервисного обслуживания наблюдательной сети ГГД мониторинга. Для этого ВСЕГИНГЕО были разработаны регламенты по оценке тензочувствительности действующей наблюдательной сети ГГД мониторинга к развитию сейсмотектонических процессов; контролю технического состояния наблюдательных скважин, обустройства пунктов наблюдательной сети ГГД мониторинга и метрологической поверки измерительных комплексов. В действительности, выполнение требований обязательного сервисного обслуживания наблюдательных пунктов (восстановление работоспособности скважины) часто осложняется отсутствием, предусмотренных для этих целей, денежных средств.

Температурный режим и электропроводность подземных вод. В сейсмоактивных районах России уже многие годы ведутся наблюдения за температу-

рой и электропроводностью подземных вод, показавшие высокую геодинамическую информативность. Поэтому одной из задач (на ближайшую перспективу) по повышению информативности мониторинга ГГД поля является разработка методики оценки геодинамической обстановки по оперативным данным наблюдений за температурой и электропроводностью подземных вод.

Анализ результатов наблюдений за температурным режимом подземных вод и их электропроводностью в обсаженных трубами наблюдательных скважинах указывает на необходимость установки датчиков измерения этих параметров в фильтровой части наблюдательной скважины (или в призабойной зоне при отсутствии фильтра). Связано это с тем, что датчики температуры, установленные не в призабойной (фильтровой) части скважины, а в ее верхней части, обсаженной трубами, не содержат какой-либо полезной информации о геодинамических процессах. Те же требования относятся и к установке датчиков измерения электропроводности подземных вод.

В наблюдательных скважинах с открытым стволом (без обсадных колон) желательна установка гирлянд с датчиками температуры и электропроводности подземных вод на различных глубинах с целью изучения геодинамических процессов.

Наблюдения за температурой подземных вод являются высокоинформативными (рис. 2, А и Б), если датчики установлены существенно ниже «нейтрального слоя», как это сделано в Алтае-Саянском регионе. Зоны отклонения температур от среднесного значения, обусловленные проявлением геодинамических процессов — сжатия и разуплотнения пород показаны на рис. 2. Установленные датчики температур, позволяют измерять температуру с точностью до 0,01—0,02 С, поэтому зарегистрированная с 5 по 25 апреля 2010 г. существенная перестройка температурного поля является достоверной и информативной. На 5 апреля практически по всему Алтае-Саянскому региону отмечается существенное снижение температуры пород относительно их среднесного значения. В зоне сжатия (см. рис.1) на 25 апреля наблюдается повышение температуры за счет поступления более теплых вод из нижележащих водоносных горизонтов.

Зона слабых температурных отклонений от среднесного значения, и зона значительного снижения температур отмечена на рис. 2, А. Следует подчеркнуть, что в структурных блоках юго-западной части региона (Алтайский и Ануйско-Катунский вулканотектонические блоки), испытывающих сжатие на 25 апреля, наблюдалось определенное снижение температур непосредственно в зоне надвига Алтайской вулканотектонической дуги.

Передача результатов измерений параметров ГГД поля. Система оперативной передачи данных геодинамических мониторингов с наблюдатель-

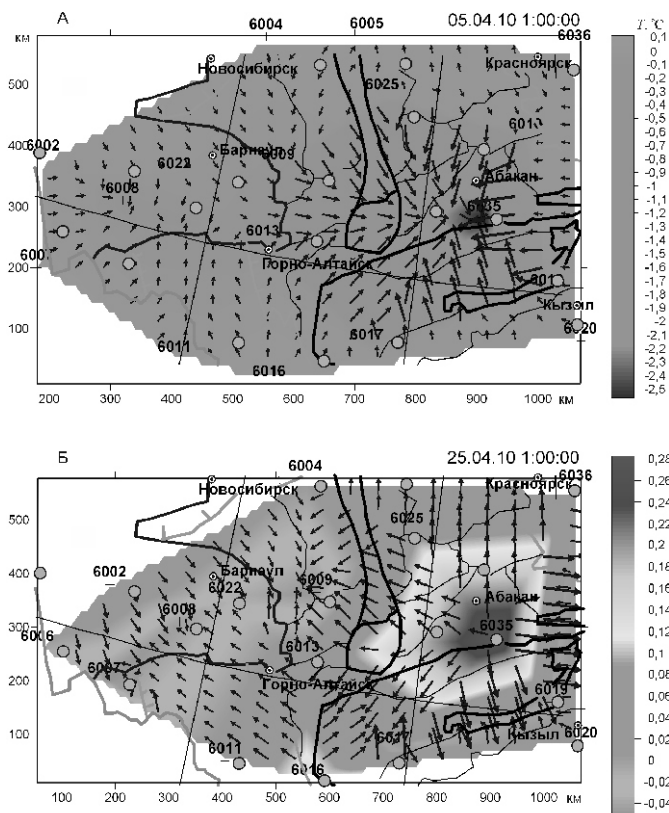


Рис. 2. Отклонение температуры от среднегогодевного значения (за 4 года) в различных частях водоносного горизонта Алтае-Саянского региона:

А — 05.04.2010; Б — 25.04.2010; см. услов. обозн. к рис. 1

ных пунктов в центры их обработки и анализа. Вопросы оперативной передачи данных в центры обработки полностью еще не решены. В последние годы, благодаря вниманию Роснедра и усилиям научных и геологических организаций (в первую очередь ВСЕГИНГЕО, «Гидроспецгеология», «Кавказгеолсъемка» и др.) этот вопрос существенным образом меняется. В ФГУПП «Гидроспецгеология» готовится к пуску в опытную эксплуатацию *Единая интегрированная информационная система ГГД мониторинга*. При создании системы на пунктах наблюдения ГГД мониторинга были установлены специально изготовленные автоматизированные телеметрические комплексы (тип «Логгер» — на западе Российской Федерации и тип «Кедр» — в восточных регионах страны). К настоящему времени автоматизировано 80 пунктов наблюдений. Это дает возможность на основании оперативной обработки данных ГГД мониторинга в экспериментальном порядке в режиме реального времени разрабатывать реальные прогнозы активизации сейсмогеодинамических процессов в Алтае-Саянском регионе и на Северном Кавказе. Для продолжения и развития этих экспериментов необходимо расширить сеть автоматизирован-

ных пунктов наблюдений, повысить надежность их функционирования. Пока особенно трудно поддается автоматизации телеметрия газогидрогеохимических и некоторых геофизических показателей.

Создание геолого-структурной и сеймотектонической картографической основы для оценки геодинамической обстановки и сейсмической опасности по данным мониторинга ГГД поля. Как отмечал М.А.Садовский [10], Земля в целом и составляющие ее подсистемы (литосфера, земная кора, блоки и др.) представляют собой открытые термодинамические системы разных рангов, обменивающиеся веществом и энергией с окружающей средой, которой свойственна иерархическая неоднородность, энергетическая активность, нелинейность и нестабильность.

Для эффективного применения методики оценки геодинамической обстановки и сейсмической опасности по энергетическим параметрам и векторам напряжений ГГД поля Земли крайне необходима соответствующая геолого-тектоническая и сеймотектоническая основа, которая может быть составлена на основе анализа и обобщения результатов глубинных геолого-геофизических исследований. Такая картографическая основа необходима также для выбора наиболее информативных мест расположения наблюдательных пунктов ГГД поля и для выполнения детального сейсмического районирования.

В сейсмоопасных регионах России к настоящему времени выполнены значительные объемы геолого-геофизических работ, в процессе которых решены следующие задачи:

- проведение детальных исследований глубинной тектонической структуры и физических свойств областей очагов сильных землетрясений и вмещающих их сейсмогенных зон (параметризация сейсмичных сред);

- выполнение интерпретации геолого-геофизических данных с геодинамических позиций (на основе имитационных реологических моделей);

- выявление геологических и геофизических (общих и местных) критериев сейсмичности для различных типов структурно-вещественной обстановки путем пространственной увязки сейсмогенерирующего объема с конкретными геоструктурными элементами земной коры;

- проведение специализированных комплексных съемок активных разломов, сейсмогенных линейментов, тектонических узлов, структур центрального типа и других динамически активных элементов земной коры с целью подготовки площадей для мониторинга землетрясений;

- составление общего перечня установленных устойчивых и вероятностных факторов сейсмической опасности и других аномальных геодинамических явлений, возникающих при взаимодействии эндогенных, экзогенных, техногенных процессов и наложенных эффектов природной цикличности.

Для решения перечисленных задач широко использовались уже имеющиеся и создаваемые базы данных геоинформационной системы Министерства природных ресурсов и экологии (МПРЭ) России, базы данных специализированного банка сейсмологической информации Института физики Земли (ИФЗ РАН).

Существующие базы данных МПРЭ России содержат огромное количество фактического материала по глубинному строению осадочного слоя, консолидированной земной коры и верхней мантии. Необходима разработка общей концепции и конкретных методических процедур, в т.ч. доработка программных средств, для геодинамического анализа и тематического картографирования сейсмоопасных регионов. На базе существующих геотраверсов ГСЗ—МОВЗ была разработана методика такого анализа и показана возможность получения информации о полях избыточных тектонических напряжений. Практические шаги в этом направлении были сделаны в ФГУП ЦРГГИ ГЕОН им.В.В.Федынского в процессе выполнения научно-исследовательских работ «Разработка технологий мониторинга сейсмогеодинамических процессов» (1999).

Полученные материалы о связи сейсмичности с разнотипными и разноглубинными структурами обосновывают необходимость реализации принципа послойного (поэтажного) сейсмического районирования и прогнозирования. Сейсмическое районирование должно быть привязано к глубинам очагов землетрясений. Поэтому целесообразно при составлении карт сейсмогенных зон или зон возможных очагов землетрясений давать их контуры в поэтажном изображении.

Для создания сейсмогеодинамической основы, обеспечивающей успешное выполнение оперативной оценки сейсмической опасности по данным мониторинга ГГД поля и мониторингов геофизических полей необходимо:

установить сейсмогеодинамические особенности земной коры и верхней мантии в сейсмоактивных регионах, отражающие положение и рельеф основных сейсмических границ, скоростную структуру среды, наличие активных разломных зон, участков аномалий волнового поля, параметров повышенного поглощения и других динамически активных элементов геологического разреза;

создать глубинную геолого-геофизическую модель земной коры и верхней мантии в виде разрезов и схем как основы карты сейсмотектонического районирования масштаба 1:500 000;

разработать геолого-геофизические модели очаговых зон землетрясений с использованием материалов геолого-геофизических и сейсмологических исследований.

Создание постоянно действующих геодинамических моделей сейсмоопасных регионов России.

Необходимым и чрезвычайно трудным является решение главной проблемы — проблемы создания геодинамической модели для автоматизированного анализа огромных массивов данных наблюдений, оперативной оценки геодинамической обстановки и сейсмической опасности.

Наиболее объективное распознавание образов геодинамических ситуаций по данным ГГД поля и совокупности геофизических параметров может быть осуществлено с помощью постоянно действующих геодинамических (ПДГ) моделей, созданных на основе огромного массива данных многолетних наблюдений. При этом геодинамическая модель каждого сейсмоактивного региона должна, прежде всего, отражать его геодинамический режим (коллизийный, рифтовый, субдукционный).

Постоянно действующие геодинамические модели должны обеспечить автоматический предельно быстрый анализ информации, поступающей с наблюдательных пунктов в режиме реального времени. Они должны быть способны вначале научиться анализировать прошлое и лишь после этого анализировать новые получаемые данные [12]. Для этого во ВСЕГИНГЕО создан автоматизированный банк данных многолетнего ведения мониторингов ГГД поля и геофизических полей.

В связи с тем, что геология и гидрогеология как экспериментальные науки развиваются от уровня эмпирических обобщений до уровня теоретически обоснованных объяснений, модели, основанные на использовании уравнений регрессии и функций переноса, стали инструментом для выработки достаточно адекватных прогнозов поведения конкретных объектов. Цель создания большинства геодинамических и гидрогеологических моделей — выработка прогноза поведения природной системы в будущем. Для оперативной оценки геодинамической обстановки и прогноза землетрясений по данным ГГД мониторинга следует предусматривать моделирование сценариев структурного перестроения ГГД поля (на различных этапах геодинамической активизации) с определением периодов его реконструкции при изменении напряженно-деформированного состояния недр. При этом сопоставление результатов моделирования с фактическими сейсмологическими данными (проявлением сейсмических событий) лучшим образом отвечает на вопрос о качестве заложенной в модель информации.

Фактический материал, который следует привлекать для построения таких моделей, должен быть получен из самых различных источников. Должны учитываться прежде всего особенности геолого-тектонического строения, гидрогеологических условий региона, а также техногенное воздействие на геологическую среду. Критерием оптимальности геодинамической модели, которая может быть использована для оценки геодинамических ситуаций, служит минимум

ошибок, связанных с отказами в распознавании диагностируемых образов. Для этого осуществляется поиск оптимальных сочетаний информативных показателей, входящих в сложные признаки («активные»), дающие качественные результаты при диагностировании геодинамической обстановки. Из показателей ГГД поля в ряду «активных», например, может быть показатель, характеризующий условия аккумуляции сейсмической энергии, ее перераспределения между структурными блоками, а так же изменение барометрического коэффициента во времени и пространстве.

Геологическую среду следует рассматривать в динамике. Структура и внутреннее взаимодействие в системе наилучшим образом описывается имитационной моделью, которая допускает вмешательство в ее работу на любом этапе моделирования, перестройку, вставку, устранение или замену отдельных блоков модели без существенной перестройки остальных. Эти модели должны быть постоянно действующими, созданными на основе ретроспективного анализа результатов многолетнего ГГД мониторинга, мониторингов геофизических и газогидрогеохимических полей. Они смогут обеспечить возможность изучения геодинамической зональности сейсмоактивных территорий (выявления зон накопления, транзита и разгрузки сейсмической энергии).

Постоянно действующие геодинамические модели сейсмоактивных регионов дадут возможность оценивать геодинамическое состояние недр, следить за развитием процессов накопления и разрядки сейсмической энергии, в итоге более достоверно оценивать степень сейсмической опасности. Подобные модели обеспечат также возможность разработки оптимальной схемы размещения наблюдательных пунктов ГГД мониторинга и наблюдательных пунктов за геофизическими полями, выбора сейсмически более информативных гидрогеологических объектов (водоносных горизонтов) для непрерывного слежения за развитием процессов подготовки сильных землетрясений.

Для эффективного использования ПДГ моделей должны быть разработаны: 1) методика автоматического рангового распознавания геодинамической ситуации; 2) программное обеспечение автоматизированного построения аналитической картографической основы для оценки геодинамического состояния недр.

К настоящему времени на основании результатов многолетнего ГГД мониторинга созданы предварительные гидрогеодеформационные модели сейсмоактивных регионов с разными типами геодинамического режима (коллизионный, рифтовый, субдукционный). Установлены региональные зоны накопления, транзита и разгрузки сейсмической энергии в Северокавказском регионе [6].

Комплексный (сопряженный) анализ результатов мониторинга ГГД поля, геофизических и газогидрогеохимических полей. К настоящему времени

выполнены значительные работы по созданию гидрогеодинамической, гидрогеохимической и геофизической основы непрерывного слежения за геодинамическим состоянием земной коры в сеймоопасных регионах России для краткосрочного прогноза землетрясений. Выполняется разработка новых методов анализа ГГД информации и комплексного анализа данных мониторингов ГГД поля и геофизических полей для оценки геодинамической обстановки.

Для рационального комплексирования мониторинга ГГД поля и мониторинга геофизических полей с целью повышения достоверности оценки геодинамической обстановки и сейсмической опасности необходимо прежде всего устранить выявленные недостатки при выполнении геофизического мониторинга. Проведенным анализом результатов мониторинга за геофизическими полями установлено, что:

нет единых требований на применяемую геофизическую аппаратуру для выполнения мониторинга;

при геофизическом мониторинге наземными методами электроразведки применяются разнотипная аппаратура и методы исследований;

частота наблюдений не стандартизирована и в различных регионах наблюдения проводятся с частотой от 2—4 раз в месяц — до ежечасных измерений;

не выработаны критерии оценки чувствительности геофизических методов к изменению напряженного состояния пород.

Применяемая аппаратура при ведении геофизического мониторинга должна иметь средства поверки и эталоны измеряемой величины. Для оценки чувствительности аппаратуры должен использоваться внешний эталон, например, ее реакция на изменение поля силы тяжести, обусловленное влиянием Луны и Солнца. Наблюдения должны проводиться ежечасно. В этом случае представится возможность выполнения сопоставительного анализа данных геофизического мониторинга и мониторинга ГГД поля. Опыт обработки данных показывает, что для выявления высокочастотных вариаций напряженно-деформированного состояния недр интервал измерений 1 раз в час при сейсмической активизации бывает недостаточным. Поэтому в этих условиях рекомендуется повышать частоту измерений.

Для обеспечения непрерывных геофизических наблюдений необходима разработка специализированной аппаратуры, позволяющей проводить наблюдения в автоматическом режиме и оперативно передавать данные в центры их обработки по сотовой или космической связи.

Оценка геодинамической обстановки и сейсмической опасности по энергетическим параметрам и векторам напряжений ГГД поля. В настоящее время на основании непрерывных наблюдений организационно Роснедра за геодеформационным режимом подземных вод и динамикой структурной перестройки ГГД

поля в сейсмоактивных регионах России достаточно успешно прогнозируется время проявления землетрясения [4]. Основным недостатком действующей системы прогноза, резко снижающий ее геологическую эффективность, связан с тем, что до настоящего времени не решена задача определения места проявления прогнозируемого сейсмического события и его силы.

Разработанная в последние годы во ВСЕГИНГЕО методика оценки геодинамической обстановки и сейсмической опасности по энергетическим параметрам и векторам напряжений ГГД поля Земли [7] дала возможность подойти к решению этой сложной задачи. При охвате наблюдательной сетью всех основных геологических структурных блоков земной коры в пределах сейсмоактивного региона, удастся получить информацию об энергетическом обмене между блоками и по векторам напряжений, определить наиболее вероятное место проявления сильного землетрясения (рис. 3).

Начиная с 5 сентября 2009 г. (см. рис. 3, А) существовала область разнонаправленных векторов напряжений в восточной части Северного Кавказа на линии Владикавказ—Грозный. Векторы переноса кинетической энергии на этот период были направлены в разные стороны (на север—восток и юг—запад) от сейсмоактивного субширотного разлома разделяющего Мектебский и Предкавказский краевой прогибы. Кинетическая энергия ГГД поля в окрестности линии Владикавказ—Грозный имела небольшие значения максимально около 0,2 мкДж в окрестности наблюдательного пункта 3016. Векторы переноса кинетической энергии практически перпендикулярны этой линии Владикавказ—Грозный. В районе Ставропольского свода и западнее его векторы переноса энергии направлены на северо-запад.

Очаг повышенных значений кинетической энергии в районе наблюдательного пункта 3016 (см. рис. 3, Б) начал формироваться к 22 часам 6 сентября. Максимальное значение кинетической энергии в очаге на этот период времени составляло около 0,45 мкДж, что на 0,2 мкДж больше, чем 5 сентября. Векторы переноса кинетической энергии стали однонаправленными в сторону пункта 3016 и, как оказалось впоследствии, они указывали на будущий очаг землетрясения.

Кинетическая энергия вблизи наблюдательного пункта 7 сентября увеличилась до 0,9 мкДж (см. рис. 3, В). Землетрясение в Южной Осетии магнитудой 6,1 произошло в 23 часа по Гринвичу. В это время окрестность повышенных значений кинетической энергии имела наибольшие размеры, а направление векторов переноса энергии осталось по сравнению с 6 сентября тем же и как свершившийся факт указывало на очаг землетрясения. Энергетическая ситуация в окрестностях Ставропольского свода и западнее его осталась практически неизменной.

В течение двух суток (7—9 сентября) наблюдались афтершоки (см. рис. 3, Г) магнитудой 4—5, при этом

размер очага оставался неизменным и лишь после 15 сентября стал уменьшаться в размерах, при одновременном уменьшении максимума кинетической энергии до фоновых значений 0,1—0,15 мкДж.

Таким образом, можно констатировать, что векторы переноса кинетической энергии указывают именно на ту область, где наиболее вероятно ожидать проявление сейсмического события, а максимальное значение в области увеличения кинетической энергии, превышающее фоновые значения в 2—3 раза, на близость наступления опасного сейсмического события за 3—4 дня. Обычно после землетрясения эта область разнонаправленных векторов напряжений исчезает и наступает спокойная сеймотектоническая обстановка.

Анализ условий формирования и эволюции ГГД поля по энергетическим параметрам и векторам напряжений позволил принципиально по-новому понять процессы, протекающие в подземной гидросфере. Вся информация ГГД поля в настоящее время рассматривается в некотором временном аспекте, т.е. как переменный параметр в значительной степени являющийся функцией напряженно-деформированного состояния недр.

Прогноз сейсмических событий по данным мониторинга ГГД поля, основанный на анализе тренда точек бифуркации и соответствующих им аттракторов. Многообразие процессов, одновременно протекающих в земной коре, сложенной геолого-тектоническими блоками различных размеров и свойств, проявляется в ее самоорганизации, возникновении у нее новых свойств. Теория катастроф дает универсальный метод исследования всех скачкообразных переходов, разрывов, внезапных качественных изменений. Она применяется при исследованиях различных объектов, в т.ч. в геологии и гидродинамике. Катастрофы — это скачкообразные изменения, возникающие в виде внезапного ответа системы на плавное изменение внешних условий [1].

Графики режима подземных вод, построенные по данным мониторинга ГГД поля, отражают общие черты скачкообразного изменения состояния геологической среды, когда устойчивый геодинамический режим скачкообразно переходит в неустойчивый. При этом в момент перехода скорость конвергенции геологической системы бесконечно велика. В связи с этим трудно заблаговременно точно предсказать время проявления сейсмического события, потому что, когда признаки становятся заметными, скорость его приближения резко возрастает.

После того как параметр, определяющий состояние геологической среды (когда она уходит со стационарного режима скачком и перескакивает на иной режим движения), прошел через бифуркационное значение, зарождается новый цикл — геологическая система переходит в автоколебательный режим. Зарождение нового цикла в момент проявления деформационных

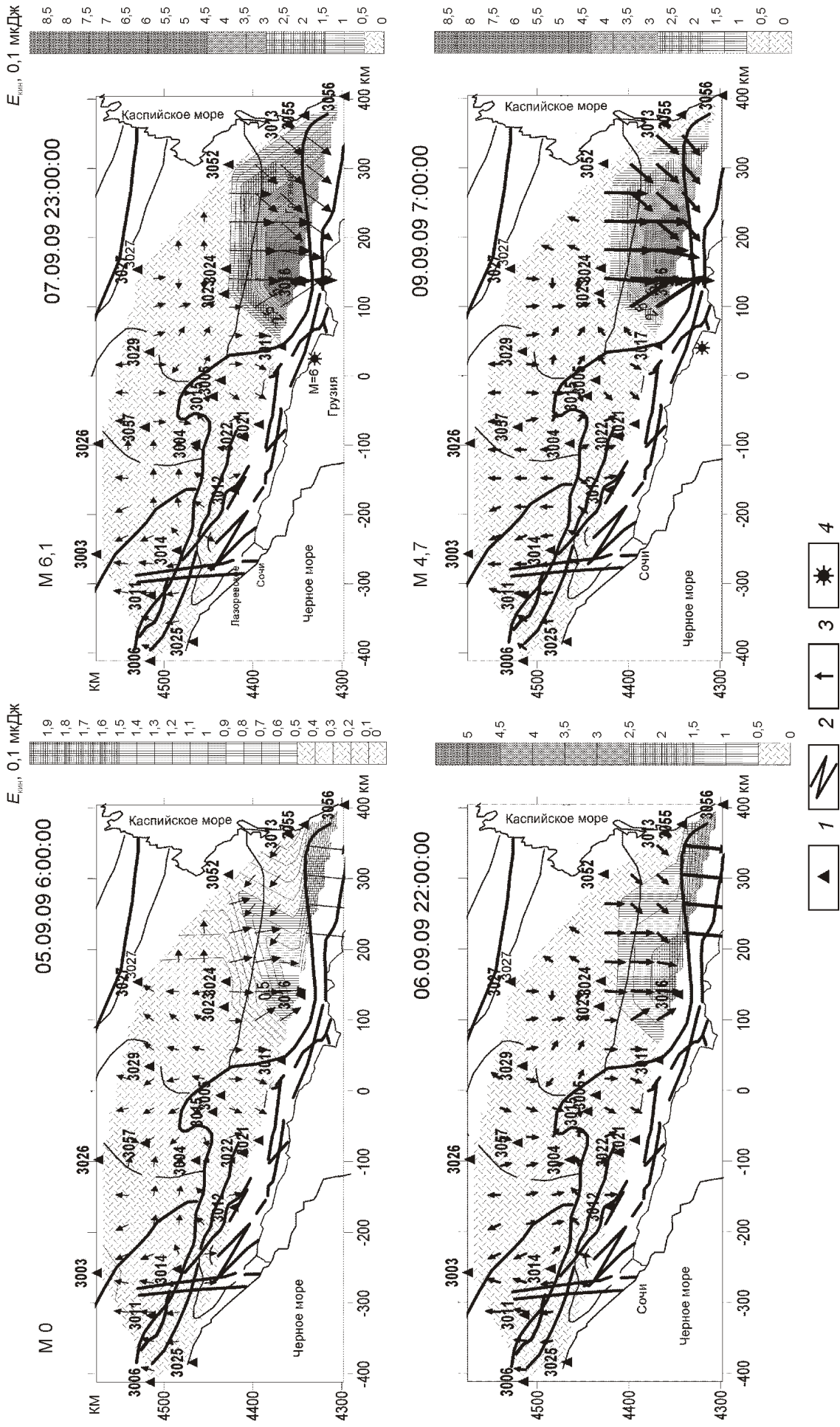


Рис. 3. Изменение кинетической энергии столба воды в скважинах Северо-Кавказского региона 05—09.09.2009 г.:

распределение энергии: А — 05.09.2009; Б — 06.09.2009; В — 07.09.2009; Г — 09.09.2009; Г — 09.09.2009; Г — наблюдательный пункт и его номер; 1 — главные разломы и надвиги; 3 — вектор переноса кинетической энергии; 4 — местоположение землетрясения; см. услов. обозн. к рис. 1

процессов в земной коре отчетливо отражается в гидродинамическом режиме подземных вод.

На рис. 4 видно, что геологическая среда (система) еще не успела окончательно выйти на стационарный режим после деформации, как уже начался новый процесс дестабилизации, вызванный новым проявлением деформаций в земной коре, т.е. начался новый цикл. По результатам мониторинга ГГД поля волновой фронт, обусловленный переходом системы в новый режим, проявляется в наблюдательных пунктах не одновременно, а с определенным запозданием в зависимости от их удаленности от очага землетрясения. Это дает возможность определить скорость прохождения волнового фронта и по данным мониторинга ГГД поля ориентировочно установить наиболее вероятное место зарождения очага будущего сейсмического события.

Так, при анализе результатов мониторинга ГГД поля на Северном Кавказе при развитии деформационных процессов, предворяющих землетрясение (11 октября 2008 г., $M 5,7$, $H 10$ км) в Щелковском районе Чеченской республики, скорость прохождения волнового фронта составила около 30 км в сутки.

Перспективным, как показали результаты наблюдений, является прогноз времени проявления землетрясения по данным мониторинга ГГД поля, основанный на анализе тренда точек бифуркаций и соответствующих им аттракторов. Время проявления сейсмического события достаточно уверенно прогнозируется по аттракторам, проведенным по точкам, характеризующим экстремумы напорного режима подземных вод.

Отметим, что под точкой бифуркации понимается критическое значение времени и конкретного местоположения землетрясения — координаты землетрясения, при которых (время и координаты) тектоническая обстановка выходит из положения равновесия. Совокупность точек бифуркаций, расположенных на одной линии, образует аттрактор.

Анализ аттракторов уже на протяжении нескольких лет проводится В.Г.Сибгатулиным при обработке длительных рядов магнитуд землетрясений [11], а анализ аттракторов по данным мониторинга ГГД поля проводится во ВСЕГИНГЕО. В обоих случаях анализы по разным показателям как по магнитудам прошедших землетрясений, так и по данным мониторинга ГГД поля, дают одинаковые результаты. На основании этого по аттракторам ГГД поля можно уверенно прогнозировать время проявления землетрясения с точностью до 2—3 дней.

По регистрации времени прохождения волнового фронта через наблюдательные скважины, расположенные в различных структурных блоках региона, можно, как уже было показано, установить примерное место проявления землетрясения.

Таким образом, используя каталог зарегистрированных землетрясений, по методу В.Г.Сибгатулина

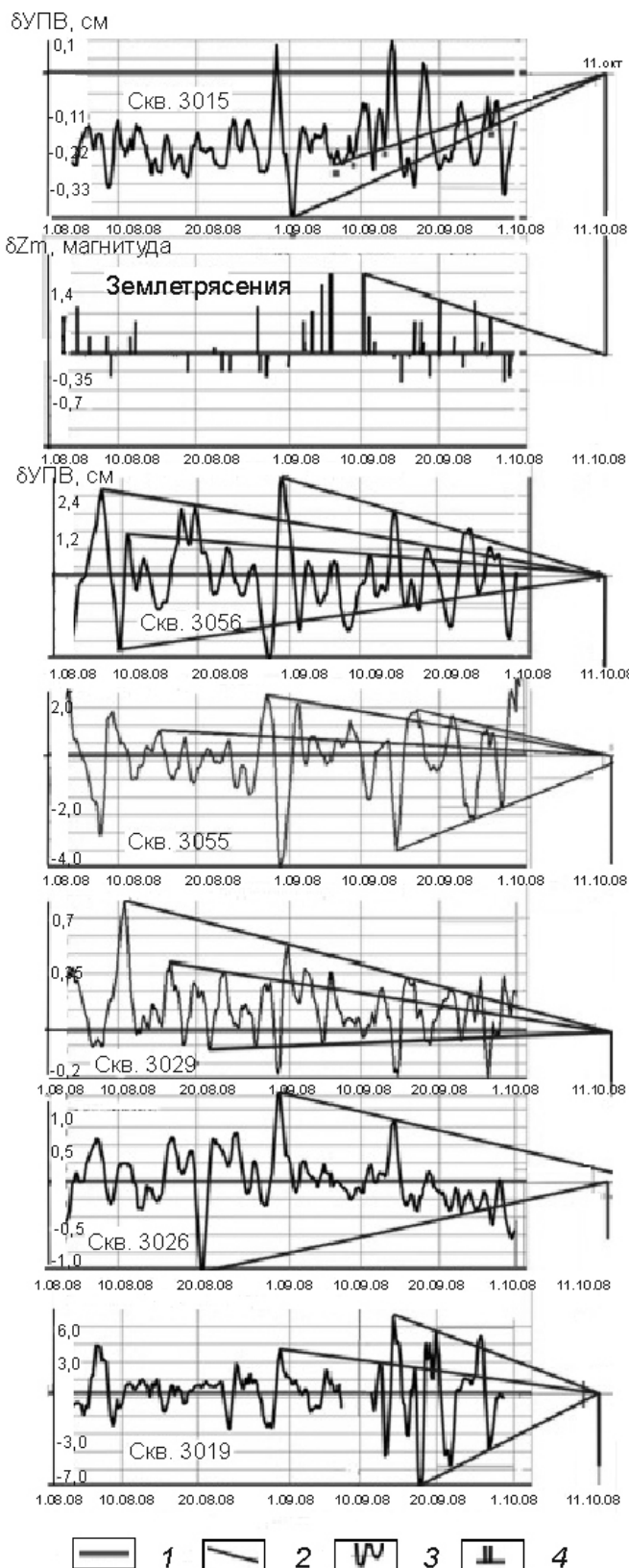


Рис. 4. Пример анализа возможности прогноза землетрясения 11.10.2008 г. в Чеченской республике:

1 — линия среднееголетних значений уровня подземных вод; 2 — аттракторы; 3 — изменение значений уровня подземных вод с периодом колебаний 2—3 дня; 4 — отклонение магнитуд землетрясений от среднееголетнего значения

удается определить время и магнитуду предстоящего землетрясения, а по данным мониторинга ГГД поля (метод ВСЕГИНГЕО) время и ориентировочно место землетрясения. Объединяя возможности этих методов можно значительно повысить обоснованность оперативных прогнозов землетрясений. Следует отметить, что в настоящее время методика ВСЕГИНГЕО пока находится в стадии опытного применения. Она требует дальнейшего апробирования по данным многолетнего мониторинга ГГД поля в Северокавказском, Байкальском, Алтае-Саянском и Дальневосточном сейсмоактивных регионах.

Оперативный информационный обмен с организациями, выполняющими геодинамический мониторинг на сопредельных территориях с Российской Федерацией. В 2006 г Федеральным агентством по недропользованию (ФГУП «Гидроспецгеология») были начаты работы по организации ГГД мониторинга в приграничных территориях сейсмоактивных регионов России. В необходимости организации ГГД мониторинга в пределах приграничных территорий и в оперативном информационном обмене заинтересованы страны Содружества Независимых Государств. С такой инициативой в 2007 г. выступила, в частности, сейсмологическая служба Казахстана [8]. Заинтересованность в информационном обмене и методическом обеспечении ГГД мониторинга проявила Армения. Специалисты рабочей группы Украины и Молдавии выступили в 2007 г. с инициативой создания наблюдательной сети ГГД мониторинга в пределах единого Кавказско-Крымско-Карпатского региона [9]. В Байкальском регионе и на Дальнем Востоке желательна к взаимному информационному обмену привлечь Монголию, Китай и Японию.

При дальнейшем развитии наблюдательной сети и геодинамического мониторинга следует также учесть, что зоны накопления, транзита и разгрузки сейсмической энергии, как правило, перекрывают государственные границы. Поэтому необходима организация оперативного обмена сеймотектонической информацией с пограничными с Россией территориями. Следует создать единую сеть геодинамического мониторинга, территориально сопряженную с приграничными странами. На необходимость создания единой (согласованной) наблюдательной сети указывалось и ранее.

Представляется, что в ближайшие годы многие вопросы оперативного информационного обмена

между приграничными государствами с Россией и ведения ГГД мониторинга по единой программе будут решены.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Арнольд В.И.* Теория катастроф. Изд. 5-е. —М.: Едиториал УРСС, 2009.
2. *Вартамян Г.С., Куликов Г.В.* Явление глобально проявляющихся быстропотекающих пульсационных изменений в гидросфере / Научные открытия (Гидрогеологический эффект Вартамяна—Куликова). Диплом № 273. Научные открытия в геологии. Обзор ВИЭМС. —М., 1984. С. 46—48.
3. *Вартамян Г.С., Куликов Г.В.* О глобальном гидрогеодеформационном поле // Советская геология. № 5. 1983. С. 116—125.
4. *Вартамян Г.С., Гончаров В.С., Кривошеев В.П.* и др. Методические указания по ведению гидрогеодеформационного мониторинга для целей сейсмопрогноза (система R-STEPS). —М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2000.
5. *Воробьев Ю.Л.* Безопасность жизнедеятельности (Некоторые аспекты государственной политики). —М.: Деловой экспресс, 2005.
6. *Куликов Г.В., Волейшо В.О., Круподерова О.Е.* Гидрогеодеформационные модели сейсмоактивных регионов России с различными типами геодинамического режима. Геофизика XXI столетия / Сборник трудов девятого геофизических чтений им.В.В.Федынского. —Тверь: ООО «Издательство ГЕРС», 2008. С. 100—104.
7. *Куликов Г.В., Рыжов А.А., Лыгин А.М., Гарифулин В.А.* Оценка геодинамической обстановки и сейсмической опасности по энергетическим параметрам и векторам напряжений гидрогеодеформационного поля Земли // Разведка и охрана недр. № 7. 2010. С. 19—24
8. *Материалы XI сессии Межправительственного совета стран Содружества Независимых Государств по разведке, использованию и охране недр.* —Душанбе, 24—27 сентября 2007 г. Республика Таджикистан.
9. *Протокол рабочей группы межсекционного заседания Межправсовета по направлению «Проведение ГГД-мониторинга по изучению предвестников землетрясений как метода кратко- среднесрочного прогноза землетрясений».* —Гурзуф, 28.05.2007—2.06.2007 г. Крым, Украина.
10. *Садовский М.А.* Автомодельность геодинамических процессов // Вестник АН СССР. 1986. № 8. С. 3—11.
11. *Сибгатулин В.Г., Перетокин С.А.* Синергетика процессов в сейсмических очагах и краткосрочный прогноз землетрясений. Международный семинар «Геодинамика и сейсмичность Средиземноморско-Черноморско-Каспийского региона» / Тез. докл. —Геленджик: ККО ЕАГО, 2006.
12. *Страхов В.Н., Соболев Г.А., Рукин М.Д.* и др. Необходима Федеральная программа работ по решению проблемы краткосрочного прогноза землетрясений. —М., 2005. (представлена на сайте в интернете).

Прогнозно-поисковые модели комплексных рудно-магматических систем вулканоплутонических поясов Востока России

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

Разработаны прогнозно-поисковые модели комплексных рудно-магматических систем вулканоплутонических поясов восточных регионов России. В основу положены результаты изучения геологического строения, металлогении и истории формирования поясов, геолого-структурных условий локализации, рудно-метасоматической зональности, минералого-геохимических особенностей руд и пространственно-временных соотношений разнотипных месторождений. Созданные модели могут использоваться для выявления, оконтуривания и оценки потенциальных рудных районов, перспективных для обнаружения месторождений медно-порфировых и сопряженных руд.

Ключевые слова: вулканоплутонические пояса, прогнозно-поисковые модели, рудно-магматические системы.

Звездов Вадим Станиславович, metallogeny@tsnigri.ru

Мигачев Игорь Федорович

Минина Ольга Васильевна

The prediction-prospecting models of complex ore-magmatic systems of Russian eastern volcanic-plutonic belts

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

The prediction-prospecting models of complex ore-magmatic systems of Russian eastern volcanic-plutonic belts are created. These models are based on the results of investigation of geologic structure, metallogeny, and evolution of belts, as well as geologic-structural conditions of ore-localization, ore-alteration zoning, mineral-geochemical characteristics of different type deposits, and their spatial-time relations. Created models may be used for prediction, contouring, and evaluation potential ore districts favorable for prospecting of porphyry copper and related ores.

Key words: volcanic-plutonic belts, prediction-prospecting models, ore-magmatic systems.

Месторождения медно-порфирового семейства локализованы в крупных рудно-магматических системах (РМС) базальтоидных и андезитовидных (окраинно- и внутриконтинентальных) вулканоплутонических поясов (ВПП). По геологическому строению вулканоплутонические пояса Востока России имеют сходство с поясами Северной и Южной Америки, Юго-Восточной Азии, где сосредоточены десятки крупных медно-порфировых месторождений, включая гигантские. Однако в вулканоплутонических поясах Востока России известны лишь единичные медно-порфировые объекты, по параметрам соответствующие месторождениям. Наиболее значительным является месторождение Песчанка в Курьинском вулканоплутоническом поясе. Остальные — Находка (в том же поясе), Лора, Моренное, Базовый (Удско-Мургалякский пояс), Ольховское, Медь-Гора, Перекатное (Охотско-Чукотский), Боргуликанское (Умлекано-Огоджинский), Малахитовое (Корякско-Центрально-Камчатский), Лазурное, Малмыж

(Западно-Сихотэ-Алиньский), Вечернее, Хрустальное (Кедонский) относятся к мелким или не оцененным в силу слабой изученности. Вместе с тем на территории находится значительное число жильных и штокверковых золотополисульфидных, золото кварцевых, золотосеребряных, скарновых медных и полиметаллических месторождений и проявлений, часть из которых может принадлежать фланговым или верхним частям слабо эродированных рудно-магматических систем «порфирового» типа, отличающихся комплексной металлогенией. Исходя из мирового опыта, отраженного в публикациях А.И.Кривцова, И.Ф.Мигачева, В.А.Коваленкера, В.С.Попова, Г.Корбе, Т.Лича, Ф.Молнара, М.Рейса, Р.Силлитоу, Дж.Хеденквиста и других исследователей, во внутренних зонах таких систем могут прогнозироваться медно-порфировые руды.

Для оценки перспектив вулканоплутонических поясов Востока России на обнаружение месторождений цветных и благородных металлов, прежде всего

медно-порфировых, в ЦНИГРИ составлена цифровая обзорная прогнозно-минералогическая карта Дальневосточного федерального округа масштаба 1:2 500 000 (на структурно-формационной основе) с картами-врезками некоторых наиболее перспективных металлогенических зон масштаба 1:500 000. При ее создании применены методы прикладной металлогении (структурно-формационный, металлогенический, фашиально-формационный, рудно-формационный), позволившие расшифровать геологическое строение и историю формирования поясов, установить формационную принадлежность и пространственно-временные соотношения проявлений рудной минерализации. С учетом методических принципов, описанных в серии монографий [3—7] и руководств по оценке прогнозных ресурсов [1, 8], разработаны прогнозно-поисковые модели комплексных рудно-магматических систем, эквивалентных потенциальным рудным районам; по результатам анализа геолого-структурных условий локализации, рудно-метасоматической зональности, минералого-геохимических особенностей руд и других характеристик создана электронная база данных по месторождениям и рудопроявлениям; разработаны рекомендации для постановки среднemasштабных геолого-съёмочных и прогнозно-поисковых работ.

При построении карты учтены отечественные и зарубежные публикации, посвященные особенностям геотектонической позиции и строения вулканоплутонических поясов мира, их металлогенической зональности, эволюции в пространстве и времени. Судя по изученным материалам, андезитоидные пояса развиваются по единой схеме в орогенно-активизационном режиме на коре континентального и переходного типов. В их строении можно выделить нижний, средний и верхний структурно-формационные этажи (СФЭ), соответствующие раннему, среднему и позднему этапам становления. Месторождения каждого этажа связаны с определенными геологическими формациями [9, 10]. На начальном этапе эволюции поясов возникают месторождения медно-порфирового семейства — молибден-медно-, медно-молибден- и молибден-порфировые, ассоциирующие, соответственно, с (базальт)-андезит-габбро-диорит-гранодиоритовой, андезит-латит-диорит-монзонит-гранодиоритовой и андезит-риодацит-диорит-гранодиорит-гранитной вулканоплутоническими ассоциациями (ВПА). С этими же ассоциациями связаны месторождения другой рудно-формационной принадлежности: скарновые железа, меди и полиметаллов; жильные и штокверковые золотополисульфидные, золотосеребряные преимущественно золотого и золототеллурического минералого-геохимических типов, медно-мышьяковые и самородной серы в апоэффузивных кварцитах. На среднем этапе при становлении (андезит)-дацит-риолит-гранодиорит-гранитной и риолит-лейкогранит-щелочногранитной вулканоплутонических ассоциаций образуются месторождения других типов: жильные и штокверковые золото-серебряные с ведущей ролью серебра в рудах, медно-полиметаллические, (олово)-серебро-полиметаллические, молибден-урановые, тантал-ниобиевые и (бериллий)-вольфрам-молибденовые; скарновые и скарново-грейзеновые оловорудные и вольфрам-молибденовые. На позднем (завершающем) этапе в связи с щелочными магматическими сериями формируются месторождения редких металлов и земель, серебра, флюорита, сурьмы и ртути. Степень проявления магматических формаций различных структурно-формационных этажей поясов зависит от «полноты» их развития и уровня эрозионного среза, что необходимо учитывать при оценке металлогенического потенциала этих геоструктур и их частей.

Базальтоидные вулканоплутонические пояса, развивающиеся в островодужном или рифтогенном режимах, характеризуются более простым строением. Распространенные в таких поясах собственно медно-порфировые и золотомедно-порфировые месторождения находятся в пространственно-временной связи с вулканоплутонической ассоциацией, образованной базальт-андезитбазальтовой и габбро-диорит-тоналит-плагиогранитной формациями, которые завершают натриевые серии базальтоидного магматизма и закономерно сменяющимися по времени и латерали колчеданоносные риолит-базальтовые формации.

В вулканоплутонических поясах месторождения различных рудно-формационных типов и (или) разного возраста нередко сосредоточены в единых крупных (площадью в сотни—первые тысячи квадратных километров) рудно-магматических системах, образованных породами плутоногенных и вулканогенных формаций потенциально рудоносных вулканоплутонических ассоциаций. На строение подобных систем, эквивалентных рудным районам, влияет металлогения фундамента (субстрата) поясов. Эти обстоятельства послужили основанием для выделения в андезитоидных поясах комплексных рудных районов (узлов) трех типов [9, 10].

К первому отнесены наиболее многочисленные районы «чистой линии», представляющие собой рудно-магматические системы с хорошо выраженной зональностью, сформировавшимися в течение одного из этапов развития вулканоплутонических поясов. Примерами являются системы раннего и среднего этапов эволюции поясов, вмещающие соответственно медно-порфировые и редкометалльные (Mo, W) месторождения, такие как Кляймакс, Рэд Маунтин, Маунт-Эммонс, Самелтвилль (США); Чукикамата, Эль-Теньенте, Эль Сальвадор, Андоколло, Эль-Гуэльва (Чили); Ми-Вида (Аргентина); Речк (Венгрия); Песчанка (Россия); Актогай, Айдарлы (Казахстан); Эрдэнэт (Монголия). Медно-порфировые месторождения обычно приурочены к внутренним частям руд-

но-магматических систем, во фланговых зонах которых нередко локализованы мезотермальные жильные золотополисульфидные и золотокварцевые, скарновые медные и полиметаллические (в карбонатных породах) руды, а во внешних (верхних и периферийных) — эпitherмальные стратоидные и жильно-прожилковые золотомедные и золотосеребряные («высокой» и «низкой сульфидизации»), медно-мышьяковые, мышьяково-сурьмяно-ртутные и серные.

Во второй тип выделены рудные районы с «совмещенной» металлогенией, в пределах которых присутствуют месторождения различной рудно-формационной принадлежности — молибден-медно-порфировые, золотые и золототеллурические, золотополисульфидные, серебро- и олово-полиметаллические, редкометалльные и другие, возникшие на разных этапах становления вулканоплутонических поясов. Примерами служат Дукатский (Россия) и Коунрадский (Казахстан) районы.

Районы третьего типа с «унаследованной» металлогенией характеризуются сочетанием рудных объектов фундамента поясов (стратиформных железорудных, свинцово-цинковых в карбонатных толщах, медноколчеданных, колчеданно-полиметаллических, золоторудных стратоидных в терригенных толщах, в т.ч. черносланцевых, жильных и штокверковых золотосульфидных и золоторедкометаллических, золотомедных в щелочных массивах) с месторождениями самих вулканоплутонических поясов. Для таких систем характерны месторождения, в формировании которых существенную роль играли процессы регенерации более ранних скоплений руд различного генезиса. В числе таких объектов Алмалык (Узбекистан), Бингхэм, Тайрон, Санта Рита (США), Карагайлы (Казахстан), Мурунтау (Узбекистан), месторождения Ауэрбаховского, Центрально-Камчатского (Россия) и Панагюрского (Болгария) рудных районов.

Рассмотренные особенности строения и эволюции вулканоплутонических поясов и расположенных в их пределах рудно-магматических систем учтены при прогнозно-металлогенических исследованиях поясов восточных регионов России — андезитоидных: Корякско-Центрально-Камчатского, Олюторско-Восточно-Камчатского, Пенжинско-Западно-Камчатского, Охотско-Чукотского, Западно- и Восточно-Сихотэ-Алиньского, Умлекано-Огоджинского, Хингано-Охотского, Курьинского, Уяндино-Ясачненского, Кедонского, Ханкайского и базальтоидных: Удско-Мургальского и Ирунейско-Кирганикского.

С использованием структурно-формационного, металлогенического, фациально-формационного и рудно-формационного анализов выделены вулканоплутонические ассоциации различных этапов становления вулканоплутонических поясов и структурно-вещественные комплексы их основания (фунда-

мента); установлены формации, потенциально рудоносные в отношении медно-порфировых и сопряженных (медных и полиметаллических скарновых, жильных и штокверковых золотополисульфидных, золотосеребряных и др.) руд; на основе классификационно-признаковых моделей определены объекты, характерные для разных частей комплексных рудно-магматических систем «порфирового» типа. В результате в изученных поясах выделены структурно-формационные (металлогенические) зоны, перспективные для обнаружения месторождений, принадлежащих таким системам. По совокупности признаков (формационных, структурных, формационно-петрологических, геофизических, геохимических, минералогических и рудно-формационных) выделенные зоны разбракуются по степени перспективности и отображены на обзорной прогнозно-минералогической карте Дальневосточного федерального округа России масштаба 1:2 500 000.

Наиболее перспективна Ненкано-Баимская зона, где расположено самое крупное в России медно-порфировое месторождение Песчанка, разведку которого в настоящее время проводит ГК «Баимская». Остальные (с проявлениями медно-порфировых и сопряженных руд) отнесены к разряду потенциально перспективных, в т.ч.: с высоким металлогеническим потенциалом — Центрально-Камчатская, Танюер-Канчаланская, Южно-Омолонская и Северо-Сихотэ-Алиньская; средним — Северо-Камчатская, Кавраль-Янская, Хетачано-Кричальская, Бургачанская, Балыгычанская, Алдома-Этанджинская и Гонжинская; низким — Авачинско-Китхойская, Чаплинская, Эргунейская, Октябрьская, Окча-Уктурская, Дагды-Сандинская и Самаргинская.

В перспективных металлогенических зонах по комплексу установленных поисковых признаков и критериев выявлены рудно-магматические системы «порфирового» типа, возникшие на раннем этапе образования вулканоплутонического пояса и представляющие собой комплексные рудные районы (узлы) первого типа. Кроме них, определены районы второго и третьего типов (с «совмещенной» и «унаследованной» металлогенией) — Мухтельский, Гырманский и Ново-Троицкий в Северо-Сихотэ-Алиньской металлогенической зоне, Ольдынский в Южно-Омолонской, Центрально-Камчатский в одноименной.

Изучение выявленных рудно-магматических систем с применением выше перечисленных методов и учетом данных по конкретным месторождениям, приведенных в работах С.С.Вартаняна, А.В.Волкова, Н.А.Горячева, М.М.Константинова, В.М.Кузнецова, В.П.Новикова, Н.Е.Саввы, Ю.П.Скибина, С.Ф.Стружкова, Ю.М.Щепотьева, В.И.Шпикермана и других исследователей, показало, что их строение и ресурсный потенциал во многом зависят от обстановки становления продуктивной вулканоплутонической ассоциации раннего этапа формирования поясов.

По этим обстановкам и результирующим соотношениям рудоносных андезит-риодацитов и габбро-диорит-гранодиоритовой формаций этой ассоциации и сопряженных с ними проявлений разнотипной рудной минерализации выделены четыре группы (модели) комплексных рудно-магматических систем [2].

1. Наиболее распространенные рудно-магматические системы на сочленениях выступов фундамента поясов с вулканотектоническими депрессиями (см. рисунок, А). Для них характерна латеральная магматическая и рудно-формационная зональность. С плутоногенной формацией рудоносной вулканоплутонической ассоциации связаны молибден-медно-порфиновые, золотополисульфидные, медные и полиметаллические скарновые проявления, а с вулканогенной — золотосеребряные (существенно золотого и золототеллурического типов). Такие системы выявлены в Корякско-Центрально-Камчатском (Центрально-Камчатская), Кедонском (Авландинская), Охотско-Чукотском (Бургачанская, Кавральянская), Умлекано-Огоджинском (Покровская, Елна-Адамихинская), Восточно-Сихотэ-Алиньском (Многовершинная, Уктурская) поясах.

2. Рудно-магматические системы с медно-молибден-порфиrowыми (с Au), золото кварцевыми, золотополисульфидными, скарновыми медными и полиметаллическими рудами, которые формируются при становлении плутоногенной составляющей продуктивной вулканоплутонической ассоциации в длительно развивающихся магматогенных поднятиях субстрата вулканоплутонических поясов и отличаются редуцированным развитием комагматичных вулканитов (см. рисунок, Б). Такие системы, обладающие латерально-вертикальной рудно-формационной зональностью на гипабиссальном и субвулканическом уровнях, выделены в Курьинском (Баимская, Иннахская), Кедонском (Ольдянская), Умлекано-Огоджинском (Пионерная), Уяндино-Ясачненском (Невидимка, Кунаревская) поясах. Они тяготеют к выступам основания перечисленных поясов — Алучинскому, Курьинскому, Кедонскому, Гонжинскому, Омудевскому), где режим воздымания сохранялся значительное время, благоприятствуя становлению крупных многофазных плутонов и развитию крупномасштабных рудно-магматических систем, перспективных для обнаружения прежде всего медно-молибден-порфиrowых объектов.

3. Системы типа «интрузив под вулканом» в поднятых блоках фундамента вулканоплутонических поясов (см. рисунок, В). В их центральных частях обычно размещены массивы диорит-гранодиоритовой формации, «надстроенные» на близповерхностном уровне экстрозивно-субвулканическими телами комагматичных андезитов—дацитов—риодацитов, а периферия сложена туфовыми и пирокластическими фациями. Для рудно-магматических систем

данной группы характерна тесная пространственная сопряженность плутоногенных и вулканогенных членов рудоносной вулканоплутонической ассоциации и вертикальная рудно-формационная зональность. Золотосодержащие молибден-медно-порфиrowые и золотосеребро-полисульфидные проявления локализованы в эндо-экзоконтактных зонах порфиrowых штоков, а сменяющие их по вертикали золотосеребряные, медно-мышьяковые (энаргит-люцитовые) и самородной серы — в экстрозивных куполах и прижерловых фациях. Примерами таких систем являются Кумрочская и Авачинско-Китхойская в Олюторско-Восточно-Камчатском поясе, Малетой-вайская — в Корякско-Центрально-Камчатском.

4. Немногочисленные комплексные системы четвертой группы близки по строению к системам третьей, но отличаются «сжатостью» по вертикали и соответственно совмещением разнотипной минерализации — молибден-медно-порфиrowой, золотополисульфидной, золотосеребряной и медно-мышьяковой — в контурах рудных зон (рудных тел), поэтому рудно-формационная зональность в них отчетливо не проявлена. Такие рудно-магматические системы уже выявлены во всех трех вышеописанных геоструктурных обстановках. К ним, в частности, принадлежат золотосеребряные месторождения Озерновское (Корякско-Центрально-Камчатский пояс), Нявленга и Джульетта (Балыгычанское поднятие в Охотско-Чукотском), Многовершинное (Восточно-Сихотэ-Алиньский), на которых наряду с основными золото- и серебросодержащими минеральными ассоциациями установлены ассоциации, типичные для периферийных и даже внутренних частей меднопорфиrowых систем. Названные объекты сформировались в условиях относительно поднятых блоков фундамента или краевых частей вулканоплутонических поясов, в пределах которых плутониты и вулканиты рудоносной вулканоплутонической ассоциации пространственно «тесно» связаны, что привело к наложению (с частичной регенерацией) руд разной формационной принадлежности.

Из изложенного следует, что многочисленные проявления цветных и благородных металлов вулканоплутонических поясов Востока России, на протяжении десятилетий изучавшиеся как «самостоятельные» объекты, могут принадлежать крупным комплексным рудно-магматическим системам «порфиrowого» типа. Во внутренних частях таких систем, преимущественно в эндо-экзоконтактных зонах штоков (даек) завершающих порфиrowых фаз плутоногенной формации рудоносной вулканоплутонической ассоциации, локализованы молибден-медно-, медно-молибден-порфиrowые (с золотом) и золото-кварцевые месторождения гипабиссально-субвулканического уровня образования; во фланговых — мезотермальные жильные золотополисульфидные, скарновые медные и полиметаллические; во внешних

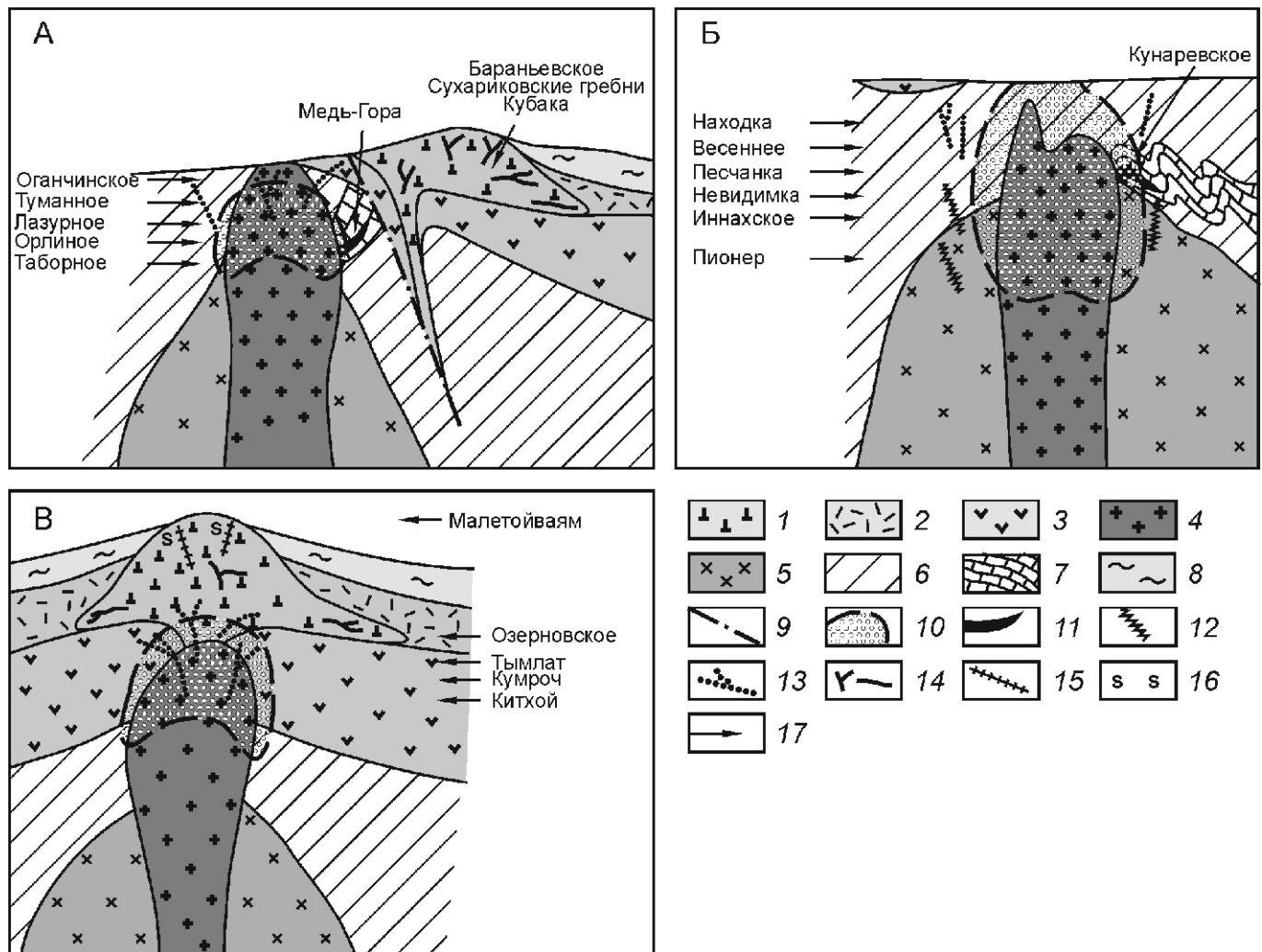


Рис. 1. Комплексные рудно-магматические системы вулканоплутонических поясов Востока России:

А — на сочленении выступов фундамента поясов с вулканотектоническими палеодепрессиями; Б — в магматогенных палеоподнятиях фундамента; В — в вулканокупольных структурах; **рудонесная ВПА**: вулканогенные образования андезит-риодацитовых формаций: 1 — экструзивно-субвулканические и экструзивно-лавовые купола дацитов, риодацитов, андезитов, сопровождающиеся золотосеребряными, медно-мышьяковыми и серными проявлениями, 2 — стратифицированные продукты кислого вулканизма, 3 — лавы и туфы андезитов, андезибазальтов с предпоясовой континентальной молассой в основании; **плутоногенные образования габбро-диорит-монцит-гранодиоритовой формации**: 4 — поздние порфировые фазы (штоки и дайки), сопровождающиеся молибден-медно-порфировыми рудами и золотокварцевыми жилами, 5 — ранние фазы — равномернзернистые и порфировидные диориты, гранодиориты, сиенито-диориты, монциты; **разновозрастные структурно-вещественные комплексы субстрата ВПП**: 6 — метаморфические, терригенные, вулканогенные, плутоногенные, 7 — карбонатные; 8 — перекрывающие вулканогенные толщи; 9 — разрывные нарушения; **проявления разнотипной рудной минерализации РМС**: 10 — молибден-медно-порфировой, в т.ч. золотосодержащей, 11 — медной и полиметаллической скарновой, 12 — золотокварцевой, 13 — золотополисульфидной, 14 — золотосеребряной; 15 — медно-мышьяковой (энаргит-люцитоновой) и 16 — самородной серы в апоэффузивных кварцитах; 17 — положение месторождений и рудопоявления сопряженных рудно-формационных типов в РМС

(верхних и периферийных), в породах комагматичной вулканогенной формации — близповерхностные золотосеребряные, медно-мышьяковые и серные. Анализ строения и реконструкция истории формирования выявленных рудно-магматических систем [1] показали, что наиболее благоприятными для поисков молибден-меднопорфировых и золотосеребряных месторождений являются системы первой группы, а медно-молибден-порфировых (с Au) — второй.

Проанализированные геоструктурные обстановки формирования комплексных рудно-магматических систем и выявленные закономерности размещения разнотипных месторождений в их объемах должны учитываться при поисках, поскольку по известным рудопоявлениям внешних зон систем могут прогнозироваться объекты, принадлежащие внутренним, и наоборот. С этой целью разработаны интегрированные прогнозно-поисковые модели рудно-магмати-

Прогнозно-поисковые модели комплексов рудно-магматических систем вулканоплутонических поясов Востока России

Элементы модели (прямые и косвенные поисковые критерии и признаки)	Характеристика элементов прогнозно-поисковых моделей (поисковых критериев и признаков) рудно-магматических систем в выступах фундамента ВПП, сопряженных с вулканотектоническими палеодепрессиями (на примере Авладинского рудного района)	в палеоподнятиях субстрата ВПП (на примере Баймского и Иннахского рудных районов)	в вулканопольных структурах (на примере Кумроцкого и Авачинско-Китхойского объектов)
1	2	3	4
1. Формационные			
1. Продуктивная ВПА	Ранне-среднедевонская андезит-диоритовая раннего этапа становления Кедонского андезитовидного ВПП	Позднеюрская (поздневолжская) субщелочная андезит-монцитовая раннего этапа становления Курьинского андезитовидного ВПП	Ранне-среднемиоценовая андезит-диоритовая Олоторско-Восточно-Камчатского андезитовидного ВПП
2. Рудоносные (рудовмещающие) плутогенные формации и обстановка их становления	Монцитит-граносиенит-гранодиоритовая группа формаций (булунский комплекс С ₁ ?); раннепалеозойская диорит-тоналит-гранодиорит-гранитовая (абикитский комплекс); кедонский интрузивно-субвулканический комплекс (D ₂₋₃). Кедонский горстообразный выступ архейского метаморфического фундамента	Монцитовая (J ₃), слагающая крупный плутон и мелкие массивы; ранняя фаза сиенит-диоритов, равномернозернистых и порфиоровидных монцититов и кварцевых монцититов, поздняя фаза рудоносных порфиоровых монцититов и кварцевых монцититов. Крупные выступы фундамента ВПП (Алучинское, Курьинское), длительно развивавшиеся в режиме поднятия	Диоритовая, диорит-гранодиоритовая (N ₁). Внутренние части вулканопольных структур в относительно поднятых блоках фундамента пояса
3. Рудоносные (рудовмещающие) вулканогенные формации и слагаемые ими вулканоструктуры	Андезит-риодацитовая. Вулканическая постройка центрального типа в краевой части вулканотектонической палеодепрессии, примакающей к выступу фундамента	Субщелочная андезитовая (андезит-дацитовая), имеющая ограниченное распространение. Экструзивно-субвулканические фации на приповерхностном уровне РМС, лавовые и пирокластические — на периферии (в основном за пределами рудных полей)	Андезитовая, андезит-дацитовая. Вулканопольные структуры. Экструзивно-субвулканические тела андезит-дацитов (сменяются на глубине границами внутренней зоны РМС); периферийные стратифицированные лавовые, туфовые и вулканомикстовые фации
4. Перекрывающие (А) и прорывающие (Б) формации	А. Трахириодацит-трахириолитовая ингимбритовая (D ₂₋₃), базальт-андезитовая (D ₃ —С ₁), терригенно-моlassesовая (С ₁); современные рыхлые отложения. Б. Субвулканические штоки и дайки различного состава (D ₂₋₃), в т.ч. подводящие каналы вулканитов верхней части разреза Кедонского ВПП; диорит-гранодиорит-гранитная (К ₁) Охотско-Чукотского ВПП	А. Терригенные верхнемолассовые (К ₁) Охотско-Чукотского ВПП; современные рыхлые отложения. Б. Дайки гранодиорит-порфиоров, габродиоритов, трубообразные брекчиевые тела (J ₃ V ₃); экструзивно-субвулканические и интрузивные среднего и кислого состава (К ₁) Охотско-Чукотского ВПП	Базальт-андезитобазальтовая (N ₂); базальтовая (N ₂ —Q _p); терригенные и молассовые отложения (N—Q); диорит-гранодиорит-порфиоровая (N ₂) — субвулканические штоки и дайки различного состава, в т.ч. подводящие каналы плиоцен-плейстоценовых вулканитов
5. Формации субстрата (А) и рамы (Б) рудоносных ВПА	А. Гнейсы, гранитоиднейсы, мигматиты, амфиболиты (Аг). Б. Сиенитовая (амандьяканский комплекс), предшествующая становлению Кедонского ВПП (PZ ₁)	А. Вулканогенно-терригенная и кремнисто-базальтовая (PZ ₂₋₃); терригенно-вулканомикстовая (Т ₃); терригенно-вулканогенные базальтовая, базальт-андезитовая, андезит-дацит-риолитовая, терригенные молассовая и флишиодная (J ₃ km—v ₂); вулканогенно-молассовая базальт-андезитовая (J ₃ v ₂). Б. Плутогенные, предшествующие становлению Курьинского ВПП — габбро-гипербазитовая (PZ ₂₋₃), габбро-диорит-плагиогранитовая (J ₃ v ₂)	Островоужные (K ₂ —Pg), слагающие выступы и относительно поднятые блоки субстрата ВПП: А. Базальт-андезитобазальтовая, андезитобазальт-андезитовая (вулканогенно-терригенные и молассовые), флишевая и флишиодная, терригенные нижне- и верхнемолассовые. Б. Плутогенные, предшествующие становлению Олоторско-Восточно-Камчатского ВПП: габбро-диоритовая, габбро-диорит-плагиогранитная

1	2	3	4
<p>II. Структурные</p>	<p>Выступ архейского метаморфического субстрата ВПП, ограниченный крупными, в т.ч. глубинными, разломами и вмещающий плутониты рудоносной ВПА; примыкающие к нему вулканотектонические палеодепрессии, выполненные коматитными вулканитами. Узлы пересечения линейных рудоцентрирующих структур и крупных региональных разломов</p>	<p>Выступ средне- позднепалеозойского субстрата ВПП, вмещающий плутониты рудоносной формации. Ограничен крупными, в т.ч. глубинными, разломами и частично перекрыт позднетриасовым и позднеюрским вулканогенно-терригенным чехлом</p>	<p>Относительно поднятые блоки позднемелового-палеогенового субстрата ВПП, ограниченные разломами и вмещающие вулканокупольные структуры, сложенные породами рудоносной ВПА. Сочетание кольцевых и линейных разломов различной ориентировки</p>
<p>III. Рудо-формационные (проявления рудной минерализации различных типов и условия их локализации)</p>	<p>1. Молибден-меднопорфировые в выступах метаморфического субстрата ВПП — в эндо-экзоконтактных зонах интрузивов рудоносной ВПА, сложенных диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, кварцевыми монционитами, граносиенитами и гранитами — порфировидными и порфировыми.</p> <p>2. Золотосеребряные жильные и штокерковые на фланге палеовулканической постройки центрального типа — во фронтальной части лавового шлейфа риодацитового экструзива.</p> <p>3. Золотосеребро-полисульфидные жильные в эндо-экзоконтактных зонах рудоносных интрузивов и вмещающих архейских метаморфических комплексах</p>	<p>1. Золотосодержащие медно-молибден-порфировые в выступах субстрата ВПП — в эндо-экзоконтактных зонах интрузивов рудоносной ВПА, сложенных кварцевыми монционитами — порфировидными и порфировыми.</p> <p>2. Золотосеребро-полисульфидные жильные и штокерковые в эндо-экзоконтактах рудоносных штоков сиенито-диоритов и монционит-порфиров и породах интрузивной рамы.</p> <p>3. Золотосеребро-полисульфидно-кварцевые жильные и штокерковые в эндо-экзоконтактных зонах рудоносных интрузивов и вмещающих терригенных породах</p>	<p>1. Золотосодержащие молибден-медно-порфировые на нижних уровнях вулканокупольных структур — в порфировидных диоритах и андезитах рудоносной ВПА, а также в вулканогенно-терригенных породах интрузивной рамы.</p> <p>2. Золотосеребро-полисульфидные жильные и штокерковые в порфировидных диоритах и андезитах вулканокупольных структур</p>
<p>IV. Метасоматические *</p>	<p>1. Площадная среднетемпературная пропилитизация; в локальных зонах — кварц-калцишпатовые, кварцевые, кварц-серцитовые, кварц-карбонатные метасоматиты.</p> <p>2. Площадные хлорит-гидрослюдисто-кварцевые и пирит-серцит-хлорит-кварцевые изменения преимущественно во фронтальной части риодацитового экструзива; адуляр-кварцевые, кварцевые и карбонатно-кварцевые агрегаты (иногда с флюоритом и баритом) в рудоносных жильно-прожилковых зонах; аргиллизиты.</p> <p>3. Площадная среднетемпературная пропилитизация, эпидотизация, окварцевание, сульфидизация, локально аргиллизация</p>	<p>1. Метасоматическая зональность от центра к периферии: «кварцевое ядро» с убогой магнетит-сульфидной минерализацией биотит-калцишпат-кварцевая зона кварц-карбонат-гидрослюдисто-серцитовая (филлизитовая) зона зона среднетемпературных пропилитов с пиритовым ореолом и золотополисульфидной минерализацией.</p> <p>2. Площадные среднетемпературные пропилиты с внутренними зонами серцит-кварцевых и кварц-калцишпатовых метасоматитов; узкие зоны аргиллизации с линзами вторичных кварцитов.</p> <p>3. Площадная среднетемпературная пропилитизация, эпидотизация, окварцевание, серцитизация, вкрапленная сульфидизация, локально аргиллизация с жилами и штокерками карбонат-кварцевыми и сульфидно-кварцевыми</p>	<p>1. Площадная пропилитизация и пиритизация; в локальных зонах — кварц-калцишпатовые, существенно кварцевые, кварц-серцитовые, кварц-карбонатные, турмалин-кварцевые и кварц-гидрослюдистые метасоматиты, аргиллизиты, вмещающие штокерки и жилы кварцевые, кварц-карбонатного и барит-кварцевого составов.</p> <p>2. Площадные низкотемпературные пропилиты с внутренними зонами кварц-гидрослюдистых, адуляр-кварцевых метасоматитов и вторичных кварцитов с прожилково-жилковыми зонами и штокерками — кварцевыми, адуляр-кварцевыми, сульфидно-кварцевыми</p>

1	2	3	4
<p>V. Минералогические*</p>	<p>1. Халькопирит-пиритовая, молибденитовая минерализация.</p> <p>2. Малосульфидная (рудные минералы — до 0,5—0,8%) золотоудляр-кварцевая минерализация с пиритом и минералами ряда золото—серебро (самородное золото, электрум, кюстелит, самородное серебро).</p> <p>3. Галенит-сфалерит-пиритовая (с подчиненным халькопиритом) минерализация, сопровождающаяся</p>	<p>1. Прожилково-вкрапленная халькопирит-пиритовая, молибденитовая, локально полиметаллическая минерализация с золотосодержащими молибденит-блэкпурдно-халькопиритовой и пирит-халькопиритовой минеральными ассоциациями.</p> <p>2. Прожилково-вкрапленная золото- и сероборосодержащая халькопирит-галенит-сфалеритовая (с блэкпой рудой и аргентитом) минерализация.</p> <p>3. Прожилково-вкрапленная малосульфидная золотокварцевая (3а) и золотохалькопирит-арсенипирит-пирит-кварцевая (3б) минерализация</p>	<p>1. Прожилково-вкрапленная халькопирит-пиритовая минерализация с галенитом и сфалеритом (до 40% сульфидов), приналежащая золото-сульфино-хлорит-карбонат-кварцевому комплексу с ведущей ролью золотохалькопиритовой ассоциации.</p> <p>2. Прожилково-вкрапленная золото- и сероборосодержащая халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовая минерализация с блэкпой рудой, аргентитом, арсенипиритом, вульфенитом, золотом, сульфосолями и теллуридами серебра (до 10—15% рудных минералов)</p>
<p>VI. Геохимические*</p>	<p>1. Аномальные комплексные первичные и вторичные ореолы рассеяния элементов-индикаторов (Cu, Mo, Pb, Zn, Au, As) с концентрациями выше геохимического фона.</p> <p>2. Шлихогеохимические ореолы золота, серебра, ртути; потоки рассеяния и вторичные ореолы золота и серебра. Поля повышенных содержания калия и тория.</p> <p>3. Золотоносные россыпи и шлиховые потоки рассеяния золота</p>	<p>1. Аномальные комплексные первичные и вторичные ореолы рассеяния элементов-индикаторов (Cu, Mo, Pb, Zn, Au, As) с концентрациями выше геохимического фона.</p> <p>2. Первичные и вторичные ореолы рассеяния серебра, свинца, цинка.</p> <p>3. Комплексные аномалии Cu, Mo, Au. Геохимическая зональность от центра к флангам: Cu, Mo Au, W Pb, Zn, Ag. Золотоносные россыпи и шлиховые потоки рассеяния высокопробного золота</p>	<p>1. Аномальные комплексные первичные и вторичные ореолы рассеяния элементов-индикаторов (Cu, Mo, Pb, Zn, Au, Ag) с концентрациями выше геохимического фона.</p> <p>2. Первичные и вторичные ореолы рассеяния серебра, свинца, цинка</p>
<p>VII. Геофизические</p>	<p>Положительная (60–30 км) и примакающая к ней интенсивная отрицательная аномалия силы тяжести; градиентные зоны магнитного и гравитационного полей вдоль ограничивающих разломов; локальные отрицательные аномалии силы тяжести, отвечающие рудоносным гранитоидным интрузивам и экстрезивно-субвулканическим телам риодацитов; электрозведочные аномалии, фиксирующие зоны сульфидизации. Положительные аномалии общей гамма-активности, фиксирующие зоны метасоматитов с повышенными содержаниями калия и тория</p>	<p>Положительные гравитационные аномалии, фиксирующие массивы рудоносной плутогенной формации. Положительные аэрогаммаспектрострические (АГСМ) аномалии, отражающие поля гидротермально измененных пород</p>	<p>Аномалии магнитного и гравитационного полей над рудоносными гранитоидными интрузивами; электрозведочные аномалии, фиксирующие зоны сульфидизации</p>
<p>VIII. Полезные компоненты руд месторождений и проявлений различных рудо-формационных типов* основные; попутные; относительные Au:Ag; Se:Te</p>	<p>1. Cu, Mo; Au, Ag, Pb, Zn.</p> <p>2. Au, Ag; Pb, Zn, Cu, Hg; Au:Ag 1:1.</p> <p>3. Au, Ag; Pb, Zn, Cu; Au:Ag 1:20—1:300</p>	<p>1. Cu, Mo; Au, Ag, Pb, Zn</p> <p>2. Au, Ag; Pb, Zn.</p> <p>Au:Ag 1:10.</p> <p>3. а. Au, Ag; Cu, Mo; 3. б. Au, Ag; Cu, Pb, Zn, Mo</p>	<p>1. Cu, Mo; Au, Ag, Pb, Zn.</p> <p>2. Au, Ag; Pb, Zn, Cu; Au:Ag 1:1,5—1:10; Se:Te 0,7.</p>

* По рудо-формационным типам — см. п.3 таблицы

ческих систем (см. таблицу) с описанием прямых и косвенных поисковых признаков — формационных, структурных, рудно-формационных, метасоматических, минералогических, геохимических и геофизических. Эти модели использованы для выделения, оконтуривания и оценки потенциальных рудных районов, перспективных для обнаружения слабо эродированных и скрытых месторождений, в первую очередь медно-порфировых, признаками которых на современной поверхности являются проявления полиметаллической (с Au и Ag), золотосеребряной и медно-мышьяковой минерализации.

С учетом элементов-признаков созданных моделей на структурно-формационной основе построены прогнозно-минералогические карты масштаба 1:500 000 Кавральянской, Хетачано-Кричальской и Северо-Сихотэ-Алиньской металлогенических зон. В названных зонах выделены площади в ранге потенциальных рудных районов разной очередности для постановки среднемасштабных геолого-съёмочных и прогнозно-поисковых работ.

Эти площади различаются уровнем изученности. В Кавральянской и Хетачано-Кричальской зонах на них проведены в основном геолого-съёмочные работы масштаба 1:200 000 и лишь на отдельных участках (Клен, Ольховка и др.) геолого-съёмочные, поисковые, геофизические и геохимические работы масштаба 1:50 000 и крупнее. В настоящее время на Убиенкинской, Ольховской и Серовской площадях ФГУП ЦНИГРИ и ФГУГП «Георегион» за счет средств федерального бюджета проводят поиски месторождений медно-порфировых и сопряженных руд, включающие горно-буровые работы.

Потенциальные рудные районы Северо-Сихотэ-Алиньской металлогенической зоны, расположенные в экономически освоенном регионе, изучены более полно и детально. Вместе с тем известные в их пределах золотосеребряные объекты, в т.ч. разрабатываемые месторождения Многовершинное и Белая Гора, слабо изучены на глубину. По ряду характеристик [2] они могут принадлежать верхним уровням комплексных рудно-магматических систем «порфирового»

типа, во внутренних частях которых могут прогнозироваться медно-порфировые руды. Поэтому на таких площадях целесообразна постановка специализированных поисков с бурением глубоких (до 1000 м) скважин. На возможность обнаружения медно-порфировых объектов в подобных обстановках указывает опыт проведения поисковых работ в Венгрии (открытие месторождения Речк при разбуривании глубоких горизонтов золотосеребряного месторождения Лахоца), Чили (Андаколло; Рефуджио-Верде, Панчо), Филиппинах (FSE-Лепанто), Папуа-Новая Гвинея (Фрида Ривер-Нена) и др.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беневольский Б.И., Блинова Е.В., Бражник А.В. и др. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов. Выпуск «Золото». —М., 2002.
2. Звездов В.С., Минина О.В. Рудно-магматические системы вулканоплутонических поясов Востока России // Руды и металлы. 2010. № 1. С. 48—59.
3. Константинов М.М., Варгунина Н.П., Косовец Т.Н. и др. Золотосеребряные месторождения // Серия Модели месторождений благородных и цветных металлов. —М., 2000.
4. Кривцов А.И. Прикладная металлогения. —М.: Недра, 1989.
5. Кривцов А.И. Металлогения андезитовидных вулканоплутонических поясов. Ч. II. —М., 1999.
6. Кривцов А.И., Мигачев И.Ф. Металлогения андезитовидных вулканоплутонических поясов. Ч. I. —М., 1997.
7. Кривцов А.И., Звездов В.С., Минина О.В., Мигачев И.Ф. Медно-порфировые месторождения // Серия Модели месторождений цветных и благородных металлов. —М., 2001.
8. Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Волчков А.Г. и др. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов алмазов благородных и цветных металлов. Выпуск «Медь». —М., 2002.
9. Мигачев И.Ф. Металлоносность рудно-магматических систем — прогнозы и их реализация // Базовые доклады «Прогноз, поиски, оценка рудных и нерудных месторождений на основе их комплексных моделей — достижения и перспективы». Научно-практич. конф. —М., 2006. С. 47—57.
10. Migachev I.F. Complex ore nodes of marginal volcano-plutonic belts and their geological setting // Resource Geology Special Issue. 1993. № 15. Pp. 199—209.

Оценка нефтегазоперспективности Тимано-Печорской плиты с учетом объемной модели верхней части литосферы

В.С.ДРУЖИНИН, П.С.МАРТЫШКО, Н.И.НАЧАПКИН, В.Ю.ОСИПОВ, Н.В.ФЕДОРОВА
(Институт геофизики (ИГФ) УрО РАН; 620016, г.Екатеринбург, ул.Амундсена, д.100)

Рассмотрены результаты исследований по разработанной в Институте геофизики УрО РАН методике создания объемной геолого-геофизической модели верхней части литосферы Тимано-Печорской нефтегазовой провинции и сопредельных территорий. Предложена новая схема тектонического строения кристаллической коры и определены с позиции специфики глубинного строения перспективные участки на постановку детальных геолого-геофизических исследований. Часть участков совпадает с уже известными месторождениями углеводородов, другие подлежат более тщательному их изучению с учетом имеющейся информации по приповерхностным структурам и постановке целенаправленных поисковых работ.

Ключевые слова: Тимано-Печорская плита, объемная геолого-геофизическая модель, тектоническое строение.

Дружинин Владимир Степанович, druvs@mail.ru
Мартышко Петр Сергеевич
Начапкин Николай Иванович
Осипов Вячеслав Юрьевич
Федорова Наталья Васильевна

Estimation Oil and Gas Potential Timan-Pechora Plate with taking into account Three-Dimensional Model of Upper Part Lithosphere

V.S.DRUZHININ, P.S.MARTYSHKO, N.I.NACHAPKIN, V.Yu.OSIPOV, N.V.FYODOROVA

In article there is considered results of researches on developed in Institute of Geophysics UB RAS technique of creation three-dimensional geology-geophysical model upper part lithosphere of oil and gas province the Timan-Pechora and adjacent territories. The new scheme of tectonic structure earth crystal crust is offered and perspective sites on statement detailed geology-geophysical researches are determined from position specificity of deep structures. The part of sites coincides with already known hydrocarbon deposits, others are subject to their more careful studying in view of available information on surface structures and statement of purposeful search works.

Key words: the Timan-Pechora Plate, three-dimensional geology-geophysical model, tectonic structure.

Тимано-Печорская нефтегазовая провинция достаточно полно изучена геолого-геофизическими методами, особенно в пределах Печорского бассейна, где сосредоточены основные месторождения углеводородов. По мнению многих специалистов, углеводородный потенциал недр Республики Коми существенно превышает открытые и оцененные запасы нефти и газа. Прирост запасов планируется за счет поисков и разведки углеводородов в новых районах Тимано-Печорской плиты и освоения новых объектов. Как показывает практика поисков углеводородов за пределами известных нефтегазоносных районов, в разных нефтегазовых провинциях, для эффективности поисков и разведки необходимо иметь объективное научно обоснованное прогнозирование, опирающееся на анализ и обобщение всей имеющейся информации о приповерхностных структурах, и их увязки со спецификой глубинного строения зем-

ной коры. Опыт оценки нефтегазоперспективности территорий на основе создания объемной геолого-геофизической модели верхней части литосферы, разработанной авторами, свидетельствует о том, что подобного рода исследования должны быть составной частью решения прогнозных задач [9, 10]. К сожалению, из-за затруднений в финансировании этих работ со стороны геологических организаций Республики Коми не удалось в должной мере выполнить совместный анализ информации о приповерхностных структурах и о специфике строения верхней части литосферы. Поэтому в данной статье основное внимание обращается на вопросы изучения глубинного строения Тимано-Печорской плиты. Надеемся, что в ближайшее время продолжение этих работ с участием ведущих специалистов облегчит использование результатов исследований при решении практических задач региональной нефтяной геологии.

Общие сведения об углеводородном потенциале Тимано-Печорской нефтегазовой провинции и изученность ее глубинного строения. Тимано-Печорская нефтегазовая провинция, к которой относятся Печорский осадочный бассейн и часть его структурного обрамления (юго-восточный склон Тиманской гряды и передовые складки Урала), в тектоническом отношении соответствуют Печорской плите (рис. 1). Эта провинция промышленная, ее нефтегазоперспективность установлена практически по всему разрезу осадочного чехла в диапазоне от ордовика до перми. В настоящее время открыто 220 месторождений углеводородов. Геологические запасы (извлекаемые) составляют: нефть 16,3 млрд.т, свободный газ

2,7 млрд.м³ (33%), попутный газ 1,24 трлн.м³ (5%) и газоконденсат 2%; разведанность провинции — 45% с учетом предварительных оценочных запасов (кат.С₂), а без учета — 37%. По запасам нефти Тимано-Печорская нефтегазовая провинция занимает четвертое место в России и, несмотря на высокую степень разведанности основных нефтеносных зон, имеет хорошие перспективы для их наращивания, в т.ч. за счет разведки и вовлечения в эксплуатацию новых объектов и новых районов. Прогнозные (неразведанные) ресурсы нефти на континентальной части Тимано-Печорской плиты оцениваются: нефть в 2,45 млрд.т, газ в 1,55 трлн.м³ [4, 17].

В основном нефтегазоносные комплексы сосредото-

чены в породах О₃—Д, Д₃—С₁ (турне), С₁ (визе)—Р. Особенностью многопластовых месторождений углеводородов является «шашлычная» форма их расположения преимущественно по вертикали, что указывает на преобладающую вертикальную миграцию углеводородов по зонам разломов. В монографии Н.И.Тимонина [15] собрана достаточно полная геологическая и в меньшей степени геофизическая информация. В ней приведены несколько тектонических схем и, тем не менее, многие проблемы тектоники региона нуждаются, на взгляд авторов статьи, в получении более убедительных фактов для их решения.

К таким фактам следует отнести: принадлежность Тимано-Печорской плиты к соседним платформам и складчатым поясам, а так же следует учитывать положение древнего кристаллического фундамента; характер сочленения этой плиты с окружающими геоблоками континентальной коры; наличие и роль трансрегиональных глубинных дислокаций и зон субширотных разломов в тектонике рассматриваемой плиты; глубинные критерии, контролирующие размещение углеводородов; роль, масштаб-

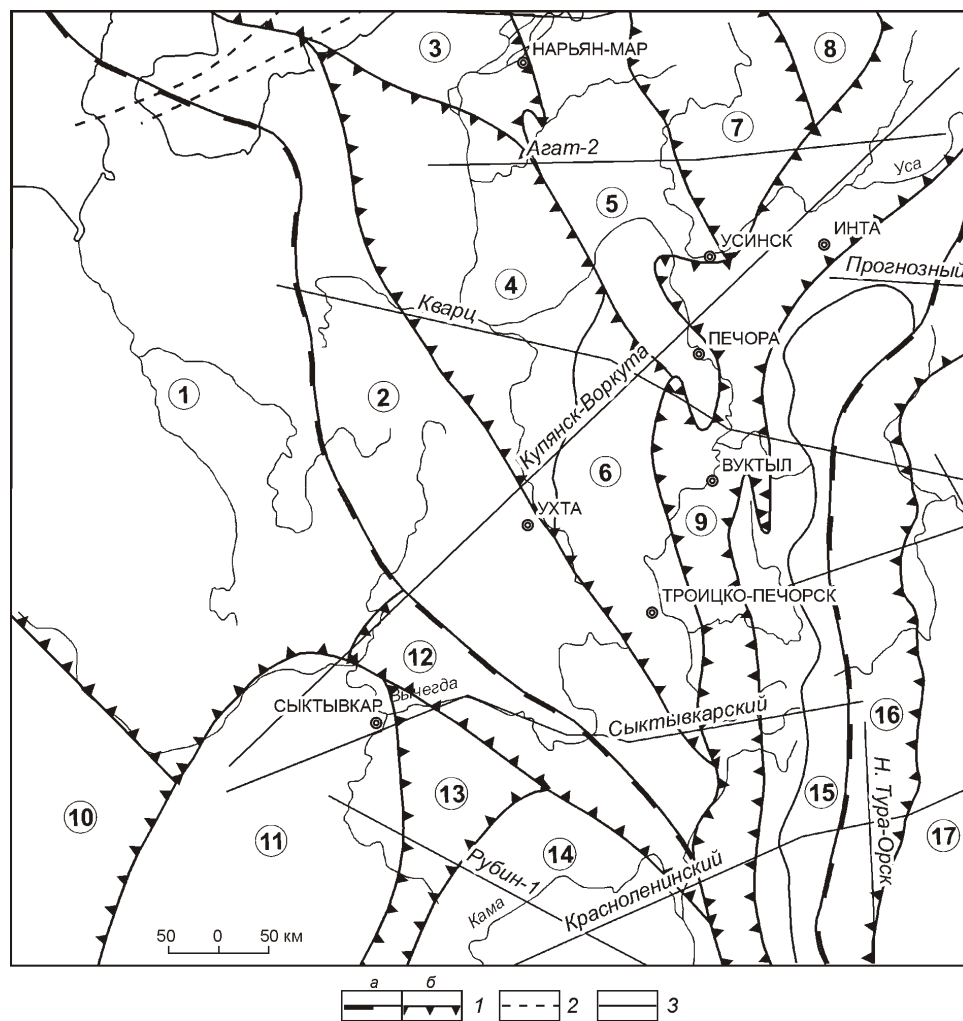


Рис. 1. Обзорная карта Печорской плиты и сопредельных районов. Н.И.Тимонин (1998);

1 — границы: а — Печорской плиты, б — крупнейших структур; 2 — важнейшие разрывные нарушения; 3 — профили ГСЗ; названия структуры (цифры в кружках): 1 — Мезенская синеклиза, 2 — Канино-Тиманская гряда, 3 — Колгуевская моноклинал, 4 — Ижма-Печорская впадина, 5 — Печоро-Колвинская рифтовая зона, 6 — Омра-Лузская седловина, 7 — Хорей Верская впадина, 8 — Варандей-Лозьеринская структурная зона, 9 — Предуральский краевой прогиб, 10 — Сухонская седловина, 11 — Сысольский свод, 12 — Вычегодский прогиб, 13 — Кажимский прогиб, 14 — Коми-Пермяцкий свод, 15 — Центрально-Уральское поднятие, 16 — Тагильский мегасинклиорий, 17 — Восточноуральское поднятие

ность, природа надвиговой тектоники, в частности в северо-восточном секторе, который характеризуется разворотом Центрально-Уральской мегазоны, начиная с 64 с.ш. в северо-восточном направлении. Остаются открытыми вопросы: насколько обоснованы предполагаемые надвиги (шарьяжи) с горизонтальными размерами до 60 км [1, 5]; тектоническое районирование с учетом специфики глубинного строения в профильно-площадном варианте; выявление причин несоответствия структурного плана верхней части осадочного чехла нижним горизонтам [2, 12]; возможность наличия (или отсутствия) древнего кристаллического фундамента восточной части Восточно-Европейской платформы и чем представлено в тектоническом и литологическом плане основание осадочного слоя в случае обнаружения древнего фундамента и влияние фундамента (подошвы осадочных отложений) на характер распределения углеводородов [7].

Схема расположения геотраверсов (профилей) ГСЗ, выполненных Центром региональных геофизических исследований «Геон» в 1970—1989 гг. приведена на рис. 1. Диагональный геотраверс Купянск—Воркута (КВ), является северной частью единого геотраверса Черное море—Карское море (Глобус). На нем впервые были получены удлинённые годографы с использованием ядерных взрывов, предназначенных для изучения верхней мантии [6]. Информация о строении земной коры получена по МОВЗ. В 1980-е годы выполнены наблюдения по геотраверсам АГАТ-2 (АГ-2), «Кварц» (КВЦ), Рубин-1 (РБ-1) [11]. Геотраверс Рубин-1 южнее параллели 60 пересекается с Краснотинским профилем ГСЗ, оработанным ОАО «Баженовская геофизическая экспедиция». В 2000—2003 гг. [8] институтом геологии Коми научного центра выполнены наблюдения на относительно коротком профиле МЕЗТИРЕСН (Сыктывкарский — СВ по принятой нами терминологии). Этот профиль не совсем удачно расположен относительно исследуемых перспективных структур. Целесообразнее было его расположить на уровне г. Ухта. По некоторым профилям, например, Агат-2, Кварц существует несколько версий разрезов, что затрудняет их использование для решения поставленных задач. К мешающим факторам необходимо отнести следующие моменты: разнородность информации, обусловленная различием методик получения исходных сейсмических данных и их интерпретации; значительно осредненный характер информации в связи с редкой системой наблюдений: расстояние между регистраторами составляло 10—15 км, между пунктами взрывов — 80—100 км; использованная технология интерпретации (А.В.Егоркин) основывалась на представлениях о простых *субгоризонтальных* моделях земной коры. Виртуальная сложность достигнута автором за счет различия горизонтального и вертикального масштабов (10:1) разрезов, когда изменения рельефа основных границ в 2—4 км, сопоставимые с погреш-

ностью определения, становились решающими факторами при решении тектонических и особенно минерагенических задач [3]. Также следует отметить отсутствие неформальной увязки с геолого-геофизическими материалами по приповерхностным структурам. Последующие более детальные наблюдения (глубинное ОГТ, ГСЗ по плотным системам [14, 16]) и, самое главное, результаты сверхглубокого бурения (восточнее и южнее исследуемой территории СГ-4, СГ-6, СГ-7), показали, что строение земной коры гораздо сложнее. Наиболее адекватными геологической среде являются объёмные *разломно-блоковые* и слоистые модели с наличием зон инверсии скоростей, высокоскоростных комплексов, переходных зон и т.д.

Таким образом, Тимано-Печорская нефтегазовая провинция по формальному признаку — числу профилей ГСЗ и полноте охвата региона, должна быть отнесена к относительно изученным территориям России (на конец XX в.). Однако существует ряд факторов, которые снижают значимость полученной информации.

В качестве примера на рис. 2 приведены фрагменты разреза по геотраверсу Агат-2, оработанному Центром ГЕОН и геолого-геофизический разрез, полученный в результате выполненных исследований. На основании объёмной геолого-геофизической модели верхней части литосферы (рис. 3) составлена новая схема регионального тектонического районирования твердых полезных ископаемых и ее обрамления масштаба 1:2 500 000 с элементами нефтегазоперспективности (рис. 4).

Методика исследований. Основные положения разработанной методики изложены в ряде статей авторов [9, 10]. В данной статье подчеркнем только ее основные этапы:

1. Построение сейсмогеологических разрезов по предложенной методике глубинного геокартирования, позволяющая получить однотипные разрезы по всем профилям.

2. Построение плотностных разрезов верхней части литосферы проводится в рамках разломно-блоковой и слоистой модели, причем за основу берутся сейсмогеологические разрезы, а плотность блоков и комплексов подбираются в процессе численного гравитационного моделирования.

3. Построение магнитных моделей с использованием метода сингулярных источников и его модификаций.

4. Построение комплексных геолого-геофизических разрезов верхней части литосферы (до глубинного уровня изостатического выравнивания на глубине 80 км) на основе перечисленных выше разрезов и моделей.

5. Составление объёмных геолого-геофизических моделей на основе 2D разрезов и аномального гравитационного поля в редукции Буге.

6. Составление схемы тектонического районирования Тимано-Печорской плиты и ее окружения с уче-

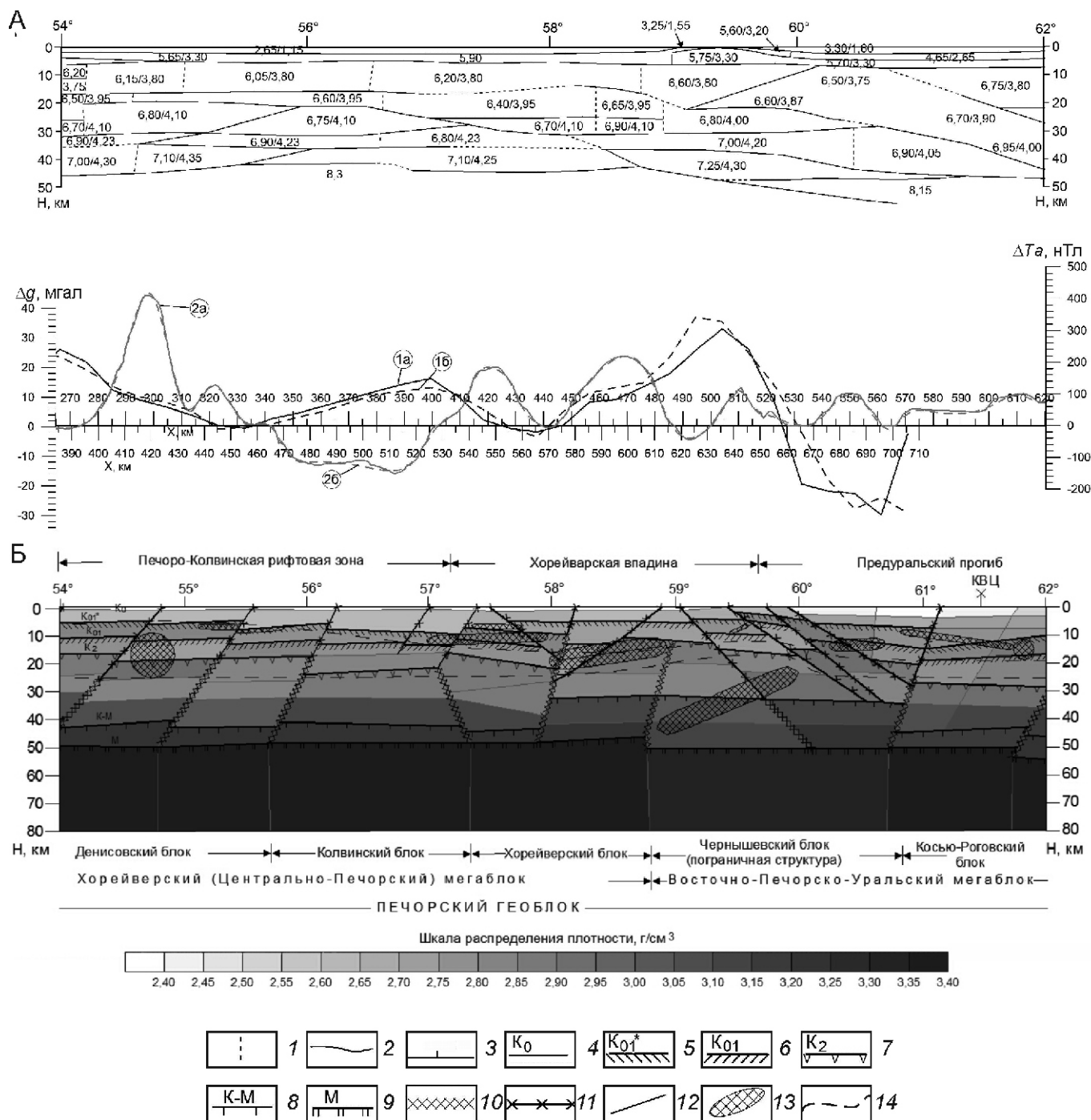


Рис. 2. Фрагменты разреза по профилю Агат 2:

А — сейсмический (А.В.Егоркин, 1980), Б — геолого-геофизический, по результатам выполненных исследований; 1 — вертикальные границы изменения скоростных параметров; 2 — наклонная отражающая граница; 3 — линия профиля с градусной привязкой; поверхности: 4 — верхнего и 5 — нижнего мегакомплексов; 6 — поверхность комплексов древнего кристаллического фундамента 2 СГЭ; 7 — поверхность комплексов нижней коры («базальтовый слой»); 8 — поверхности комплексов переходного мегакомплекса (зоны) в низах коры и в пределах переходной зоны промежуточных комплексов с относительно пониженными скоростными параметрами; 9 — поверхность основного сейсмогеологического раздела Мохо между породами земной коры и относительно слабоизмененными породами верхней мантии (перидотит); промежуточные границы; 10 — основные зоны глубинных разломов; 11 — глубинные разломы и разломы в земной коре; 12 — секущие отражающие элементы; 13 — тела с повышенными магнитными свойствами; 14 — границы, построенные для намагниченности 1,5 (верхняя) и 3,0 А/м (нижняя); кривые: 1а — наблюдаемая и 1б — расчетная g , 2а — наблюдаемая и 2б — расчетная T ; скорости продольных (числитель) и поперечных (знаменатель) волн, км/с

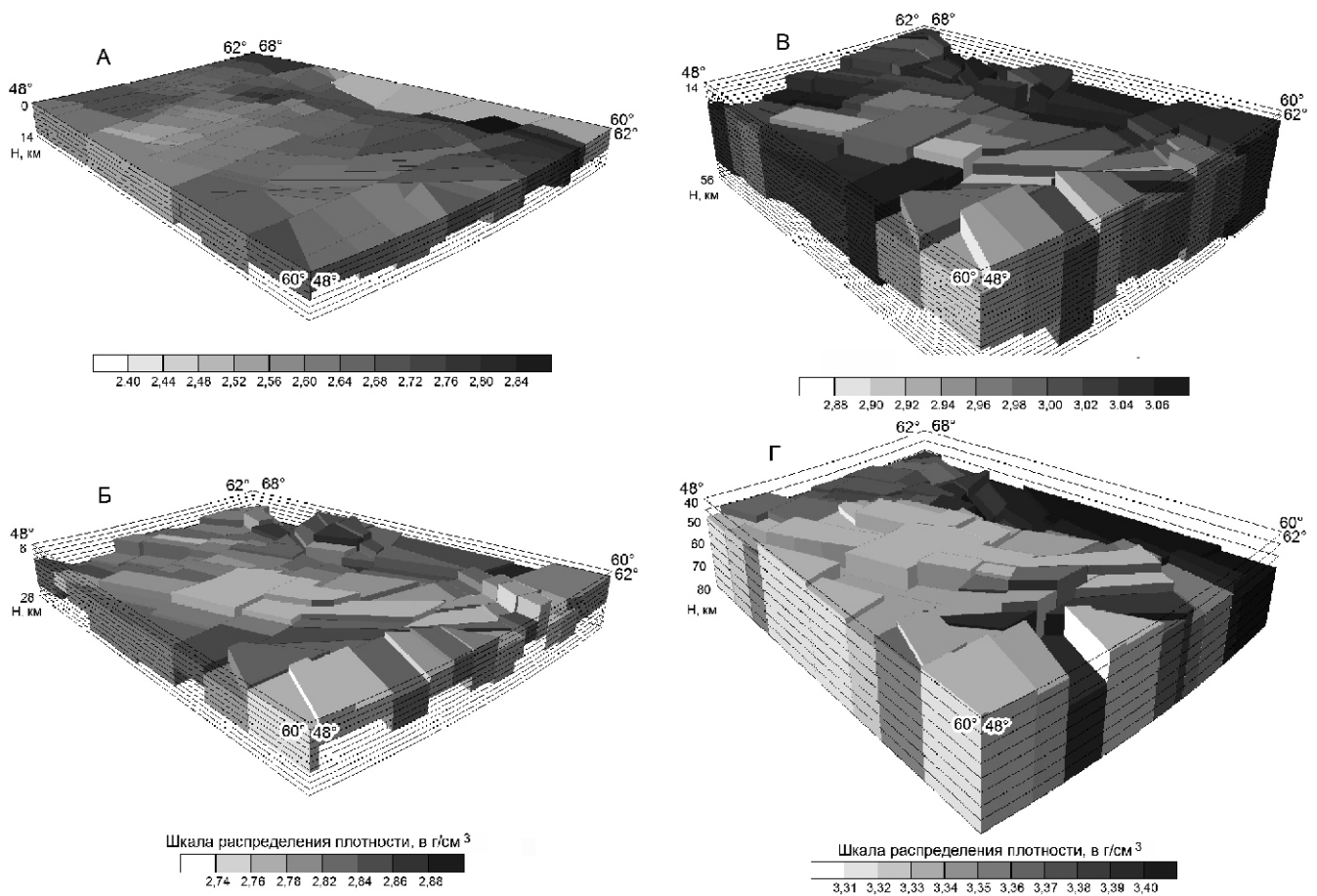


Рис. 3. Плотностная 3D модель верхней части литосферы Тимано-Печорской плиты:

А — первый, Б — второй, В — третий сейсмогеологические этажи; Г — верхи верхней мантии до 80 км

том установленных особенностей глубинного строения.

Результаты исследований. Полученные результаты существенно корректируют прежние представления о происхождении, тектонике и нефтегазоносности Тимано-Печорской плиты [1, 5, 13, 15]. Основное содержание новых результатов сводится к следующему:

1. Тиманская гряда, являющаяся западной и юго-западной границей Тимано-Печорской плиты — это вовсе не единая структура. Она представлена тремя самостоятельными звеньями, различающимися по глубинному строению, истории развития и происхождению. Южный Тиман — восточная часть Беломорско-Северо-Двинско-Тиманской трансрегиональной глубинной дислокации. В пределах исследуемой площади земная кора подвержена широкой гранитизации земной коры, что способствовало образованию Тиманского поднятия. Северный Тиман (как горная гряда, кряж) сформировался в результате коллизии Мезенско-Беломорского и Печорского геоблоков континентальной коры вследствие геодинамических процессов растяжения в главной структуре

Тимано-Печорской плиты — Печорской рифтовой зоне. Эти процессы сопровождались внедрением интрузивных тел преимущественно фемического состава. Средний Тиман отличается от краевых звеньев гряды. Так, он имеет увеличенные поперечные размеры, овальную форму и промежуточные черты строения. Данные особенности Среднего Тимана связаны с динамическим влиянием разнонаправленных тектонических структур Тимано-Печорской плиты.

2. Ижма-Печорская впадина имеет относительно простое глубинное строение. Ее тектоника соответствует моноклиальной структуре, сложенной палеозойскими отложениями, расположенными на рифейских породах преимущественно Северного Тимана, с которым она образует один мегаблок.

3. Центральная роль в тектонике и геодинамике Тимано-Печорской плиты принадлежит Печорской рифтовой мегазоне, представленной несколькими структурами второго порядка. Она отделена Чернышевской зоной, представленной одноименным поднятием, от Приуральской части рассматриваемой плиты, которую за исключением самой восточной зоны можно рассматривать как восточную ветвь еди-

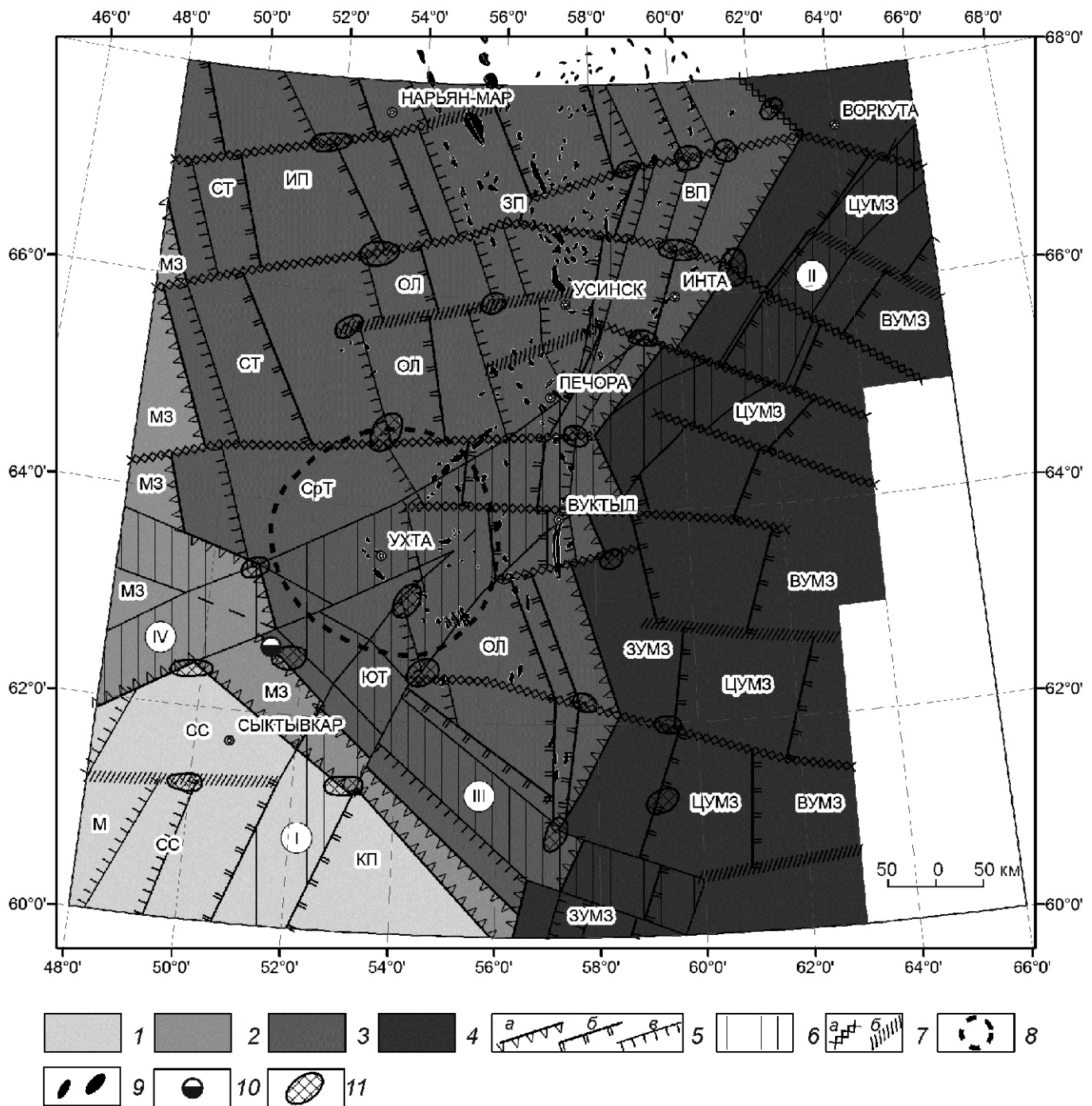


Рис. 4. Схема регионального тектонического районирования Тимано-Печорской плиты и ее обрамления с элементами нефтегазоперспективности:

геоблоки земной коры: 1 — Волго-Уральский, 2 — Беломорско-Мезенский, 3 — Тимано-Печорский, 4 — Уральский (Уральская складчатая система); основные структуры геоблоков (мегаблоки и мегазоны): М — Мезенский, С — Сысольский, КП — Коми-Пермяцкий, Т — Тиманский (разделен на три части: ЮТ — Южный, СрТ — Средний, СТ — Северный), ИП — Ижма-Печорский (совместно с МЗ — Малоземельской зоной на севере и ОЛ — Омралужской на востоке); П — Печорский мегаблок в составе ЗП — Западно-Печорского (Печорская рифтовая система) и ВП — Восточно-Печорского; У — Уральская складчатая система в составе мегазон: ЗУМЗ — Западно-Уральской, ЦУМЗ — Центрально-Уральской и ВУМЗ — Восточно-Уральской; 5 — границы, вероятной зоны глубинных разломов и глубинные разломы, ограничивающие геоблоки (а), мегазоны (б) и блоки (в); б — предполагаемое положение трансрегиональных зон глубинных дислокаций: I — Кажимско-Казанский авлакоген-рифт, II — Вайкаро-Сыньинская, III — Красновишерско-Мезенская, IV — Ухтинско-Котласская; 7 — субширотные дислокации с большей (а) и меньшей надежностью (б); 8 — аномальный район кристаллической коры, обусловленный зоной пересечения основных тектонических дислокаций; 9 — месторождения углеводородов; 10 — Лямвинское сейсмическое событие, возможно, землетрясение 17 сентября 2004 г.; 11 — перспективные участки для постановки детальных геолого-геофизических работ

ной рифтовой системы, но более древнего заложения. Возможен второй (уточняющий) вариант, который заключается в том, что Приуральская часть плиты в северной части рассматриваемой территории, представлена своеобразным «карманом», образованным разнонаправленными тектоническими дислокациями. Нижние горизонты этого «кармана», вероятно, соответствуют Приуральской рифт-авлакогенной структуре протерозой-нижнерифейского возраста. Подобная структура была выделена по данным ГСЗ в более южных районах Западного склона Урала.

В отличие от существующих схем западная граница Уральского складчатого пояса отодвинута к востоку, что соответствует развороту его структур в северо-восточном направлении.

4. Печорская рифтовая система значительно сужается к югу и прослеживается до 62 с.ш. Это происходит за счет геодинамического влияния структур обрамления. Ижма-Печорская структура (моноклинал) кулисообразно сменяется ближе к Печорской зоне Омра-Лузской пограничной структурой и черты ее глубинного строения отличаются от Ижма-Печорской структуры, в состав которой она входит согласно существующим схемам.

5. Система массивов ультрабазитов и базитов открытой части Полярного Урала (Рай-Из-Войкаро-Сынинская группа), расположенных в пределах Центрально-Уральского поднятия, погружаются в юго-западном направлении и зафиксированы в районе 64 с.ш., 58—61 в.д. в виде погруженного крупного массива с повышенными физическими параметрами. Возможно, по восточной границе Тимано-Печорской плиты на границе с Уральским складчатым поясом развита супердайка с глубинными мантийными корнями, имеющая ширину порядка 50 км и простирающаяся более чем на 250 км.

Кажимский авлакоген в юго-западном углу рассматриваемой территории, вероятно, находится на продолжении рассматриваемой трансрегиональной дислокации [16].

6. Рифейские и дорифейские комплексы расположены на нижнеархейском кристаллическом фундаменте Восточно-Европейской платформы, который находится на глубинах 5—17 км. Состав нижнего мегакомплекса изменяется в разных блоках Тимано-Печорской плиты: от складчатых интрузивных, вулканогенно-осадочных до субплатформенных отложенных промежуточного комплекса.

7. Сопоставление элементов новейшей и фанерозойской тектоники указывает на перестройку структурно-тектонического плана Тимано-Печорской плиты в новейшее время: преобладающие в фанерозое север-северо-западные направления сменились на север-северо-восточные. Разворот Уральских структур севернее 64 с.ш. произошел в том же направлении одновременно с сокращением структур Уральского

складчатого пояса с переходом его Центральной части в зону глубинной дислокации.

8. В отличие от существующих карт нефтегазоносности Тимано-Печорской плиты намечены новые районы поисков углеводородов. Это, как правило, узловые участки пересечения субширотных дислокаций с разломами субмеридиональными или других направлений, расположенными в Ижма-Печорской моноклинали и юго-западном, а так же и юго-восточном узлах исследуемой территории. Кроме того, ограничен район поисков по самой восточной части Тимано-Печорской плиты. В частности, отмечена природа Чернышевского поднятия как пограничной зоны, сложное строение которой объясняется сменой направлений тектонических сил: в начале с востока — в связи с развитием Приуральской рифт-авлакогенной структуры, затем с запада — в результате формирования Печорской рифтовой структуры. Специфика глубинного строения и строение приповерхностных структур позволяют сделать вывод о том, что Чернышевское поднятие малоперспективно на обнаружение в его недрах существенного по запасам месторождения углеводородов, что совпадает с представлениями М.К.Шуваева [18]. Именно это имеет большое значение для решения вопроса о продолжении нефтепоисковых работ, которые на этом поднятии уже выполнены в значительном объеме без сколько-нибудь значительных открытий.

В заключение следует отметить, что анализ результатов выполненных исследований по созданию объемной геолого-геофизической модели верхней части литосферы Тимано-Печорской плиты и смежных с ней структур, свидетельствует о том, что информацию, нужную для решения региональных тектонических и минерагенических задач, можно извлечь из более ранних работ по региональным профилям и геотраверсам ГСЗ, выполненных в значительных объемах на территории России. Рекомендуются проведение подобных тематических исследований по разработанной методике с привлечением геолого-геофизической информации по приповерхностным структурам, включая данные бурения глубоких и сверхглубоких скважин. Создание объемных геолого-геофизических моделей верхней части литосферы необходимо как для составления геологических карт нового поколения (Гео-2012), так и для повышения эффективности геофизических региональных исследований на профилях, обрабатываемых по современным технологиям: за счет оптимального выбора направления профилей или их совмещений с прежними профилями ГСЗ и получения объемной картины строения земной коры при совпадении основных элементов строения.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Уральского отделения РАН (проект № 09-Т-5-1018).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аплонов С.В., Лебедев Б.А., Тимощенкова Н.В.* Геодинамика и нефтегазоносность восточной окраины Восточно-Европейской платформы // Мат-лы научно-практической конференции по теме «Перспективы нефтегазоносности Предуральяского прогиба». — Екатеринбург, 2004. С. 14—20.
2. *Белонин М.Д., Буланов Г.Ф., Головань А.С.* и др. Поиски залегающих углеводородов на больших глубинах Тимано-Печорской провинции // Советская геология. 1990. № 3. С. 19—23.
3. *Булин Н.К., Егоркин А.В.* Перспективы нефтегазоносности Кажимской зоны на Русской платформе // Геология нефти и газа. 2002. № 5. С. 53—56.
4. *Вассерман Б.Я.* Разведанность ресурсов углеводородов Тимано-Печорской нефтегазовой провинции на начало XXI в. // Геология нефти и газа. 2001. № 2. С. 2—6.
5. *Гудельман А.А., Казанцева А.Г., Уткина О.Л.* Перспективы нефтегазоносности надвиговой системы поднятия Чернышева // Мат-лы научно-практической конференции по теме «Перспективы нефтегазоносности Предуральяского прогиба». — Екатеринбург, 2004. С. 195—201.
6. *Глубинное строение восточной части Русской платформы (вдоль профиля ГСЗ Купянск—Воркута)* / Под ред. И.В. Лучицкого. — М.: Наука, 1977.
7. *Дмитриевская Т.В., Рябухина С.Г., Пономарёв В.А., Зайцев В.А.* Влияние структуры поверхности фундамента на характер распределения нефтяных и газовых месторождений Тимано-Печорского бассейна // Геология нефти и газа. 2000. № 4. С. 9—13.
8. *Дружинин В.С., Автонеев С.В., Шармачова Л.Н., Турьгин Л.В.* Глубинное строение Северного Урала по Краснотенинскому профилю ГСЗ // Советская геология. 1990. № 9. С. 79—82.
9. *Дружинин В.С.* Информация о строении земной коры — необходимый атрибут региональной нефтяной геологии (на примере Уральского региона) // Отечественная геология. 2009. № 1. С. 104—112.
10. *Дружинин В.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю.* Роль информации о строении земной коры для тектонического районирования и оценки нефтегазоперспективности новых районов и новых объектов // Геология, геофизика, разведка и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2010. № 11. С. 10—16.
11. *Егоркин А.В.* Строение земной коры по сейсмическим геотраверсам / Глубинное строение территории СССР. — М.: Наука, 1991. С. 118—135.
12. *Кочетков О.С., Алисиевич Л.Н., Гайдебек В.И., Юдин В.М.* О путях формирования месторождений нефти и газа (на примере Тимано-Печорской провинции) // Геология нефти и газа. 2000. № 5. С. 44—49.
13. *Костюченко С.Л., Егоркин А.В.* Внутрикоровые элементы севера Восточно-Европейской платформы // Разведка и охрана недр. 1994. № 10. С. 12—15.
14. *Купицин А.В., Пийп В.Б.* Строение коры Баренцево-Карского региона по данным детальных исследований методом глубинного сейсмического зондирования // Вестник Москов. ун-та. Сер. 4. Геология. 2008. № 6. С. 40—48.
15. *Тимонин Н.И.* Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. — Екатеринбург, 1998.
16. *Трофимов В.А.* Глубинные сейсмические исследования МОГТ как инструмент оценки перспектив нефтегазоносности и поисков крупных скоплений углеводородов // Геология нефти и газа. 2008. № 4. С. 55—62.
17. *Чупров В.С.* Углеводородный потенциал Печорско-Баренцево морского бассейна // Вестник Коми Центр УрО РАН. 2008. № 11. С. 7—12.
18. *Шуваева М.К.* Проблемы нефтегазоносности гряды Чернышова // Геология нефти и газа. 2010. № 4. С. 84—86.

О перспективах черносланцевой золотоносности Восточно-Саянской провинции

Ч.Х.АРИФУЛОВ, А.В.ОЖЕРЕЛЬЕВА, И.В.АРСЕНТЬЕВА, М.П.ОВСЯННИКОВ, Г.Б.ГАНЖА (ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ); 117545, г.Москва, Варшавское шоссе, д.129, корп.1)

На основе специализированной цифровой Прогнозно-металлогенической карты Восточно-Саянской провинции масштаба 1:500 000 рассмотрены закономерности размещения потенциально золотоносных черносланцевых формаций. Дано ранжирование площадей по распространенности черносланцевых формаций с учетом их площадей, ассимилированных разновозрастными гранитоидными комплексами. Выделены площади в ранге рудных районов, перспективные на выявление золоторудных объектов черносланцевого типа.

Ключевые слова: Восточно-Саянская, золоторудные месторождения, черносланцевые формации.

Арифулов Чингиз Хайдарович, arif-chin@yandex.ru

Ожерельева Анна Владимировна

Арсентьева Ирина Викторовна

Овсянников Михаил Павлович

Ганжа Галина Борисовна

About the perspectives of gold mineralization at the East-Sayan province

С.Н.АРИФУЛОВ, А.В.ОЖЕРЕЛЕВА, И.В.АРСЕНТЬЕВА, М.П.ОВСЯННИКОВ, Г.Б.ГАНЖА

In the article the regularities of potentially gold-bearing black-shale formations on the ground of specialized digital Forecasting-metallogeny map of the East-Sayan province, scale 1: 500 000 are examined. Ranking of areas is given by prevalence (km^2) of black-shale formations according to their areas which are assimilated by granitoid complexes. Areas are allocated in the rank of ore districts which are prospective for detection of gold deposits in black-shale complexes.

Key words: East-Sayan, gold deposits, black-shale complexes.

В качестве месторождений черносланцевого типа обычно рассматриваются золоторудные объекты Бодайбинской, Енисейской, Кызылкумской и других золоторудных провинций, сведения по которым достаточно хорошо освещены в литературе. В Восточно-Саянской золотоносной провинции, несмотря на широкое распространение метаморфизованных углеродистых карбонатно-терригенных и вулканогенно-терригенных отложений различного возраста, типичных месторождений черносланцевого типа в настоящее время не выявлено. Однако на ряде объектов Гарганского, Бэльско-Зэгэнгольского и других рудных районов установлены признаки сильно трансформированных рудных объектов черносланцевого типа, под которыми понимаются стратифицированные залежи вкрапленных золотосульфидных руд или жильно-штокверковые образования, сформированные в результате гидротермально-метасоматических процессов растворения и переотложения рудного вещества при замещении черных сланцев.

К потенциально золотоносным черносланцевым формациям относят терригенные, вулканогенно-терригенные, кремнисто-терригенные и карбонатно-терри-

генные породы, характеризующиеся присутствием углеродистого вещества ($C_{\text{орг.}}$ 0,1 и до $n\%$) и отличающиеся повышенными концентрациями золота до 10 n мг/т [11]. Содержания золота, как правило, не коррелируют с содержаниями $C_{\text{орг.}}$, присутствующего в породах в зависимости от степени метаморфизма в различных минеральных формах — кериты, антракосилиты, шунгит, графит. Образование углеродистых соединений в терригенных отложениях различного возраста (от позднего архея до кайнозоя) связывается с продуктами жизнедеятельности различных организмов, от протокариотных бактерий (сине-зеленых водорослей) в архей-протерозойских отложениях до сложных биоценозов и высших растений в мезо-кайнозое. Ведущая роль в накоплении тяжелых металлов (Au, Ag, Cu, Pt и др.) в породах с органическими остатками принадлежит бактериальным формам (сульфат-редуцирующая, экстремально-термофильная и др.), для которых основным энергетическим источником являются окислительно-восстановительные процессы с участием разнообразных соединений серы и углерода. В черносланцевых отложениях различного возраста следы жизнедеятельности бактерий широко известны и отмечаются в

форме послойных скоплений фрамбоидального пирита, иногда отмечаются фрамбоиды сульфидов меди [5].

Для рассматриваемой территории вопросы осадочного накопления рудного вещества важны в силу широкого распространения архей-протерозойских глубоко метаморфизованных углеродистых вулканогенно-осадочных и хемогенно-осадочных отложений, представленных графитсодержащим гнейс-сланцево-мраморно-кальцифировым комплексом. Образование этих отложений можно связать с обстановкой мелководных бассейнов (условие реализации фотосинтеза) с кремнистыми и карбонатными строматолитовыми (цианобактериальными) биотами. Эти породы можно предположительно рассматривать в качестве «донорной» формации для образования золоторудных объектов, связанных с регенерационными процессами, сопряженными с гранитизацией, что косвенно подтверждается наличием многочисленных золоторудных проявлений в шовной зоне Саянского глубинного разлома, сложенной гранитизированными породами слюдянской серии (например, Белая и Эхэгольская перспективные площади).

Для анализ потенциальной золотоносности черносланцевых формаций Восточно-Саянской провинции проведено структурно-формационное районирование территории и выявлены закономерности пространственного размещения разновозрастных углеродистых вулканогенно-осадочных, терригенных и терригенно-карбонатных формаций, а также сопряженных с ними в пространстве разновозрастных полиформационных гранитоидных комплексов. Составлен специализированный ГИС-проект, информационной основой для которого послужили результаты геолого-съемочных работ масштаба 1:200 000 и многочисленные материалы и публикации, освещающие особенности геологического строения территории и известных рудных районов провинции. Вся информация собрана в цифровых атрибутивных таблицах и в цифровом каталоге рудных объектов (месторождения, рудопоявления, пункты минерализации). Цифровая карта построена в формате ArcMap.

Восточно-Саянская складчатая область представляет собой сложный ансамбль тектонических блоков — разновозрастных террейнов (архейские, ранне-среднепротерозойские, рифей-вендские), спаянных вулканогенно-осадочными и вулканогенно-плутоническими комплексами палеозоя, сформированными в обстановках кембрийской активной континентальной окраины, ордовикско-силурийского орогена, позднесилурийско-девонской тектономагматической активизации и тафрогенеза. Мезозойско-кайнозойская история развития территории характеризуется прогрессирующим развитием континентального рифтогенеза, накоплением континентальных угленосных формаций и проявлений траппового вулканизма. Континентальный рифтогенез активен и в настоящее время, что отражается в расширении ареа-

лов рифтовых впадин (Байкальская, Тункинская, Хубсугульская, Дархатская, Бусингольская).

На схеме структурно-формационного районирования Восточно-Саянской складчатой области отражены закономерности распределения черносланцевых структурно-вещественных комплексов, связанных с различными геотектоническими режимами развития. Среди них основными являются следующие:

1. Протогеосинклинальные рифтогенные бассейны ранне-среднепротерозойского возраста, с которыми связана метавулканогенно-углеродисто-кремнисто-карбонатная (углеродисто-кварцито-гнейсо-кальцифировая) формация, метаморфизованная в условиях амфиболитовой фации и надстраивающая ее метаядеродисто-(вулканогенно)-карбонатно-терригенная формация, метаморфизованная в условиях зеленосланцевой фации. Представителем первой являются нижне-среднепротерозойские отложения дербинской свиты, а второй — среднепротерозойские (рифейские) отложения жайминской свиты (рис. 1).

2. Бассейны пассивной континентальной окраины позднего рифея—венда с метаморфизованными черносланцевыми формациями (рис. 2), сформированными в окраинных бассейнах и рифтовых зонах с различной степенью океанизации. В пределах данного структурного этажа выделяются потенциально золотоносные черносланцевые формации: метауглеродисто-кремнисто-карбонатно-терригенная, метауглеродисто-карбонатно-терригенная, метауглеродисто-карбонатная, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации. Вместе с тем в этот период формировались грубообломочные слабо метаморфизованные конгломерат-карбонатно-терригенные отложения, которые ряд исследователей идентифицирует, как молассоиды, но они могут рассматриваться и как тиллоидные отложения, связанные с вендским оледенением.

3. Осадочные бассейны кембрийской активной континентальной окраины (см. рис. 2) с осадочными и вулканогенными формациями, образованными в обстановках островных дуг, междугловых бассейнов, мелководного шельфа окраинных морей и в субконтинентальных условиях на островных сооружениях (микроконтинентах). Обстановка континентальной окраины отражается в развитии крупных плутонических поясов, представленных гранитоидными интрузиями саянского комплекса, слагающими основной объем ареалов интрузивного магматизма в Урикско-Ийской, Тувино-Монгольской и Байкало-Шарыжалгайской структурно-формационных зонах. Черносланцевые отложения связаны с обстановками шельфового склона — углеродисто-карбонатно-терригенная формация, а также с междугловыми бассейнами — углеродисто-карбонатно-терригенно-андезит-базальтовая и углеродисто-вулканогенно-осадочная риолит-андезит-базальтовая формации.

4. Ордовикско-силурийский орогенез (с ограниченным рядом стратифицированных формаций —

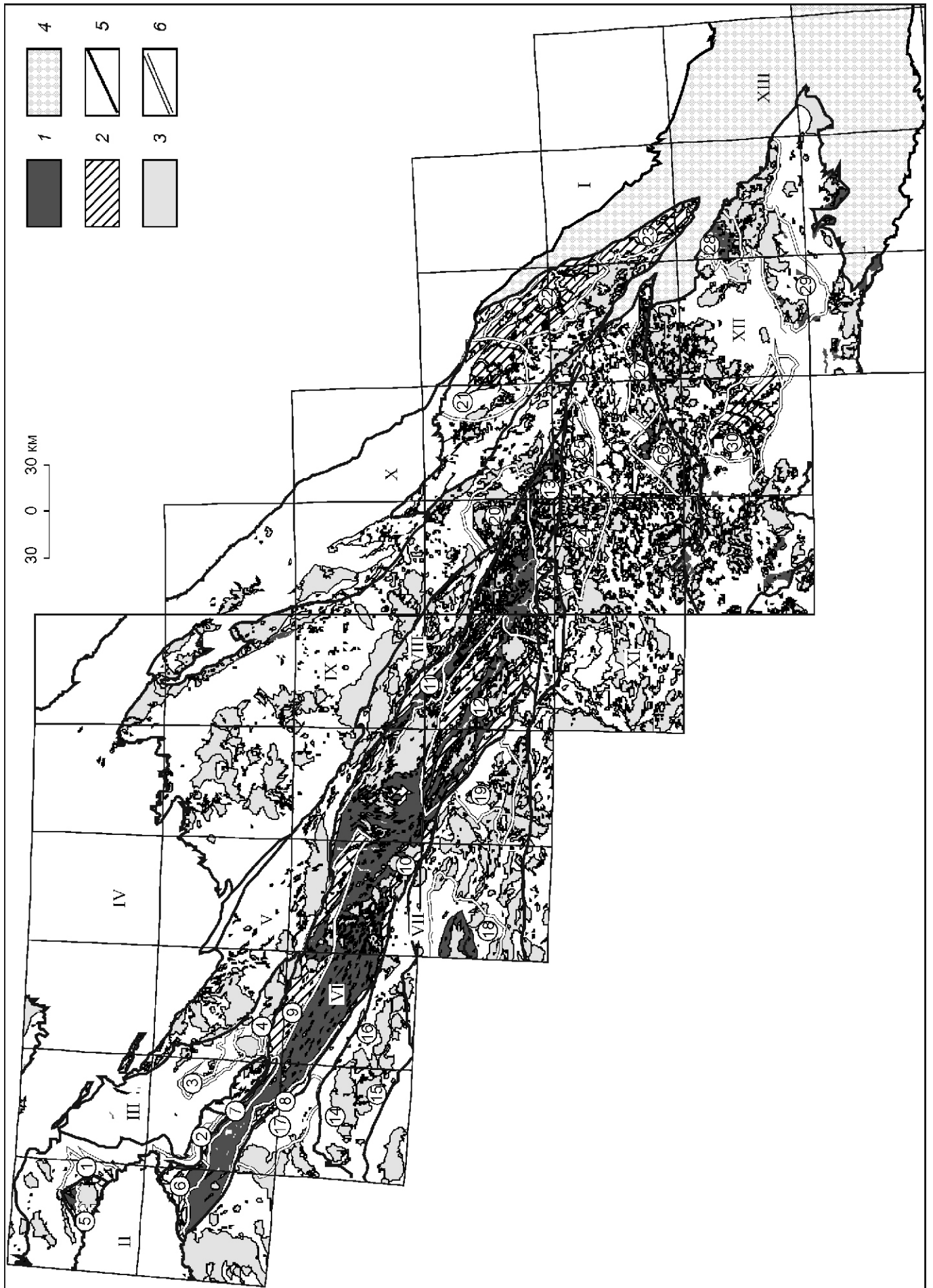


Рис. 1. Схема распространения черносланцевых формаций раннего протерозоя (дербинский и жайминский стратогурвни) и воздействующих на них гранитоидов протерозойско-девонского возраста на территории Восточно-Саянской провинции:

стратифицированные формации: 1 — метавулканогенно-углеродисто-кремнисто-карбонатная (углеродисто-кварцито-гнейс-кальцифировая) дербинского стратогурвня; 2 — метауглеродисто-(вулканогенно)-карбонатно-терригенная жайминского стратогурвня; интрузивные комплексы: 3 — гранитоиды протерозойско-девонского возраста; 4 — нерасчлененные формации Байкало-Шарыжалгайской структурно-формационной зоны; 5 — границы структурно-формационных зон (СФЗ) и их номера: 1 — комплекс чехла Восточно-Сибирской платформы, 2 — Северо-Минусинская, 3 — Манская, 4 — Агульская, 5 — Канская, 6 — Дербинская, 7 — Сисим-Казырская, VIII — Удино-Колбинская, IX — Бирюсинская, X — Урикско-Ийская, XI — Восточно-Тувинская, XII — Тувино-Монгольская, XIII — Бакало-Шарыжалгайская; 6 — границы рудных районов (РР), перспективных площадей (ПрП) и их номера: 1 — Урмано-Манская, 2 — Тубильская, 3 — Минская, 4 — Среднеманская, 5 — Малодербинская, 6 — Северо-Дербинская, 7 — Арзыбейская, 8 — Балахтинская, 9 — Пезо-Малоагульская, 10 — Кинзедюкская, 11 — Мурхойская, 12 — Д-1, 13 — Д-2, 14 — Ольховско-Чибижеский, 15 — Кизирская, 16 — Тумнинская, 17 — Сисимский, 18 — СК-1, 19 — Казырская, 20 — Монкрес-Хайламинский, 21 — Калга-Ярминский, 22 — Ингашко-Чернозминский, 23 — Бельско-Эгэнгольский, 24 — Угхумско-Сангаская, 25 — Восточно-Угхумско-Сангаская, 26 — Кадыросско-Жомболокский, 27 — Илейско-Хужирский, 28 — Урик-Дамдынский, 29 — Гартанский, 30 — Т-1

молассоидов) характеризуется широким развитием интрузивного магматизма, захватывающим различные структурно-формационные зоны (см. рисунки 1 и 2). Выделяется две основные плутонические формации: габбро-диорит-плагиогранитная (таннуольский и другие комплексы) и сиенит-гранит-лейкогранитная (огнитский, ольховский и другие комплексы). Черносланцевые отложения для данной обстановки не характерны, но вместе с тем интрузивные орогенные формации являются одним из ведущих энергетических факторов регенерационных процессов, приводящих к ремобилизации рудного вещества из черных сланцев и его переотложения в форме прожилково-жилных золотосульфидно-кварцевых образований.

5. Позднесилурийско-девонская тектономагматическая активизация сопровождалась образованием конгломерат-карбонат-терригенных и вулканогенных отложений в тафрогенных бассейнах и зрелых рифтовых зонах. Интрузивные образования (см. рисунки 1 и 2), представленные монзонит-сиенит-щелочно-гранитной, щелочно-сиенитовой, трахидолеритовой (траптовой) и йолит-уртит-карбонатитовой формациями, отражают обстановки рассеянного спрединга в крупных континентальных блоках.

6. Обстановка стабилизации области в каменноугольное время с накоплением субплатформенных карбонатно-терригенных, в т.ч. и угленосных формаций, в мезозойско-кайнозойское время сменяется режимом тектономагматической активизации и континентального рифтогенеза с накоплением терригенных, вулканогенных и угленосных отложений, которые в данной работе не рассматриваются в качестве продуктивных на золото черносланцевого типа.

Для выделенных структурно-формационных зон составлена корреляционная схема (рис. 3) разновозрастных потенциально-рудноносных черносланцевых комплексов и сопряженных с ними вулканогенно-осадочных и интрузивных формаций, а также уровни локализации золоторудных и золотосодержащих проявлений различных формационных типов.

Выделяется несколько региональных стратиграфических уровней распространения черносланцевых комплексов, которые могут рассматриваться как потенциальные уровни локализации стратиформного оруденения или служить субстратом (донором) для последующих регенерационных процессов, связанных с полихронным гранитоидным магматизмом. Исключая из рассмотрения архей-нижнепротерозойские графитсодержащие гнейс-сланцево-мраморно-кальцифировые образования, развитые преимущественно в Байкало-Шарыжалгайской структурно-формационной зоне, за нижний стратиграфический уровень принимаются метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации вулканогенно-углеродисто-кремнисто-карбонатные отложения и представленные углеродисто-кварцито-гнейс-кальцифи-

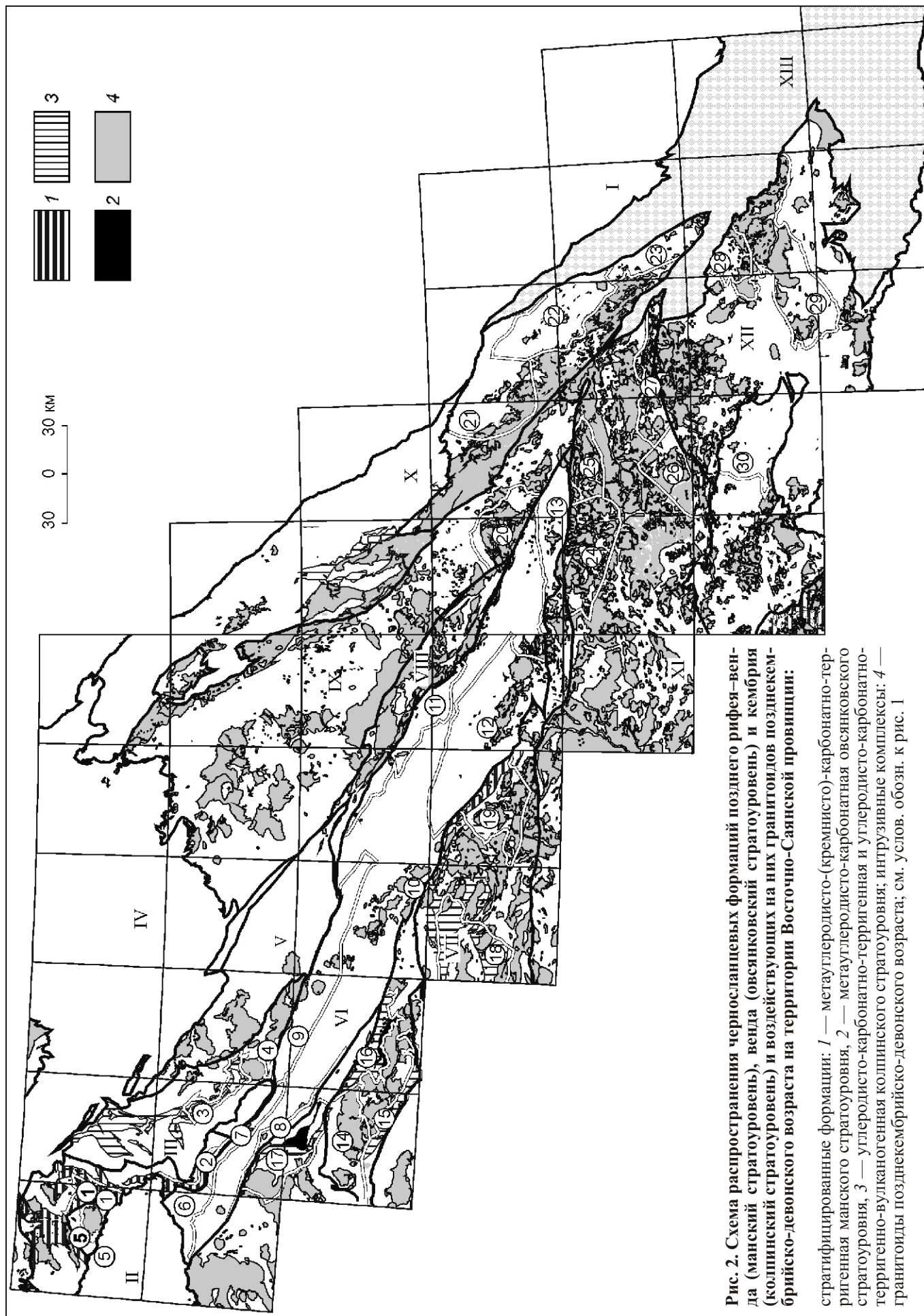


Рис. 2. Схема распространения черносланцевых формаций позднего рифея—венда (манский страгоуровень), венда (овсянковский страгоуровень) и кембрия (колпинский страгоуровень) и воздействующих на них гранитоидов позднечембрийско-девонского возраста на территории Восточно-Саянской провинции:

стратифицированные формации: 1 — метавулканисто-кремнисто-карбонатно-терригенная манского страгоуровня, 2 — метавулканисто-карбонатная овсянковского страгоуровня, 3 — вулканисто-карбонатно-терригенная и вулканисто-карбонатно-терригенно-вулканическая колпинского страгоуровня; интрузивные комплексы: 4 — гранитоиды позднечембрийско-девонского возраста; см. услов. обозн. к рис. 1

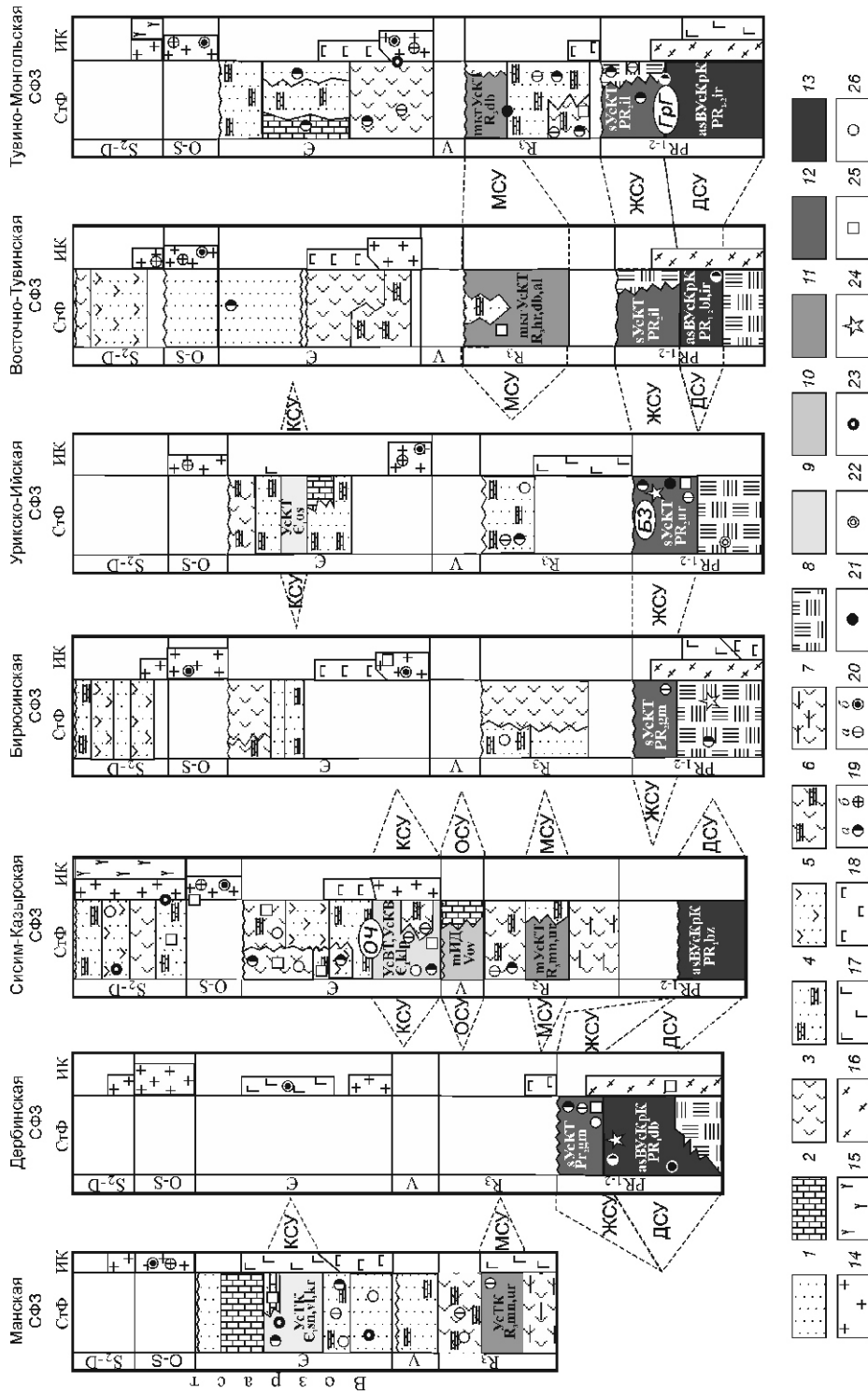


Рис. 3. Корреляционная схема потенциально-рудноносных черносланцевых комплексов Восточно-Саянской провинции:

стратифицированные формации (СтФ): 1 — терригенные, 2 — карбонатные, 3 — вулканогенные, 4 — терригенно-карбонатные и карбонатно-терригенные, 5 — терригенно-вулканогенные и вулканогенно-терригенные, 6 — вулканогенно-карбонатные и карбонатно-вулканогенные, 7 — зональный эпидот-амфиболитовый комплекс, 8 — метавулканогенно-кремнисто-карбонатный комплекс и ультраметаморфиты (без разделения); черносланцевые формации стратиграфической: 9 — колпинского (С), 10 — овсянковского (V), 11 — манского (R₃-V), 12 — жайминского (PR₁₋₂); формации: УсГК — углеродисто-терригенно-карбонатная, УсВТ — углеродисто-вулканогенно-терригенная, УсКВ — углеродисто-карбонатно-вулканогенная, мКгУсКТ — метаконгломерат-углеродисто-карбонатно-терригенная, УсВТ — углеродисто-карбонатно-терригенные, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации, асВУсКрК — углеродисто-кремнисто-карбонатные, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации; интрузивные комплексы (ИК): 14 — гранитоиды натровой и калиевой серий (без разделения), 15 — сиениты и нефелиновые сиениты, 16 — гранит-мигматитовый комплекс; 17 — габро, 18 — перидотиты; месторождения и рудопроявления: 19 — золотосульфидно-кварцевые: а — в стратифицированных формациях и б — интрузивных комплексах; 20 — золото-кварцевые (убогосульфидные); а — в стратифицированных формациях и б — интрузивных комплексах; 21 — золотосульфидные прожилково-вкрапленные (черносланцевые), 22 — золото-сурьмяные, 23 — золото-сурьмяно-ртутные, 24 — золотоносные метасоматические кварциты, 25 — полифракционные золотоносные (без разделения), 26 — проявления золота неустановленного формирования типа; региональные стратиграфические распространения черносланцевых комплексов: КСУ — колпинский, ОСУ — овсянковский, МСУ — манский, ЖСУ — жайминский, ДСУ — дербинский. Стратиграфическое положение объектов эталонных рудных районов: ОЧ — Ольховско-Чибикского, БЗ — Бельско-Зэнгенгольского, Грг — Гарганского

ровыми протерозойскими комплексами пород таких свит, как базыбайская (Сисим-Казырская СФЗ), дербинская (Дербинская СФЗ), билинская (Восточно-Тувинская СФЗ) и иркутная (Восточно-Тувинская и Тувино-Монгольская СФЗ). В пределах данного стратоевровня в черносланцевых отложениях различных структурно-формационных зон выявлен ряд золоторудных проявлений следующих рудно-формационных типов (см. рис. 3): золотокварцевый (Татарская Жайма в Дербинской, лист N-46-10 и Левобережное в Восточно-Тувинской зоне, лист N-47-34), золотосульфидный прожилково-вкрапленный в Дербинской зоне (устье р.Поперечный Крол, лист N-46-10), золотоносных кварцитов (р.Тынгота, лист N-47-20).

Протерозойские глубоко метаморфизованные черносланцевые отложения надстраивают черносланцевые комплексы, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма: жайминская свита в Дербинской, Удино-Колбинской и Бирюсинской, урикская свита в Урикско-Ийской, ильчирская свита в Восточно-Тувинской и Тувино-Монгольской структурно-формационных зонах. Золоторудные проявления и месторождения различных рудно-формационных типов на данном стратоевровне более многочисленны. К ним относятся объекты золотосульфидно-кварцевого типа в Дербинской зоне (Гурбей, лист N-47-20, рудопроявление на правом берегу р.Хорма, лист N-47-14), Урикско-Ийской (Зэгэн-Гольское, лист N-47-36, рудопроявление в левом борту долины р.Ярма, лист N-47-23), объекты золотокварцевого типа в Дербинской зоне (проявление р.Катышный, лист N-47-14), в Монкресс-Хайламинском рудном районе Бирюсинской зоны (рудопроявление. р.Арой, лист N-47-21), в Урикско-Ийской (рудопроявление участка Водораздельный, лист N-47-22), в Тувино-Монгольской (Динамитовое, лист N-47-36), золотосульфидные прожилково-вкрапленные проявления в Урикско-Ийской зоне (рудопроявление участка Стрелка, лист N-47-23) и др.

Черносланцевые комплексы позднего рифея и венда, сформированные в обстановке окраинно-континентальных рифтовых и надрифтовых бассейнов, выделены в пределах Манской, Сисим-Казырской, Восточно-Тувинской и Тувино-Монгольской структурно-формационных зон. Эти отложения представлены метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации породами углеродисто-карбонатно-кремнисто-терригенной и углеродисто-карбонатно-терригенной формаций, присутствующими в свитах верхнего рифея (урманская, манская в Манской и Сисим-Казырской зонах; харальская, дибинская, айлыгская в Восточно-Тувинской и Тувино-Монгольской зонах) и углеродисто-карбонатной формации венда (овсянковская свита в Сисим-Казырской зоне).

На данном стратиграфическом уровне в составе позднерифейских черносланцевых комплексов из-

вестен ряд золоторудных проявлений золотокварцевого (Колокольное, Манская СФЗ, лист N-46-3; Усатайское, Тувино-Монгольская СФЗ, лист N-47-34), месторождений и рудопроявлений золотосульфидно-кварцевого типа в Тувино-Монгольской зоне (Хоньчинское, лист N-47-35; проявление р.Шумака, лист N-48-31), где известны также проявления золотосульфидного прожилково-вкрапленного типа (Хайтоошонское, лист N-47-36), а также ряд золоторудных проявлений неустановленного формационного типа. В углеродисто-карбонатных отложениях венда признаков золотоносности не установлено.

Образования черносланцевых комплексов кембрия связаны с различными геологическими обстановками активной континентальной окраины. Углеродисто-карбонатно-терригенные формации, по-видимому, отражают обстановку седиментации в подводных дельтах и трогах шельфовых склонов с накоплением мощных — углеродисто-глинисто-карбонатных (Манская СФЗ, свиты: синерская, выезжего лога, крольская) и углеродисто-карбонатно-терригенных (Урикско-Ийской СФЗ, свита оселочная) толщ. Черносланцевые вулканогенные формации связаны с обстановками междугловых бассейнов — углеродисто-карбонатно-терригенно-андезит-базальтовая и углеродисто-вулканогенно-осадочная-риолит-андезит-базальтовая формации (отложения в составе колпинской свиты, Сисим-Казырская СФЗ).

Признаки золотоносности кембрийских черносланцевых отложений установлены только в Манской и Сисим-Казырской структурно-формационных зонах. Это единичные золотосодержащие редкометалльно-кварцевые и золотокварцевые проявления в углеродисто-карбонатно-терригенных отложениях крольской свиты в Манской СФЗ (Минская перспективная площадь), Новоалексеевское золотосурьмяно-ртутное рудопроявление (лист N-46-4). Золотокварцевые и золотосульфидно-кварцевые проявления в вулканогенных черносланцевых отложениях (Тумнинская и Кизирская перспективные площади).

Основные проявления золота, связанные с кембрийским стратиграфическим уровнем, локализованы не в черносланцевых комплексах, а в сопряженных с ними по латерали или, надстраивающих их по разрезу, вулканогенно-осадочных и грубообломочных карбонатно-терригенных отложениях, а также в гранитоидных интрузиях саянского комплекса.

Кембрийский стратиграфический уровень рассматривается как верхний уровень накопления потенциально золотоносных черносланцевых формаций. Последующая коллизия и формирование плутонических гранитоидных поясов (см. рис. 2) в ордовик-нижнесилурийское время приводит к кратонизации территории и кардинальной смене режима осадконакопления на последующих этапах развития складчатой системы Восточного Саяна. С этими гранитоидными комплексами, отнесенными к габ-

бро-диорит-плагиогранитной и сиенит-гранит-лейкогранитовой формациям в Манской, Сисим-Казырской, Удино-Колбинской, Бирюсинской, Восточно-Тувинской и Тувино-Монгольской структурно-формационных зонах связаны многочисленные золоторудные месторождения золотосульфидно-кварцевой и золотокварцевой формаций. По насыщенности золоторудными проявлениями ордовик-силурийские гранитоиды таннуольского, ольховского и других комплексов превосходят кембрийские гранитоиды саянского комплекса (см. рис. 3). Смена режима осадконакопления от субокеанического, окраинно-континентального к субконтинентальному в среднем и верхнем палеозое, а также в мезозойско-кайнозойское время связана с прогрессирующей кратонизацией территории. В становлении складчато-блоковой структуры Восточно-Саянской провинции существенную роль сыграл девонский магматизм, происходивший в обстановке субконтинентального рифтогенеза и образования тафрогенных бассейнов, заполненных продуктами базальт-андезит-риолитового и базальт-трахиандезит-трахириолитового вулканизма. Начиная с каменноугольного времени и на протяжении мезо-кайнозоя на этой территории устанавливается субплатформенный режим с накоплением континентальных рифтогенных вулканогенных и осадочных (в т.ч. угленосных) формаций.

Анализ потенциальной золотоносности черносланцевых комплексов Восточно-Саянской провинции проведен на основе расчета площадей распространения черносланцевых формаций и гранитоидных комплексов различного возраста в пределах выделенных перспективных площадей, в т.ч. учитываются площади черносланцевых отложений, предположительно ассимилированные гранитоидами (табл. 1). Расчет этих площадей проводится на основе специализированной цифровой карты данной территории масштаба 1:500 000, составленной авторами. При составлении карты (ГИС-проекта) были использованы картографические материалы ГСР-200, результаты поисково-оценочных и тематических работ различных организаций (Красноярскгеосъемка, Иркутскгеология, ВСЕГЕИ, ЦНИГРИ), изданных специализированных мелкомасштабных карт (Геологическая карта восточной части Алтае-Саянской складчатой области, масштаб 1:500 000, 1965; Геологическая карта (новая серия) и карта полезных ископаемых масштаб 1:1 000 000, лист N-47, 48, 1981—1986 гг.; Карта метаморфических фаций Алтае-Саянской складчатой области, масштаб 1:1 000 000, 1976; Карта новейшей тектоники юго-востока Сибири, масштаб 1:1 500 000, 1979), а также ряд авторских карт: Карта золотоносности Саяно-Прихубсугульского региона масштаба 1:500 000 (В.Д.Конкин, Г.В.Ручкин, Н.Г.Кудрявцева и др.), Прогнозно-металлогеническая карта на золото южного складчатого обрамления

Сибирской платформы. Масштаб 1:1 000 000, 2008 (В.А.Стромов, С.И.Красоткин и др.). В работе были использованы многочисленные опубликованные работы, из которых следует отметить публикации А.В.Бражника, П.А.Рощеткаева, Е.В.Айриянца, С.М.Жмодика, А.Г.Миронова, Г.И.Дорошкевич, А.А.Боровикова и др. [1, 2, 6, 7, 8, 9, 10].

На основе приведенных данных (см. табл. 1) можно составить представление о соотношениях протерозойских черносланцевых формаций дербинского (PR_{1-2}) и жайминского (PR_2) стратоуровней и степени воздействия на них гранитоидных интрузий протерозойского, кембрийского, ордовик-силурийского и девонского возраста. Соотношения черносланцевых комплексов манского (R_3-V), овсянковского (V), и колпинского ($Є_1$) стратоуровней и взаимодействующих с ними гранитоидов кембрийско-девонского возраста также даны в табл. 1.

Из этой таблицы видно, что для дербинского стратоуровня в Дербинской СФЗ наиболее значительные площади распространения черносланцевых отложений характерны для Мурхойской (488 км²), Пезо-Малоагульской (611 км²) перспективных площадей, а также для площади с неясными перспективами (отсутствие выявленных коренных проявлений золота) «Д-1» (814 км²). При этом значительная часть черносланцевых отложений на таких площадях замещена гранитоидами протерозойского и ордовик-силурийского возраста, что является благоприятным признаком для образования регенерированных рудных концентраций в кварцево-жильных зонах. Так, предполагаемые площади ассимилированных гранитоидами черных сланцев для Мурхойской площади составляют 102 км², для Пезо-Малоагульской 50 км², для Д-1 368 км². Ранне-среднепротерозойский (дербинский) стратоуровень черносланцевых отложений выделяется также в Сисим-Казырской зоне (см. табл. 1, площадь СК-1) и Восточно-Тувинской (Хамсаринской) зоне, которая отличается от Дербинской зоны тем, что значительная часть площадей с черносланцевыми отложениями (иркутская свита) в основном замещена гранитоидами и сохраняется в реликтовой форме (см. табл. 1 и рис. 4). Наибольший поисковый интерес представляют Илейско-Хужирский и Кадыросско-Жомболокский рудные районы, в которых сохранившиеся черносланцевые отложения по площади составляют 141 и 175 км², а площади ассимилированных гранитоидами черных сланцев, соответственно, 297 и 579 км².

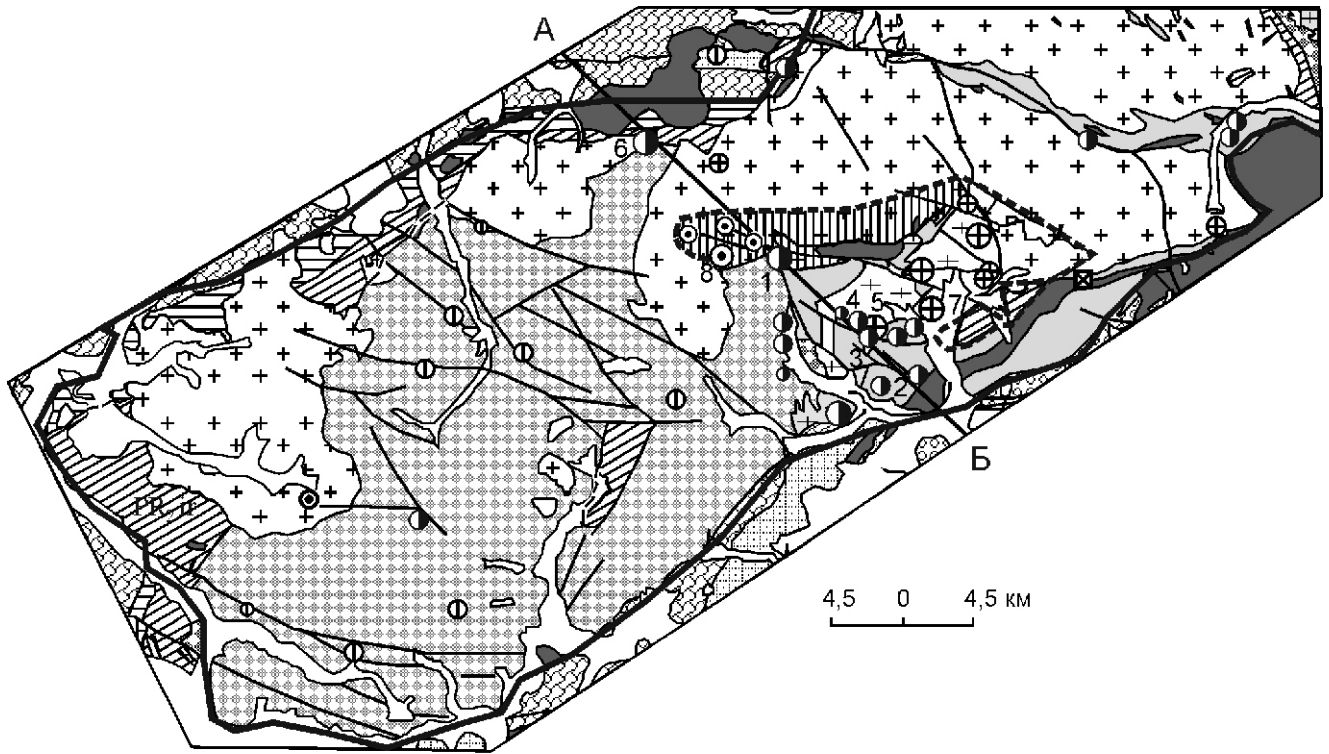
Для жайминского (среднерифейского) стратоуровня, представляющего собой возрастную аналог рудноносного литолого-стратиграфического уровня бодайбинской и енисейской золотоносных субпровинций, основные площади распространения черносланцевых отложений приурочены к Дербинской и Урикско-Ийской структурно-формационным зонам. К числу перспективных нужно отнести также отдель-

1. Площади распространения черносланцевых и гранитоидных формаций различного возраста в Восточно-Саянской провинции

Зоны	Рудные районы и перспективные площади	Ранг	Номер на карте	S, км ²	Площади распространения черносланцевых формаций основных стратоуровней, км ²												Площади с гранитоидными формациями, км ²			
					Дербинский (PR ₁₋₂)		Жайминский (PR ₂)		Манский (R _{3-V})		Овсяковский (V)		Колпинский (€)		PR ₁₋₂	€ ₁	O-S	D		
					фак-тичес-кие	асси-мили-рован-ные	фак-ти-чес-кие	асси-мили-рован-ные	фак-ти-чес-кие	асси-мили-рован-ные	фак-ти-чес-кие	асси-мили-рован-ные	фак-ти-чес-кие	асси-мили-рован-ные						
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19		
Ман-ская, III	Урмано-Манская	ПрП	1	321	0	0	0	0	269	18	0	0	0	0	0	0	0	14	0	
	Тубильская	ПрП	2	260	0	0	0	244	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	Минская	ПрП	3	350	0	0	0	0	0	0	0	0	209	0	0	0	0	0	0	
	Среднеман-ская	ПрП	4	106	0	0	0	89	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Дер-бин-ская, VI	Малодербин-ская	ПрП	5	207	122	1	77	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	
	Северо-Дербинская	ПрП	6	540	124	0	214	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	Арызбайская	ПрП	7	337	183	2	124	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	8	0	
	Балахтисон-ская	ПрП	8	309	24	7	242	19	0	0	0	0	0	0	0	3	0	26	0	
	Пезо-Мало-агульская	ПрП	9	1673	611	50	890	148	0	0	0	0	0	0	0	34	0	102	46	
	Кинзелюк-ская	ПрП	10	583	32	56	335	170	0	0	0	0	0	0	0	20	0	71	100	
	Мурхойская	ПрП	11	1000	488	102	378	25	0	0	0	0	0	0	0	123	13	18	0	
	Д-1	ПП	12	3419	814	368	2107	513	0	0	0	0	0	0	0	458	0	425	0	
	Д-2	ПП	13	1065	163	298	360	163	0	0	0	0	0	0	0	379	0	105	0	
Си-сим-Ка-зыр-ская, VII	Ольховко-Чибжекский	РР	14	1417	0	0	0	0	0	0	0	0	0	55	0	0	0	529	0	
	Кизирская	ПрП	15	458	0	0	0	0	0	0	71	1	299	4	0	0	0	6	0	
	Тумнинская	ПрП	16	585	0	0	0	0	0	0	116	1	419	14	0	0	0	17	0	
	Сисимский	РР	17	1185	0	0	0	0	0	0	146	0	190	0	0	0	29	21	252	
	СК-1	ПП	18	1417	644	137	0	0	0	0	0	0	323	119	0	0	0	321	5	
	Казырская	ПрП	19	1229	0	0	0	0	237	22	0	0	175	24	0	0	0	287	340	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19		
Бирюсинская, IX	Монкрес-Хайламинский	РР	20	1002	0	0	95	286	0	0	0	0	0	0	0	192	369	0		
			21	1758	0	0	501	9	0	0	0	0	0	0	0	0	814	0	0	
Урикско-Ийская, X	Ингашско-Чернозиминский	РР	22	1736	0	0	1314	19	0	0	0	0	0	0	0	0	70	21	0	
			23	772	0	0	380	50	0	0	0	0	0	0	0	0	75	0	0	
Восточно-Тувинская (Хамсаринская), XI	Утхумско-Сангасская	ПрП	24	1252	16	44	0	0	11	6	0	0	0	0	0	0	0	105	189	
			25	687	0	0	10	52	102	346	0	0	0	0	0	0	0	0	561	0
	Калдыроско-Жомбо-локский	РР	26	1121	175	579	0	0	53	98	0	0	0	0	0	120	89	594	0	
			27	876	141	297	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	142	244	0	
	Тувино-Монгольская, XII	Урик-Даялдынский	ПрП	28	482	188	88	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	142	0	0
				29	2582	107	175	14	49	0	0	0	0	0	0	0	0	1156	176	0
Тувино-Монгольская, XII	Т-1	ПП	30	1632	0	0	904	45	0	0	0	0	0	0	0	0	7	43	0	

Примечание. РР — рудный район, ПрП — перспективная площадь, ПП — площадь с неясными перспективами.



Геологический разрез по линии А-Б

Масштаб: горизонтальный 1: 450 000
вертикальный 1: 1000

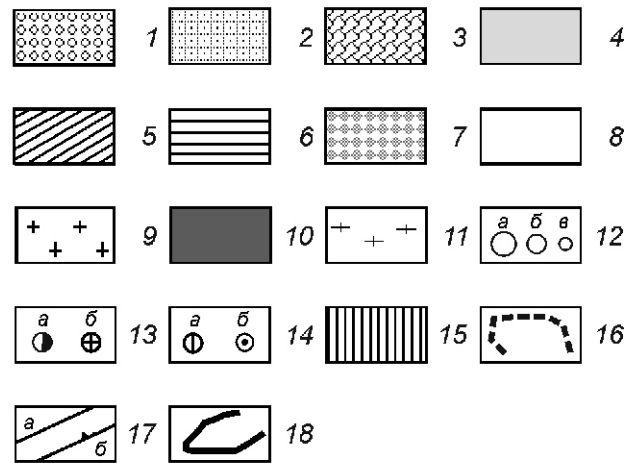
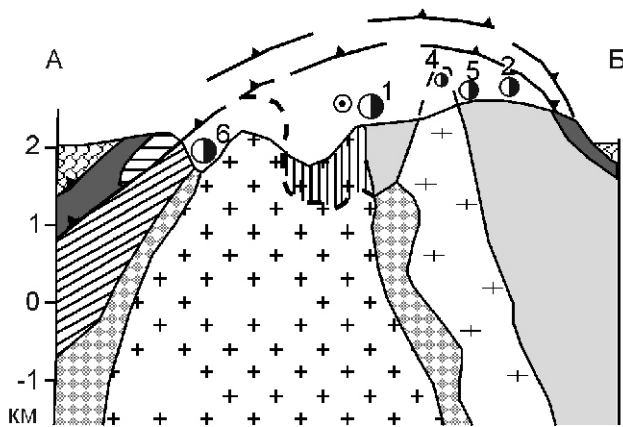


Рис. 4. Условия локализации золоторудных месторождений в Гарганском рудном районе:

стратифицированные формации (свиты): 1 — метаконгломерат-карбонатно-терригенная (R_3 , барунгольская), 2 — позднерифейская метаконгломератно-терригенная (R_{3ok} — окинская), 3 — метаконгломерат-карбонатно-терригенная (R_{3mg} — монгошинская), 4 — метауглеродисто-(вулканогенно)-карбонатно-терригенная жайминского стратоуровня (PR_{2ie} — ильчинская), 5 — углеродисто-кварцито-гнейс-кальцифоровая дербинского стратоуровня (PR_{1-2ir} — иркутская), 6 — кварцито-гнейс-кальцифоровая (PR_{2ur} — уртагольская), 7 — метаморфические комплексы шарыжалгайской серии (A— PR_1), 8 — четвертичные отложения(Q); интрузивные комплексы: 9 — диорит-гранодиорит-гранитный (— $\epsilon_{1sn\epsilon}$ — саянский), 10 — габбро-пироксенитовый (voR_{3il} — ильчирский), 11 — гранит-мигматитовый (Akt — китойский); 12 — месторождения (a), рудопроявления (б) и пункты минерализации (в); 13 — золотосульфидно-кварцевые: a — в стратифицированных формациях и б — интрузивных комплексах; 14 — золотокварцевые: a — в стратифицированных формациях и б — интрузивных комплексах; 15 — черносланцевые отложения ильчирской свиты, ассимилированные гранитоидами саянского комплекса; 16 — реконструированная подошва черносланцевых отложений ильчирской свиты, ассимилированных гранитоидами; 17 — тектонические нарушения: a — крутопадающие разломы, б — надвиги; 18 — контур Гарганского рудного района; месторождения и рудопроявления: 1 — Зун-Холбинское, 2 — проявление водораздела р.Самарта и Урзыта, 3 — Южное, 4 — проявление верховья р.Бужгунтей-Жалга, 5 — Западное, 6 — Барун-Холбинское, 7 — Самартинское, 8 — Кварцевое

ные площади Бирюсинской (Монкресс-Хайламинский рудный район, площадь черносланцевой формации 95 км², ассимилированная часть 286 км² и Гарганский рудный район Восточно-Тувинской структурно-формационной зоны, где реликтовая площадь черносланцевой формации составляет около 14 км² при ассимилированной части не менее 49 км²), что с учетом подстилающих и ассимилированных черных сланцев иркутской свиты дербинского уровня (см. табл. 1) подчеркивает положительную роль в образовании золоторудных концентраций этого рудного района. Площадь с неясными перспективами Т-1 (коренные проявления золота не установлены) в Тувино-Монгольской СФЗ характеризуется широким распространением черносланцевых отложений данного стратоевровня, она составляет 904 км², предположительно ассимилированная гранитоидами часть около 45 км². Необходимо отметить, что в отличие от нижнего — дербинского стратоевровня, где черносланцевые отложения дербинской, иркутской, базыбайской, билинской и других свит представлены породами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации, среднерифейские черносланцевые отложения жайминского уровня (жайминская, урикская, ильчирская, ингашинская, большеречинская свиты) сложены породами, метаморфизованными на уровне зеленосланцевой фации, что является благоприятным условием для образования черносланцевых месторождений типа минерализованных зон.

Черносланцевые формации позднерифейско-вендского (манский стратоевровень), вендского (овсянковский стратоевровень) и кембрийского (колпинский стратоевровень) распространены в Восточно-Саянской провинции в меньшей степени, но тем не менее также представляют практический интерес.

Манский литолого-стратиграфический уровень черносланцевых отложений характерен для Манской, Сисим-Казырской и Восточно-Тувинской (Хамсаринской) структурно-формационных зон. В пределах этих зон выделен ряд перспективных площадей в ранге рудных районов (см. табл. 1), из которых в Манской зоне отметим Урмано-Манскую и Тубильскую, где распространность черносланцевых отложений составляет соответственно 266 и 249 км². В Сисим-Казырской зоне выделяется Казырская перспективная площадь, где площадь развития черносланцевой формации составляет 237 км², а их ассимилированная часть — 22 км².

В Восточно-Тувинской структурно-формационной зоне можно отметить Восточно-Утхумско-Сангаскую и Кадыросско-Жомболокскую перспективные площади, где реликтовые площади с черносланцевой формацией соответственно 102 и 53 км², а ассимилированные их части 346 и 98 км².

Вендский (овсянковский) черносланцевый стратоевровень развит только в Сисим-Казырской зоне, где можно отметить Тумнинскую перспективную пло-

щадь и Сисимский рудный район; площади черносланцевых отложений данного уровня составляют соответственно 116 и 146 км².

Нижекембрийский (колпинский) стратоевровень с черносланцевыми отложениями развит в пределах Сисим-Казырской и частично в Манской (одноименная перспективная площадь с выходами черносланцевой формации на площади 209 км²) структурно-формационной зоне. В Сисим-Казырской зоне этот уровень представлен отложениями колпинской свиты в пределах следующих перспективных площадей: Кизирская (299 км²), Тумнинская (419 км²), Сисимская (190 км²), Казырская (175 км²). Надо отметить также площадь с неясными перспективами «СК-1», где выходы черносланцевых отложений составляют 323 км², а ассимилированные части не менее 119 км².

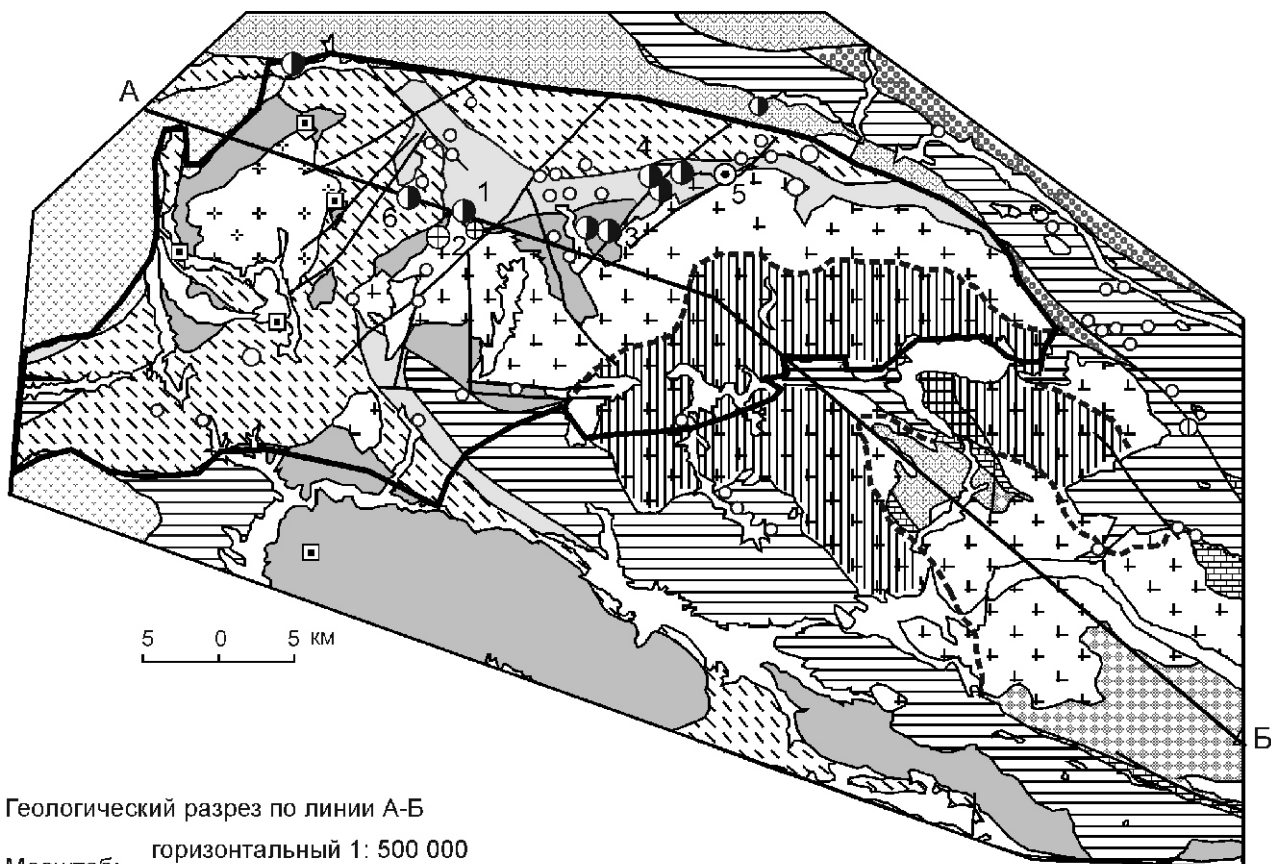
Перечисленные показатели распространенности разновозрастных черносланцевых формаций Восточно-Саянской провинции, включая степень воздействия на них интрузивного гранитоидного магматизма, выраженную через размеры площадей черносланцевых отложений, ассимилированных разновозрастными гранитоидными интрузиями, использованы для оценки прогнозных ресурсов территории. Ранжирование площадей соотносится с наличием проявлений коренной и россыпной золотоносности, литогеохимических ореолов золота и сопутствующих элементов (W, As, Sb, Ag, Cu, Zn, Pb, Co, Mo, Bi, Hg). В соответствии с этим в табл. 1 включены следующие ранги прогнозных площадей: РР — рудные районы, площади распространения черносланцевых формаций (в т.ч. в той или иной степени ассимилированных гранитоидными интрузиями) с месторождениями и рудопроявлениями золота, наличием россыпной золотоносности и литогеохимических ореолов (т.е. полный набор прямых поисковых признаков); ПрП — перспективные площади с полным набором поисковых признаков, но без наличия рудных объектов ранга месторождение; ПП — площади с неясными перспективами, характеризующиеся широким распространением черносланцевых формаций, но без наличия установленных прямых признаков коренной золотоносности (месторождения, рудопроявления, пункты минерализации). К числу последних относятся обширные малоизученные территории в труднодоступных местах Дербинской, Сисим-Казырской и Тувино-Монгольской структурно-формационных зон (см. рисунки 1 и 2).

Для прогнозной оценки выделенных площадей и создания прогнозно-поисковой модели из-за отсутствия типовых черносланцевых эталонных месторождений и рудных полей в Восточно-Саянской провинции были привлечены материалы по Гарганскому (Зун-Холбинскому), Ольховско-Чибижекскому и Бельско-Зэгэнгольскому рудным районам, где образование промышленных золоторудных концентраций можно объяснить с позиций процессов регенерации и перетотложения рудного вещества из вмещающих пород в тепловых по-

2. Прогнозно-поисковые модели черносланцевых объектов регенерированного типа для типовых металлогенических зон Восточно-Саянской провинции

Элементы-признаки	Рудный район	Рудное поле	Месторождение
1	2	3	4
Тувино-Монгольская металлогеническая зона (весьма высокая степень трансформации рудоносных черносланцевых комплексов) <i>Золотосульфидно-кварцевая формация (на примере Гарганского рудного района)</i>			
1. Геотектоническая позиция	Трансформированные протогеоинклинальные рифтогенные трогги между блоками, сложенными гранитизированными архейскими комплексами; регенерационные процессы связаны с поясами и ареалами коллизионных гранитов		
2. Формационные (рудовмещающие формации, фации)	Фрагменты сложно-дислоцированных отложений метавулканико-(вулканогенно)-карбонатно-терригенной формации (PR ₂ , ильчирская свита, мощность до 3,8 км), метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации и находящихся между гранитоидными массивами раннеорогенных плутонических поясов диорит-гранодиорит-гранитной формации (PZ ₁ , саянский комплекс)		
3. Структурные 3.1. Рудолокализирующие структуры 3.2. Рудовмещающие структуры	3.1. Продольные складчатые системы в межкулольных структурах гранитизированного архейского основания	3.1. Складчато-сколовая зона типа зон смятия в контактовой зоне гранитоидных интрузий	Переходные фации: от вулканогенных к терригенным черносланцевым отложениям, присутствие микститовых фаций с олистолитами амфиболитов, гипербазитов, известняков и доломитов в углеродисто-глинистом матриксе 3.2. Крупная сжатая антиклинальная складка, осложненная зонами расщепления и милонитизации; крылья складки интрузированы гранитоидами
4. Метасоматические	Полиформационные окологрещинные метасоматические изменения (калцишпатизация, березитизация, апокарбонатная джаспероидизация, ливентизация, альбитизация), связанные с различными интрузивными фазами		
5. Минералогические	Крупные жилные поля, связанные с зонами дислокаций в контактах интрузий; сульфидно-кварцевый состав жил; комбинация сульфидно-кварцевых жил с горизонтами пиритосодержащих углеродисто-кремнистых и серицит-кварцевых сланцев	Комбинация кварцево-жилных зон с контактово-метаморфизованными высокоуглеродистыми сланцами с глобулярным пиритом и линзами пиритизированных колчеданных руд	Совмещение минеральных комплексов: 1 — полисульфидного с глобулярным пиритом и тонким самородным золотом; 2 — контактово-метаморфического с пиррогенизацией ранних сульфидов; 3 — кварцополисульфидно-сульфосольного с теллуридами. Различия форм и состава самородного золота, пробность 250—920‰
6. Геохимические	Контрастные комплексы литохимические ореолы золота и сопутствующих элементов (As, Ag, Pb, W, Cu и др.), локальные высококонтрастные ореолы Mo, Bi, Sb и др. элементов. Контрастность ореолов усиливается по мере приближения к месторождениям		
Урикско-Ийская металлогеническая зона (высокая степень трансформации рудоносных черносланцевых комплексов) <i>Золотосульфидно-кварцевая формация (на примере Бельско-Зэгэнгольского рудного района)</i>			
1. Геотектоническая позиция	Рифтогенный грабен с рифейским черносланцевыми отложениями, ограниченный глубинными разломами и блоками архейского основания; развиты малые интрузии гранитоидов, ассоциирующие с поясом гранитных батолитов		
2. Формационные (рудовмещающие формации, фации)	Рудовмещающая формация — метавулканико-терригенная (PR ₂ , урикская свита, мощность до 2 км), надрудная формация — метакварцогенно-терригенная (R ₃ , ермосохинская свита). Малые интрузии диорит-гранодиорит-гранитной формации (саянский комплекс, PZ ₁)		

1	2	3	4
<p>3. Структурные</p> <p>3.1. Рудолокализирующие структуры</p> <p>3.2. Рудовмещающие структуры</p>	<p>3.1. Урикская синклиналь, ограниченная и осложненная зонами дислокаций — связаны с Главным Саянским, Точерским разломами и рудолокализирующей Ерминско-Горхонской системой разрывов</p>	<p>3.1. Рудное поле соответствует дайковому поясу, приуроченному к западному крылу синклинали. Центр поля характеризуется максимальной плотностью даек (до 60 на 1 км²)</p>	<p>3.2. Месторождение локализовано между штоками диорит-гранодиоритов. Рудовмещающие разломы — мощные (до 50 м) с протяженными (до 3,5 км) зонами дробления</p>
<p>4. Метасоматические</p>	<p>Метасоматические изменения: по метатерригенным породам и гранитоидам — кварцево-слоистые и вторичные кварциты, по основным породам — хлорит-карбонат-амфибол-кварцевые (с позитом и турмалином). Ореолы роговиков</p>	<p>Метасоматические изменения: по метатерригенным породам и гранитоидам — кварцево-слоистые и вторичные кварциты, по основным породам — хлорит-карбонат-амфибол-кварцевые (с позитом и турмалином). Ореолы роговиков</p>	<p>Ореолы хлоритизации, амфиболитизации, альбитизации, карбонатизации, турмалинизации, сульфидной вкрашенности</p>
<p>5. Минералогические</p>	<p>Золотосульфидно-кварцевые и золотокварцевые линейные штоковые зоны и жилы — минерализованные сульфидными и кварцевыми породами</p>	<p>Золотосульфидно-кварцевые линейные штоковые зоны и жилы — минерализованные сульфидными и кварцевыми породами</p>	<p>Проявления золотопирит-пирротин-арсенипиритовой и полисульфидной (галенит, сфалерит, халькопирит, антимонит, и др.) ассоциаций. Золото образует амбобовидные и пластинчатые выделения от 2 до 300 мкм, в основном в арсенипирите. Ср. в рудах 1,5%</p>
<p>6. Геохимические</p>	<p>Комплексные литохимические ореолы золота и сопутствующих элементов (As, Ag, Pb, W, Cu и др.), локальные высококонтрастные ореолы молибдена, висмута, сурьмы и др. элементов, связанные с серебро-сульфосольными ассоциациями. Выделяются участки с различной специализацией: Au-As-Sb и Au-Ag. Контрастность ореолов зависит от интенсивности метасоматических изменений. Ореолы Co и Ni связаны с дайками габро-диабазов</p>	<p>Комплексные литохимические ореолы золота и сопутствующих элементов (As, Ag, Pb, W, Cu и др.), локальные высококонтрастные ореолы молибдена, висмута, сурьмы и др. элементов, связанные с серебро-сульфосольными ассоциациями. Выделяются участки с различной специализацией: Au-As-Sb и Au-Ag. Контрастность ореолов зависит от интенсивности метасоматических изменений. Ореолы Co и Ni связаны с дайками габро-диабазов</p>	<p>Ореолы хлоритизации, амфиболитизации, альбитизации, карбонатизации, турмалинизации, сульфидной вкрашенности</p>
<p>Систем-Казырская металлогеническая зона (средняя степень трансформации рудоносных черносланцевых комплексов) Золотосульфидно-кварцевая формация (на примере Ольховско-Чибейского рудного района)</p>			
<p>1. Геотектоническая позиция</p>	<p>Трансформированные на коллизиином этапе черносланцевые отложения кембрийской активной окраины: подводных дельт и трогов шельфового склона, междугетовых палеобассейнов</p>		
<p>2. Формационные (рудовмещающие формации, фации)</p>	<p>Рудовмещающие: карбонатная и вулканогенно-осадочная, надстраивающие углеродисто-карбонатно-терригенно-вулканогенную (колпінская свита, мощность до 2,5 км). Плутоны габро-диорит-плагитогранитной формации (ольховский комплекс)</p>		
<p>3. Структурные</p> <p>3.1. Рудолокализирующие структуры</p> <p>3.2. Рудовмещающие структуры</p>	<p>3.1. Крупная брахиантиклинальная складка, сложенная рудовмещающими и надрудными отложениями; блоковое строение околоинтрузивной зоны</p>		
<p>4. Метасоматические</p>	<p>В контактовых зонах интрузива ореолы калишпатизации, альбитизации, грейзенизации и березитизации; в терригенных породах — окварцевание, серицитизация, хлоритизация</p>		
<p>5. Минералогические</p>	<p>Совмещении кварцево-жилыных полей с горизонтными пиритовой вкрашенности и массивными скарнированными сульфидными залежами. На флангах района объекты золотосодержащих магнетитовых скарнов и золототематитовых проявлений</p>		
<p>6. Геохимические</p>	<p>Совмещенные аномалии двух ассоциаций: золотосульфидно-кварцевой (Au, As, Ag, Sb, Bi, Mo и др.) и золотополиметаллической (Au, Pb, Zn, Cu и др.). Зональность ореолов определяется формой контакта гранитоидного массива; ореолы золотополиметаллической ассоциации смешены в карбонатно-терригенные отложения. Контрастность ореолов возрастает при приближении к узлам сопряжения рудолокализирующих разрывов</p>		



Геологический разрез по линии А-Б

Масштаб: горизонтальный 1: 500 000
вертикальный 1: 1000

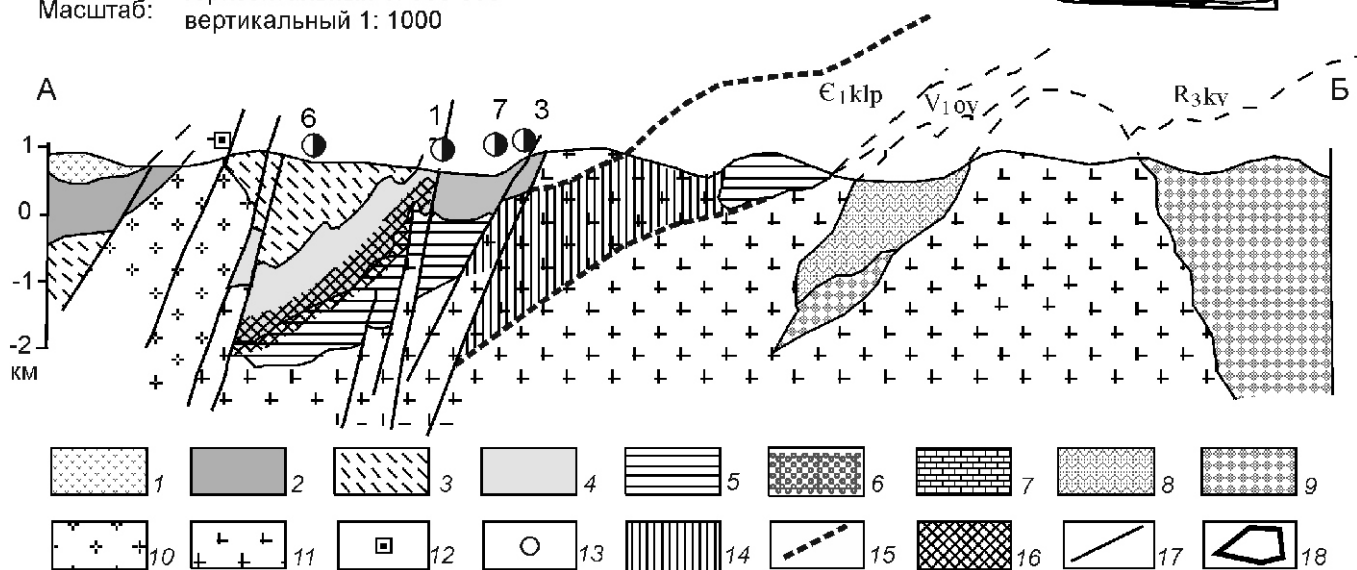


Рис. 5. Условия локализации золоторудных месторождений в Ольховско-Чибижеском рудном районе:

стратифицированные формации (свиты): 1 — терригенно-вулканогенная ($D_{1-2}bk$ — быскарская), 2 — углеродсодержащая вулканогенно-кремнисто-терригенная (ϵ_{2kz} — кизирская), 3 — карбонатно-туфогенно-терригенная (C_{2os} — осиновская), 4 — туфогенно-карбонатная ($\epsilon_{1\check{c}b}$ — чибижеская), 5 — углеродисто-карбонатно-терригенно-вулканогенная (C_{1klp} — колпинская), 6 — конгломерат-карбонатная (ϵ_{1bl} — балахтисонская), 7 — углеродисто-карбонатная (V_{1ov} — овсянковская), 8 — метавулканогенно-карбонатно-сланцевая (R_{3kv} — кувайская), 9 — метавулканогенно-карбонатно-сланцевая (R_{3bh} — бахтинская); интрузивные комплексы: 10 — монзонит-сиенит-щелочногранитный (— I D_1 — будежкульский), 11 — габбро-диорит-плаггиогранитный (— O — S_{1ol} — ольховский); рудопроявления: 12 — золотосодержащие скарново-магнетитовые, 13 — неуставленного формационного типа; 14 — черносланцевые отложения колпинской свиты, замещенные гранитоидами ольховского комплекса; 15 — реконструированная граница черносланцевых отложений колпинской свиты, замещенных гранитоидами; 16 — предполагаемое положение уровня рудолокализации на разрезе; 17 — тектонические нарушения; 18 — контур Ольховско-Чибижеского рудного района; месторождения и рудопроявления: 1 — Ольховское, 2 — Медвежье, 3 — Ивановское, 4 — Константиновское, 5 — Дистлеровское, 6 — Медвежий Лог, 7 — проявление высоты 830 м; см. услов. обозн. к рис. 4

лях гранитоидных плутонов. Варианты прогнозно-поисковых моделей, отражающие различные обстановки локализации золотосульфидно-кварцевых месторождений приведены в табл. 2 и на рисунках 4 и 5. Общим для этих типов является их связь с гранитоидными интрузиями раннекембрийского (саянский комплекс) и ордовик-раннесилурийского (ольховский, таннуольский и другие комплексы) возрастов.

Наибольшая степень трансформации рудовмещающих черносланцевых отложений связывается с обстановкой Гарганского рудного района, где в интенсивно дислоцированных черносланцевых и вулканогенных отложениях ильчирской свиты в контактовой зоне гранитоидов саянского комплекса локализовано Зун-Холбинское месторождение (см. рис.4). Высокая степень трансформации черносланцевых отложений и образование регенерированных золотосульфидно-кварцевых руд (обогащенных углеродистым веществом) в ассоциации с комплексом малых интрузий саянского комплекса характерна и для Бельско-Зэгэнгольского рудного района.

К средней степени трансформации черносланцевых отложений условно отнесена обстановка Ольховско-Чибихекского рудного района (см. рис. 5), где в надинтрузивной зоне в карбонатных отложениях чибихекской свиты и углеродсодержащих вулканогенно-кремнисто-терригенных отложениях кизирской толщи локализованы золотосульфидно-кварцевые жилы и залежи массивных и вкрапленных золотосульфидных руд. При этом рудоносные отложения подстилаются мощной (до 2,5 км) толщей углеродисто-карбонатно-терригенно-вулканогенных отложений колпинской свиты.

Все эти примеры могут быть отнесены к вариантам золоторудных объектов, связанных с регенерационными процессами в околоинтрузивных зонах, что однако не исключает возможности выявления здесь крупнообъемных стратоидных залежей золотосульфидных руд. Примечательно, что во всех указанных примерах обстановка локализации золоторудных тел так или иначе связана с фациальными переходами от черносланцевых отложений к вулканогенным, но рассмотрение этого факта выходит за рамки данной статьи и связано с вопросами локального прогноза.

В заключение необходимо отметить, что в Восточно-Саянской провинции имеются положительные перспективы для выявления крупнообъемных черносланцевых месторождений, сходных с объектами Енисейского Кряжа и Бодайбинского района. В качестве наиболее перспективных можно отметить Дербинскую, Сисим-Казырскую и южную часть Урикской зоны. В Тувино-Монгольской и Восточно-Тувинской зонах, отличающихся высокой степенью переработки черносланцевых отложений, и где известны золотосульфидно-кварцевые объекты, возможно обнаружение регенерированных месторождений кызылкумского типа [3, 4].

Представляется целесообразным проведение поисковых работ на следующих площадях: Пезо-Малоагульской (9), Мурхойской (11), Д-1 (12), Тумнинской (16), СК-1 (18), Казырской (19), Монкресс-Хайламинской (20), Ингашско-Чернозиминской (22), Бэльско-Зэгэнгольской (23), Восточно-Ухтумско-Сангаской (25), Кадыросско-Жомболокской (26) и Т-1 (30). В скобках отмечены площади, приведенные на схемах (см. рис.1, 2).

Авторы выражают свою благодарность за методическую помощь при подготовке материалов статьи научному руководителю А.И.Кривцову. Авторы также признательны за консультации и критические замечания Г.В.Ручкину, В.Д.Конкину. За предоставленные материалы по Ольховско-Чибихекскому рудному району авторы глубоко признательны В.О.Коньшеву.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айриянц Е.В., Жмодик С.М., Миронов А.Г. и др. Золоторудный и золотосеребряный типы оруденения в Восточном Саяне: минеральный состав, физико-химические условия образования // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. С. 273—285.
2. Айриянц Е.В., Жмодик С.М., Миронов А.Г., Боровиков А.А. Золотое оруденение в кремнисто-карбонатных породах юго-восточной части Восточного Саяна // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 5. С. 497—510.
3. Арифкулов Ч.Х., Романов В.И., Вишневская Н.А. Регенерированные месторождения «кызылкумского» типа // Руды и металлы. 1994. № 3—5. С. 46—57.
4. Арифкулов Ч.Х. Золотоносность черносланцевых толщ и обстановки формирования рудных тел // Руды и металлы. 2010. № 1. С. 10—21.
5. Арсентьева И.В. Месторождения гидротермально-осадочных золотосульфидных руд в нижнекаменноугольных черносланцевых отложениях Восточного Оренбуржья // Руды и металлы. 2010. № 5. С. 40—53.
6. Бражник А.В. Условия локализации золотого оруденения Зун-Холбинского месторождения (Восточный Саян). Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. —М., 1995.
7. Жмодик С.М., Бобрик О.М., Шадрин С.В., Гунтыпов Б.Б. Два типа золотопорфировых систем Восточного Саяна. Золоторудные месторождения Востока России // Тр. III Всероссийского симпозиума «Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология». —Улан-Удэ, 21—25 сентября 2004 г., 2006.
8. Миронов А.Г., Жмодик С.М. Золоторудные месторождения Урик-Китойской металлогенической зоны (Восточный Саян, Россия) // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. С. 54—69.
9. Миронов А.Г., Жмодик С.М., Очиров Ю.Ч. и др. Таинское золоторудное месторождение (Восточный Саян, Россия) — редкий тип золотопорфировой формации // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43. № 5. С. 395—413.
10. Роцеткаев П.А., Миронов А.Г., Дорошкевич Г.И. и др. Золото Бурятии. —Улан-Удэ, 2000.
11. Юдович Я.Э. Черные сланцы в рудогенезе золота: ресурс или барьер? // Минеральное сырье Урала. —Екатеринбург. 2009. № 6(25). С. 3—11.

Состояние и перспективы алмазопоисковых работ на Севере Русской платформы

Н.Д.МАЛОВ (ФГУП «Севзапгеология»; 199155, г.Санкт-Петербург, ул.Одоевского, д.24, корп.1)

Проанализированы различные геологические и экономические факторы, повлиявшие на кризисное состояние алмазопоисковых работ в северо-западном регионе. Показано, что изученная территория в силу ряда минерогенических причин обладает ограниченным ресурсным потенциалом алмазоносности, а основные ее перспективы связаны с доизучением герцинских магматических комплексов и структур, локализованных главным образом в плитной части региона. Даны поисковые и методические рекомендации.

Ключевые слова: север Русской платформы, алмазопоисковые работы, герцинские магматические комплексы.

Малов Николай Дмитриевич, szggp@inbox.ru

State and perspectives of diamond prospecting in the North of the Russian Plate

N.D.MALOV

The article analyses the different geological and economic factors caused the crisis state of diamond prospecting in the north-western region. It's shown that the studied territory due to some mineragenic factors possesses limited diamond resource potential and its main perspectives are related to follow-up studies of the Hercynian magmatic complexes and structures localized, mainly, in the plate part of the region. Prospecting and methodological recommendations are given.

Key words: north of the Russian Plate, diamond prospecting, Hercynian magmatic complexes.

В течение последних 30 лет на изучении нового в России Северо-Западного алмазоносного региона были задействованы значительные научно-производственные силы. Однако после выявления в Архангельской области алмазоносных кимберлитов месторождения им.М.В.Ломоносова (1980-е годы) и уникальной по качеству и запасам ювелирных алмазов кимберлитовой трубки им.В.Гриба (февраль 1996 г.) в череде открытий на территории этого региона наступила затяжная пауза. В настоящее время стратегия дальнейших геологоразведочных работ остается неясной. Следствием низкой эффективности текущих работ явилось свертывание с 2009 г. всех инвестиционных алмазопоисковых проектов.

Ретроспективный анализ хода геологоразведочных работ и накопленных материалов позволяет понять причины кризиса и высказать ряд рекомендаций. С начала 1992 г. в связи с принятием закона РФ «О недрах» принципиально изменилась идеология организации и финансирования геологоразведочных работ. С этого времени госбюджет был ориентирован в основном на региональное геологическое изучение территорий, тогда как поиски, оценка, разведка и эксплуатация месторождений передавалась по лицензиям в ведение недропользователей. Сейчас соотношение государственных и частных инвестиций в геологии составляет 1:10. Одновременно со значительным снижением государственных ассигнований на геологоразведочные работы с начала 1990-х годов существенно (до 5 раз) уменьшились и отчисления алмазодобывающих предприятий на эти цели (В.И.Ваганов, Н.И.Богатых, 2000).

В качестве основных заказчиков алмазопоисковых работ на Северо-Западе до настоящего времени выступали АК «Алроса», частично ОАО «Лукойл» и крупная австралийская компания Эштон Майнинг Лимитед (ЭМЛ). Межрегиональная координация геолого-геофизических работ в алмазной отрасли и их научно-методическое обеспечение проводились главным образом аппаратом агентства Роснедра и ведущими научно-исследовательскими институтами системы Министерства природных ресурсов, а также частично АК «Алроса» через ЯНИГГП ЦНИГРИ [4—7, 9—12]).

Вместе с тем реализация закона РФ «О недрах» неизбежно нарушила ранее сложившиеся производственные связи, в короткие сроки значительно (до 10 раз) увеличила число организаций-исполнителей различного профессионального уровня, расширила географию разнообразных, но изначально недостаточно изученных и подготовленных поисковых обстановок и площадей.

Методология алмазопоисковых работ на севере России с 1980-х годов определялась в соответствии с Временными методическими указаниями [3], утвержденными МГ СССР. Этот научно-обоснованный руководящий документ вобрал первый опыт успешных открытий архангельских месторождений промышленных кимберлитов и был изначально ориентирован на проведение геологоразведочных работ преимущественно в условиях плитной части региона. Принципиальным и практически важным положением методических указаний 1986 г. явилось признание

герцинского времени в качестве эпохи алмазопродуктивного магматизма. Полезными дополнениями к этому документу явились так же методические указания по шлихо-минералогическим поискам» (М., ЦНИГРИ, 1989) и Методические указания по поискам коренных месторождений алмазов на Сибирской платформе (Якутская алмазоносная провинция) [8].

В анализируемый период к решению алмазной проблемы Северо-Запада были привлечены головные институты системы министерства природных ресурсов, 13 академических и вузовских исследовательских институтов, а также более 25 производственных предприятий различных форм собственности. Учеными и производственниками были составлены первые региональные и мелкомасштабные прогнозные карты алмазоносности, шлиховые карты Русской платформы и отдельных ее районов (Ю.Д.Смирнов, М.И.Попов, Н.В.Соболев и др.), разнообразные прогнозные схемы, намечена структура полнозональной Русской алмазоносной провинции (В.А.Милашев) и расшифрованы принципиальные черты строения глубинных структур (А.В.Синицын, Ю.М.Эринчек, В.И.Ваганов, Ю.К.Голубев, Н.А.Прусакова, А.А.Фельдман и др.), разработана оригинальная концепция среднепалеозойской тектономагматической активизации региона (А.А.Кухаренко, К.Д.Беляев, Л.И.Увадьев), обосновано выделение Западно-Русской алмазоносной субпровинции (М.В.Михайлов), охарактеризованы особенности применения шлихо-минералогического метода в условиях Европейского Севера (Ю.К.Голубев, Т.Е.Щербакова и др.), проанализированы петрологические особенности алмазоносных кимберлитов; вопросы зональности кимберлитовых полей и тел (А.С.Барышев, О.А.Богатиков, В.К.Гаранин, М.М.Калинкин, В.А.Милашев, С.М.Саблуков, И.Д.Рябчиков, и др.), намечены новые прогнозные критерии и поисковые признаки (В.И.Ваганов, М.И.Добрынина, В.А.Милашев и др.), наконец, выполнен значительный объем опытно-методических исследований по разработке и апробации новых дистанционных фотоструктурных, геофизических, атмо- и гидрогеохимических методов (М.В.Булдаков, А.В.Горбатилов, А.С.Граханов, А.А.Елисеев, В.М.Жандалинов, В.Д.Калмыков, Р.С.Канторович, Г.А.Ладнер, А.Б.Макеев, А.И.Малов, А.П.Пронин, С.П.Сергеев, Ю.Н.Серокуров, В.А.Цыганов и др.).

Основные результаты геологоразведочных работ, проведенных отечественными и зарубежными специалистами в пределах субпровинций, которые входят в состав северного сектора Русской алмазоносной провинции, сводятся к следующему.

Архангельская алмазоносная субпровинция, включающая Терскобережный и Зимнебережный кимберлитовые районы:

открытие и разведка герцинских месторождений им.М.В.Ломоносова в Золотицком кимберлитовом поле (1980—1985 гг., ПГО «Севзапгеология», ПГО «Архангельскгеология» и ПГО «Невскгеология») и

им.В.Гриба в Верхотинском поле (1996—2000 гг., ОАО «Архангельскгеолдобыча»). Основу месторождения им.М.В.Ломоносова составляют пять кимберлитовых трубок — Карпинского 1 и 2, Ломоносовская, Архангельская и Пионерская, а месторождения им.В.Гриба — одна трубка.

На месторождении им.М.В.Ломоносова ОАО «Севералмаз» с мая 2005 г. приступило к проведению опытно-эксплуатационных работ на трубке Архангельская, из которой уже добыты первые сотни тысяч карат алмазов среднего качества. По трубке им.В.Гриба геологами ОАО «Архангельскгеолдобыча» подсчитаны запасы и подготовлен проект промышленного освоения объекта, который может обеспечить получение чистой прибыли более 5 млрд.дол.

Всего в Зимнебережном алмазоносном районе выявлено более 60 кимберлитовых трубок, в т.ч. 6 трубок (10%) промышленного качества, отличающихся крупными размерами. Практически все трубки Карпинского, Мельского и других соседних кимберлитовых полей промышленной ценности не представляют.

На участке Терский берег северо-западного фланга Архангельской алмазоносной субпровинции в 1985—1988 гг. ЛГЭ и ЦКГЭ ПГО «Севзапгеология» были найдены две кимберлитовые трубки, в т.ч. низкопродуктивная трубка Ермаковская.

Сотрудниками ЛГЭ ПГО «Севзапгеология», ПГО «Архангельскгеология» и «Алроса-Поморье» констатированы:

1. Ведущее алмазопромышленное значение метода магнитометрической съемки.

2. Принадлежность промышленных кимберлитовых трубок к слабым и мало контрастным магнитным объектам (n нТл, редко n 10 нТл). Такие характеристики обуславливают необходимость дорогостоящего сгущения сети АМС с первоначального масштаба 1:25 000 до масштаба 1:5000, снижения скорости и высоты залетов. В свою очередь магнитность низкопродуктивных и безрудных трубок может достигать n 100 нТл и даже n 1000 нТл. В среднем 95% перспективных локальных магнитных аномалий трубчатого типа вызваны посткимберлитовыми ландшафтно-геологическими помехами, что объясняет затратность и низкую эффективность заверочных работ.

3. За редкими исключениями невысокая поисковая результативность шлихо-минералогического метода, связанная с низкими содержаниями индикаторных минералов в составе кимберлитовых тел, часто со значительной мощностью и сложными литолого-фациальными особенностями посткимберлитовых осадков на площадях III и IV типов. Вместе с тем предполагается, что в общем случае частота встречаемости зерен алмазов, рассеянных в четвертичных отложениях, может приблизительно отражать потенциальную алмазоносность дочетвертичных образований территории.

4. Вспомогательное значение традиционных методов гравиразведки, сейсморазведки и частично электроразведки.

Балтийская алмазоносная субпровинция (по А.В.Герасимчуку и В.И.Коптилю, 2008), включающая Кольский, Карельский и Финский кимберлитовые районы:

открытие и оценка кустов убогоалмазоносных лампроитов байкальского возраста в Костомукшском районе, на побережье Кандалакшского залива и в районе Ветреного пояса (1984—1987 гг., ПГО «Севзапгеология»), протерозойских слабоалмазоносных кимберлитов Кимозеро (2001 г., ЭМЛ, ГП «КГЭ») и в основном низкопродуктивных венд-каледонских кимберлитов Каави-Куопио, Куусамо, Кухмо, отличающихся небольшими размерами и сложной морфологией, лампроитов Лентиеры в Восточной Финляндии (1964 г., 1986 г. — до последнего времени, Malmi Kaivos OY, ЭМЛ, Геологическая Служба Финляндии);

выявление шлиховых ореолов алмазов и минералов-спутников россыпного типа на участках Соколозеро и Повенецкий. Первый из них расположен на стыке Кольского и Карельского геоблоков, второй — на восточном берегу одноименного залива Онежского озера вблизи пологой зоны сочленения Фенно-Скандинавского щита и Русской плиты. На участке Соколозеро, изучавшемся ГМК-500 ЦКГЭ ПГО «Севзапгеология» в 1981—1987 гг., в шлихах моренных отложений на площади 20 км² установлены 60 мелких, в основном до 1 мм, кристаллических зерен алмазов и множество проявлений хромовых пиропов. Заверочными работами Канадской компании ДИАМЕТ МИНЕРАЛЗ ЛТД (Р.Эшли и др., 1998 г.) коренной источник ореола не установлен.

Повенецкий высококонтрастный ореол (площадь 3 км²), на котором работами ГП КГЭ в 1988—1994 гг. в карстовых пустотах туломозерских отложений найдены 680 обломочных зерен алмазов с сопутствующими хромшпинелидом, хромдиопсидом, муассонитом и редким пиропом. До сих пор ореол явно недоизучен: подводная часть неглубокого Повенецкого залива, скрывающая запад-юго-западное продолжение ореола, не оконтурена и не опробована, структурно-геоморфологическая ситуация в районе Повенецкого ореола остается неясной, соотношение алмазного и близлежащих лопаритовых ореолов и магнитных аномалий, возможно, указывающих на наличие скрытых палеозойских массивов центрального типа (А.В.Синицын, Л.А.Ермолаева, 1973), не установлено. Предпринятых позднее обзорных маршрутов (ВСЕГЕИ, ГУП «Минерал») недостаточно для решения этих вопросов.

Западно-Русская алмазоносная субпровинция (по М.В.Михайлову, 2000) и примыкающая восточная часть Русской плиты:

выявление геологами ВСЕГЕИ Оредежского россыпного ореола алмазов в Ленинградской области

(до 15 знаков алмазов и с обилием сопутствующих минералов-индикаторов). Коренной источник ореола остается неясным.

локализация работами ГМК-200 на востоке Новгородской области Мстинского потенциального кимберлитового поля с небольшими прогнозными ресурсами алмазов кат.Р₃ (ФГУП «Севзапгеология», 2009).

Таким образом, эффективность геолого-поисковых работ на севере Восточно-Европейской платформы (за исключением Зимнебережного алмазоносного района) следует признать совершенно неудовлетворительной.

Перерыв в открытиях продуктивных кимберлитов на площади длительно и систематически изучаемого Зимнебережного района, возникший с 1996 г., может быть связан с естественным исчерпанием его перспектив. Низкая результативность алмазопроисковых работ на остальной территории Северо-Западного региона обусловлена невысоким потенциалом алмазности догерцинского кимберлит-лампроитового магматизма. Поэтому следует специально рассмотреть минерагенические особенности севера Русской плиты, перспективная оценка которой изначально была явно завышена (Л.И.Увадьев, М.И.Попов, С.А.Скороспелкин, В.В.Вержак, Ф.П.Митрофанов и др.). Кроме того требуется критически осмыслить прогнозный аспект концепции среднепалеозойской тектономагматической активизации Кольского полуострова и Карелии [1, 2], которая, явившись своеобразным толчком к открытию лампроитов Костомукши, а позднее кимберлитов Финляндии, способствовала переносу прогнозно-поисковых работ с плитной части в Архангельской области на территорию Фенно-Скандинавского щита.

В соответствии со схемой концентрической зональности В.А.Милашева на северном фланге Русской кимберлитовой провинции располагается слабоалмазоносная краевая зона, в структуре которой выделяется Финско-Кольско-Карельский сектор Балтийского щита и часть Русской плиты в основном в границах Архангельской, Ленинградской, Псковской, Новгородской и Вологодской областей.

Данные по алмазности щита сводятся к факту локализации здесь практически исключительно непромышленных догерцинских кимберлитов и лампроитов (см. таблицу). В связи с этим показательно, что еще на ранней стадии шлихо-минералогического изучения и картирования Кольского полуострова и Карелии были найдены лишь единичные (всего 10!) пункты алмазопоявлений в четвертичных отложениях (Б.В.Гавриленко с соавторами, 1996; Б.В.Гавриленко, Ф.П.Митрофанов, 2003), что соответствует установленному позднее низкоалмазопродуктивному щитовому комплексу (например, Е.В.Путинцева, 2007).

Количественная информация об алмазности плитной части включает данные о балансовых запасах алмазов в промышленных кимберлитах Архангельской

Характеристика продуктивности разновозрастных кимберлитов и других алмазосодержащих пород региона. По геохронологическим данным К.Д.Беляева и Л.И.Увадьева (1977), М.В.Михайлова с соавторами (1987), С.С.Шевченко с соавторами (2004), В.Н.Устинова с соавторами (2009)

Эпоха тектогенезиса (по Л.И.Увадьеву)	Породы, объекты	Морфология тел, их размеры	Продуктивность
Карельская	Ладогалиты, Кайвомяки	Метасоматиты неправильной формы	Практически безрудные
	Кимберлиты, Кимозера	Сложная силлоподобная залежь	Низкопродуктивные (111 знаков алмазов, в т.ч. в 8 крупнообъемных пробах 14 знаков до 2 мм)
Байкальская	Лампроиты, Костомукша и Лентииры; кимберлиты, Кухмо	Маломощные дайки, жилы	Низкопродуктивные (в двух телах лампроитов 35 мелких алмазов)
Каледонская	Кимберлиты, Каави, Куопио, Куусамо, Шведский берег Ботнического залива	Небольшие трубки сечением 0,1—3 га, чаще неправильные дайки, жилы мощностью 2—50 м	В основном низкопродуктивные, безрудные, лишь трубка 7 Каави 1,8 га с мелкими алмазами до 1 мм. C_{cp} 0,26 карат/т
Герцинская	<i>Архангельская алмазоносная субпровинция</i>		
	Кимберлиты, Терский берег, северо-западный фланг субпровинции	2 небольшие трубки (0,1—1 га)	Низкопродуктивные (в пробе массой 50 т н 112 мелких алмазов) и безрудные
	Кимберлиты, Зимний берег (месторождения им.М.В.Ломоносова и В.Гриба)	Крупные трубки (до 20 га), значительной вертикальной протяженности (до 1 км и более)	Промышленные тела составляют до 10% от общего числа Кимберлитовых тел, остальные — непромышленные и безрудные

субпровинции (В.А.Житников с соавторами, 2004), многократно уступающей промышленным ресурсам Якутской алмазоносной провинции (М.А.Крутоярский, 2004), а также о спорадических находках алловиальных алмазов в Ленинградской, Новгородской и Вологодской областях; соответственно 15, 5 и 15 знаков (М.И.Попов, 1986; М.В.Михайлов, 2000; Е.Г.Панова, 2002; З.Б.Зверева, 2003).

Комментарий по прогнозируемому аспекту концепции тектономагматической активизации сводится к следующему. Проявления активизации относятся к среднему палеозою (в основном D_2 — C_1), т.е. являются практически синхронными с герцинской эпохой кимберлитобразования. Активизация охватила обширную территорию (150 000 км²) на стыке Кольского полуострова и Карелии и была связана с внедрением гигантских масс мантийных ультраосновных—щелочных и карбонатитовых расплавов. Авторам и сторонникам концепции представлялось очевидным, что обширный ареал активизации в целом перспективен на кимберлиты. Фактически в этом ареале следует различать три разновозрастные, но петрогенетически и минерогенетически неодинаковые и разновеликие геодинамические области: 1) главную безкимберлитовую западную область радиально-концентрического размещения проявлений наиболее глубинного щелочно-ультраосновного и карбонатитового магматизма, охватывающего Кольский полуостров и часть Карелии; 2) юго-восточную об-

ласть проявлений менее глубинного кимберлитового мантийного магматизма, соответствующую конфигурации Архангельской алмазоносной субпровинции и строго контролируемую зоной Кандалакшского грабена; 3) северную безкимберлитовую область в Прибаренцевоморской трети Кольского полуострова, наложенную на западную область и представленную лестничной системой дайковых кустов трапповой формации, производных корово-мантийных магматических очагов.

С учетом объемов разноглубинных расплавов, структурного положения и геодинамических характеристик первая область может рассматриваться как область автономной тектономагматической активизации, тогда как две другие — как области отраженной тектономагматической активизации. По аргументированным представлениям А.А.Фролова, С.В.Белова с соавторами (2003), область динамического влияния зон щелочно-ультраосновного с карбонатитами магматизма, простирающаяся на север Карелии, является вообще неблагоприятной для синхронного кимберлитобразования.

Как было уже показано, все продукты догерцинского кимберлит-лампроитового магматизма характеризуются слабой алмазоносностью, малыми размерами и сложной морфологией. Кроме того, им присущ ограниченный набор фаз внедрения и повышенная магнитность. Взаимосвязь этих характеристик отражает геодинамическую специфику до верхне-

протерозойских консолидированных («жестких») вмещающих комплексов, испытавших длительную пенеценизацию, которая определяла положение уровня застывания внедряющихся расплавов.

Напротив, герцинские кимберлиты, локализованные в связи с относительно пластичным плитным комплексом, отличаются нередко промышленной алмазоносностью, крупными размерами, простой трубчатой формой, многофазностью внедрения, слабой намагниченностью. Различается и структурная позиция сравниваемых групп пород — первые контролируются древними рифтами и мобильно-проницаемыми зонами (А.М.Ахмедов, С.С.Шевченко, В.Н.Устинов, 2004), вторые структурно связаны с платформенными грабенами глубокого заложения.

Сравнение особенностей обеих групп магматических пород приводит к заключению о двух типах петрологических обстановок размещения кимберлитов: 1) догерцинском декомпрессионном, не экранированным пластичным комплексом терригенно-осадочных пород и предполагающем открытый характер внедрения кимберлитовых расплавов и 2) герцинском компрессионном, соответствующем закрытому характеру системы.

С учетом изложенного и результатов анализа многочисленных литературных источников выскажем несколько рекомендаций.

В основу стратегии алмазопроисловых работ на севере Русской плиты следует положить системные взгляды В.А.Милашева (1965, 1974, 1979, серия публикаций 1998—2008 гг.), а также результаты опытно-методических работ ФГУП «Аэрогеология» о минерогенической зональности Русской алмазосной провинции, о кимберлитоконтролирующем значении блоков с изотропной мегатрещиноватостью, в основном тяготеющих, по нашему мнению, к зонам среднепалеозойской тектономагматической активизации плитного комплекса и его сочленения со щитом, о постадийной постановке высокоточных аэрогеофизических методов — аэромагнитной, аэрогаммаспектрометрической и аэроэлектроразведочной съемки, а в необходимых случаях и их наземных вариантов, при вспомогательной роли шлихо-минералогического метода (главным образом в базальных слоях посткимберлитовых осадочных коллекторов). Также на поисковой стадии целесообразно применение методов аэрогеохимии и гидрогеохимии, фиксирующих устойчивые околокимберлитовые флюидные поля мантийного происхождения (А.П.Пронин с соавторами, 1995).

На предшествующем бурению подготовительном этапе заверки перспективных геофизических аномалий весьма эффективным может оказаться применение нового информативного и экономичного метода микросейсмондирования (А.В.Горбатиков с соавторами, 2009), проходящего апробацию в Архангельской субпровинции (В.И.Французова, 2010).

На стадии оценки и разведки кимберлитов рекомендуется использование известных минералогических методов В.А.Милашева и новой минералогической методики выявления в кимберлитах и вмещающих породах пленок самородных металлов, сингенетичных алмазной минерализации (А.Б.Макеев с соавторами, 2004).

С учетом новой информации методического характера, содержащейся в материалах [4—7, 9—12] и ряде публикаций (А.П.Пронин с соавторами, 1995; А.Б.Макеев с соавторами, 2004; А.В.Горбатиков с соавторами, 2009 и др.), представляется необходимым уточнить региональные прогнозно-поисковые комплексы на алмазы, не пересматривавшиеся последние годы.

В качестве перспективных объектов геологоразведочных работ помимо недоизученной части Зимнебережного алмазосного района выступают участки его юго-восточного (включая полосу продуктивных пород, в понимании А.И.Малова) и юго-западного обрамления в границах так называемой Архангельской зоны вендской активизации (по А.В.Синицыну с соавторами, 1992), включающей площадь Повенецкой алмазной россыпи, где имеются некоторые предпосылки для выявления алмазосных кимберлитов.

Из изложенных материалов статьи можно сделать следующие выводы:

1. Ресурсный потенциал алмазосности севера Русской платформы является ограниченным в связи с принадлежностью его территории к периферийной слабоалмазосной зоне Русской кимберлитовой провинции.

2. Реализация закона РФ «О недрах» 1992 г. неизбежно нарушила ранее сложившиеся производственные связи, значительно увеличила число организаций-исполнителей разного профессионального уровня, расширила географию разнообразных, но изначально недостаточно подготовленных поисковых обстановок и площадей в регионе, что негативно сказалось на результативности геологоразведочных работ рассматриваемого периода.

3. Под влиянием концепции среднепалеозойской тектономагматической активизации Кольского полуострова и Карелии [11, 12] алмазопроисловые работы были не обоснованно переориентированы с Русской плиты на изучение Фенно-Скандинавского щита с его древними (догерцинскими) низкопродуктивными магматитами.

4. Результаты поисковых работ истекшего тридцатилетия заставляют вернуться к представлениям авторов основополагающего методического документа 1986 г. об алмазопроисловом статусе герцинской эпохи кимберлитоконобразования, из чего следуют сформулированные в статье рекомендации по направлению дальнейших геологоразведочных работ и их методике.

Кризисное состояние алмазопромышленности в регионе и дискуссионность некоторых положений их методологии определяют необходимость обсуждения материалов статьи в «Роснедрах».

Автор выражает искреннюю признательность геологам А.В.Петухову, А.В.Ефимову, Г.И.Новикову, Л.И.Лукьяновой и Ю.М.Эринчику за полезные советы и критические замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Беляев К.Д., Увадьев Л.И.* Палеозойские дайковые комплексы Кольского полуострова и Карелии // Советская геология. № 2. 1977. С. 67—76.
2. *Беляев К.Д., Увадьев Л.И., Шульга Т.Ф.* Закономерности размещения массивов центрального типа Кольского полуострова // Докл. АН СССР. 1976. Т. 226. № 1. С. 163—165.
3. *Временные методические указания по комплексированию геолого-геофизических методов при поисках коренных месторождений алмазов на севере Восточно-Европейской платформы.* —Л., 1986.
4. *Всероссийский съезд геологов и научно-практическая конференция «Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века.* —С-Пб, 2000.
5. *Геология алмазов — настоящее и будущее / Геологи к 50-летию юбилею г.Мирный и алмазодобывающей промышленности России.* —Воронеж, 2005.
6. *Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов / Материалы научно-практической конференции, посвященной 30-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «Алроса».* —Мирный, 1998.
7. *Геологические аспекты минерально-сырьевой базы АК «Алроса», современное состояние, перспективы, решения.* —Мирный, 2003.
8. *Методические указания по поискам коренных месторождений алмазов на Сибирской платформе (Якутская алмазоносная провинция).* —Л., 1989.
9. *Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения.* —Воронеж, 2001.
10. *Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века.* —Воронеж, ВГУ, 2003.
11. *Региональная научно-практическая конференция «Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых площадях».* 18—20 марта 2008 г. —Мирный, 2008.
12. *Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов. Прошлое, настоящее и будущее (Алмазы-50) / Материалы научно-практической конференции, посвященной 50-летию открытия первой алмазоносной кимберлитовой трубки «Зарница».* 25—27 мая 2004 г. —С-Пб, 2004.

Закономерности размещения апатит-франколитового оруденения в Ковдорском рудно-карбонатитовом узле

В.А.ДУНАЕВ (ФГУП Всероссийский научно-исследовательский институт по осушению месторождений полезных ископаемых, защите инженерных сооружений от обводнения, специальным горным работам и маркшейдерскому делу (ВИОГЕМ); 308007, г.Белгород, пр-т Б.Хмельницкого, д.86)

Установлены структурные и литологические факторы, контролирующие позицию, морфологию и внутреннее строение тел апатит-франколитовых руд в Ковдорском рудно-карбонатитовом узле. Выявлено закономерное сокращение с глубиной запасов руд при слабо выраженной тенденции к уменьшению в них среднего содержания P_2O_5 .

Ключевые слова: Ковдорский рудно-карбонатитовый узел, карбонатиты, кора выветривания, апатит-франколитовое оруденение, закономерности размещения.

Дунаев Владимир Александрович, kurakin58@mail.ru

Laws of location apatite-francolitic mineralization in Kovdorsky ore-karbonatite knot

V.A.DUNAEV

Structural and litological factors supervising a position, morphology and an internal structure of bodies of apatite-francolitic ores in Kovdorsky ore-karbonatite knot are established. Natural reduction with depth reserves of ores at poorly expressed tendency to reduction in them of the average content P_2O_5 is revealed.

Key words: Kovdorsky ore-karbonatite knot, carbonatites, crust of weathering, apatite-francolitic mineralization, laws of location.

Ковдорский рудно-карбонатитовый узел, впервые выделенный автором в 1982 г. [3], приурочен к западной краевой части одноименного массива ультраосновных (пироксениты, оливиниты) и щелочных (ийолит-мельтейгиты) пород, в месте отхождения от него апофизы ийолитов. Этот массив расположен в центральной части Беломорского блока Балтийского щита на территории Мурманской области, прорывает позднearerхейскую толщу метаморфических пород, преимущественно гнейсов. Массив окружен ореолом фенитов (апогнейсовые щелочные метасоматиты) мощностью до 1,5 км. Рудно-карбонатитовый узел представлен Ковдорским апатит-магнетитовым месторождением и спиралевидной зоной апатитсодержащих форстерит-кальцитовых карбонатитов (рис. 1). В плане он имеет форму овала, вытянутую субмеридианально на 3,5 км при ширине 2,2 км. Возраст Ковдорского массива и генетически связанного с ним рудно-карбонатитового узла девонский. На площади узла в коре выветривания установлены проявления апатит-франколитового оруденения остаточно-инфильтрационного генезиса. Возраст фосфатонесущей коры выветривания точно не определен. Вероятнее всего он соответствует наиболее молодой (позднемеловой—палеогеновой) эпохе благоприятных для интенсивного развития процессов выветривания условий длительного тектонического покоя земной коры и теплого влажного климата на обширной территории России [2, 4].

Поисково-разведочные работы на апатит-франколитовое оруденение в рассматриваемом районе вы-

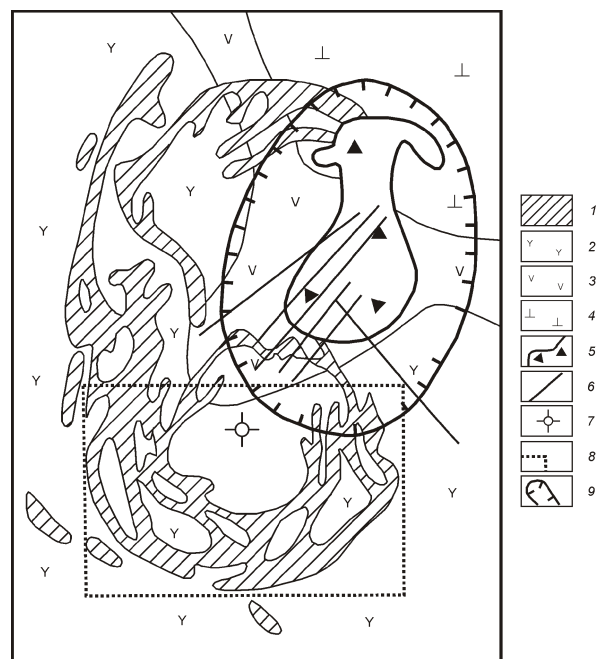


Рис. 1. Схема геологического строения Ковдорского рудно-карбонатитового узла (план):

1 — карбонатиты; 2 — фениты; 3 — ийолиты; 4 — пироксениты, оливиниты; 5 — рудная залежь апатит-магнетитового месторождения; 6 — линейные зоны апатит-франколитового оруденения; 7 — эпицентр южного кольцевого фрагмента карбонатитовой зоны; контуры: 8 — участка апатит-франколитового месторождения и 9 — карьера рудника Железный

полнены в 70-е годы прошлого столетия под руководством Б.И.Сулимова. Изучением этого оруденения занимались В.И.Терновой, В.Н.Басманов, Н.И.Краснова и др. Наиболее полная и всесторонняя его характеристика дана в монографии В.И.Тернового [7]. В настоящей статье автор на основе анализа геолого-разведочных материалов и результатов полевых исследований в карьере рудника Железный, разрабатываемом с 1962 г. апатит-магнетитовые месторождения и вскрышем апатит-франколитовые руды, рассмотрел недостаточно изученные предшественниками вопросы, касающиеся геолого-структурной позиции апатит-франколитового оруденения в рудно-карбонатитовом узле, особенностей морфологии и внутреннего строения тел гипергенных фосфатных руд, контролирующих их факторов, а также характера изменения с глубиной продуктивности фосфатного оруденения.

По геолого-структурной позиции апатит-франколитовое оруденение Ковдорского рудно-карбонатитового узла целесообразно разделить на два типа: 1) представлен мелкими разобщенными жиллообразными телами, приуроченными к разрывным нарушениям на участках пересечения ими карбонатитов и апатит-магнетитовых руд; 2) развивался по зонам трещиноватости, следующими по простиранию крупных тел карбонатитов и охватывающими полностью эти тела или их значительную часть. Он представлен Ковдорским апатит-франколитовым месторождением в виде единой крупной залежи сложной морфологии.

Первый тип апатит-франколитового оруденения детально изучен в карьере рудника Железный. При этом установлено, что рудные тела, контролируются почти исключительно прямолинейными субвертикальными разрывными нарушениями северо-восточного простирания по азимуту 40—55 и в редких случаях северо-западного по азимуту 320—330. В.Н.Басманов в указанном карьере на ранней стадии его эксплуатации (1962—1966 гг.) в южной расширенной части залежи апатит-магнетитовых руд установил 5 субпараллельных жиллообразных тел апатит-франколит-магнетитовых руд длиной 300—800 м и ряд более мелких. В совокупности они образуют зону северо-восточного простирания по азимуту 50, ширина которой составляет около 600 м. Расстояние между соседними телами 35—100 м. Их мощность по исходным карбонатитовым и апатит-кальцит-магнетитовым рудам до 30—40 м, а по существенно силикатным апатит-магнетитовым рудам уменьшается до 5—10 м. Контакты рудных тел нечеткие. Наиболее богатые франколитом руды кавернозной, брекчиевидной, ячеистой и губчатой текстуры приурочены к центральной части рудных тел мощностью до нескольких метров. В обе стороны от нее интенсивность франколитизации снижается. При этом полностью сохраняются текстурные особенности исходного субстрата.

Автором в юго-западном борту современного карьера (на удалении от залежи апатит-магнетитовых руд на 0,5 км) изучено франколитовое оруденение в фенитах и ийолитах с дайками карбонатитов, приуроченное к одному из наиболее крупных разрывных нарушений северо-восточного простирания. Мощность оруденелой зоны вблизи поверхности 60—80 м, а на глубине около 100 м и уменьшается до 15—20 м. Глубже ее сменяет безрудная зона гипергенной дезинтеграции пород. Оруденелая зона представлена кавернозно-натечными и брекчиевидными плотными апатит-франколитовыми рудами (по крупным дайкам карбонатитов), выветрелой до глинистого состояния, обильно пропитанной гидроксидами железа — породой буровато-красного цвета с участками франколитовых руд (первичный субстрат — фениты и ийолиты, пронизанные сетью мелких карбонатитовых даек и прожилков), сетчато-трещиноватыми обохренными фенитами и ийолитами с прожилковой, участками кавернозно-натечной, франколитовой минерализацией. Соотношение перечисленных составляющих частей оруденелой зоны в каждом конкретном ее сечении зависит от особенностей строения массива первичных пород, по которому она развивалась. Проявления гипергенного фосфатного оруденения подобного типа могут быть встречены и на других участках Ковдорского рудно-карбонатитового узла, но поиски их не имеют смысла из-за незначительных масштабов этого оруденения.

Ковдорское апатит-франколитовое месторождение залегает в южной части рудно-карбонатитового узла. Геолого-структурная позиция месторождения стала ясной после того, как автором по данным картирования железорудного карьера была установлена спиралевидная в плане конфигурация карбонатитовой зоны этого узла и доказано полнокольцевое (в объеме — коническое) строение ее южного фрагмента с самостоятельным эпицентром [3]. Оказалось, что именно к данному фрагменту и приурочено апатит-франколитовое месторождение. Ранее считалось, что указанная карбонатитовая зона узла дугообразной (неполнокольцевой) формы с эпицентром в районе апатит-магнетитового месторождения или даже восточнее его внутри Ковдорского массива. При этом оставалось неясным, почему только в южной части карбонатитовой зоны локализовано гипергенное фосфатное оруденение. К данному вопросу вернемся после рассмотрения особенностей строения рудоконтролирующего карбонатитового кольца и морфологии залежи апатит-франколитовых руд, приуроченной к нему.

Строение карбонатитового кольца сложное, что обусловлено отрывным характером контролируемых тел карбонатитов конических (в плане кольцевых) трещин, возникших под давлением восходящей колонны карбонатитовой магмы, и активным ее внедрением по этим трещинам. Внешний диаметр кольца примерно 1,8 км, а его ширина около 0,6 км. Мощ-

ность отдельных тел карбонатов колеблется от 10 до 300 м. Только в северо-восточной части кольца протяженностью 1 км, установленной и изученной автором в карьере, ширина его резко уменьшается до 60—100 м и представлено оно или рядом субпараллельных маломощных даек, или одним телом карбонатов мощностью 20—50 м очень сложной конфигурации с многочисленными разноориентированными ответвлениями. Падение карбонатитовых тел в пределах кольца центриклинальное преимущественно под углом 75—80°. Отдельные из них, особенно во внутренней зоне кольца, падают более полого под углом 55—65°. Среднее содержание P_2O_5 в карбонатитах 4% [7].

Карбонатиты образуют типичные дайки мощностью 5—50 м (чаще 15—35 м) и крупные мощностью 100—350 м дайковидные тела сложной формы и внутреннего строения. Дайки встречаются как самостоятельно, так и в виде апофиз крупных тел карбонатов или их разветвлений по простиранию и по восстанию. Для обоих морфологических типов карбонатитовых тел характерно наличие угловатых ксенолитов фенитов размером в поперечнике от сантиметров до первых метров. Особенно их много в эндоконтактных зонах тел. Эти зоны часто представлены карбонатитовыми штокверками, в которых наблюдается как прожилково-сетчатое развитие карбонатитов, так и базальное размещение обломков фенитов в карбонатитовой матрице. Иногда вся дайка имеет облик карбонатитового штокверка.

Внутреннее строение крупных карбонатитовых тел изменчиво по их простиранию. В одних поперечных сечениях оно характеризуется присутствием в массе карбонатов редких, ориентированных согласно их залеганию, пластиновидных ксенолитов фенитов или аналогичной формы карбонатитовых штокверков мощностью 5—15 м, редко до 30 м. В других сечениях наблюдается полосовидное чередование таких ксенолитов и штокверков с карбонатитами. Мощность «полос» составляет 5—35 м, карбонатитовых — до 50 м. Иногда один бок тела сложен исключительно карбонатитами мощностью до 100—200 м, а остальная его часть представлена чередованием «полос» карбонатитов, их штокверков и фенитов.

В южной и восточной частях карбонатитового кольца крупные тела карбонатов по простиранию разделяются участками, на которых в фенитах зафиксировано всего 2—3 карбонатитовые дайки мощностью 15—35 м, в единичных случаях до 70 м, отстоящие друг от друга на 30—120 м. При этом в ряде разведочных профилей достоверно установлена тенденция к увеличению с глубиной мощности указанных даек и объединению их в единое крупное карбонатитовое тело.

На отдельных участках месторождения в крупных телах карбонатов встречаются их конформные по-

лосчатости пласто- и линзовидные тела кальцит-магнетитовых руд мощностью 8—20 м, иногда до 30—40 м. Они являются результатом дифференциации карбонатитовой магмы в процессе ее ламинарного восходящего движения по коническим трещинам. Обособления магнетитовых руд в карбонатитах наиболее развиты на северо-западе месторождения в пределах линейного фрагмента апатит-франколитовой залежи, вытянутого по азимуту 35°. Здесь цепочка тел магнетитовых руд в карбонатитах протягивается на 600 м.

Форма залежи апатит-франколитовых руд в плане неполнокольцевая, близкая к подковообразной (рис. 2), что обусловлено отсутствием промышленного апатит-франколитового оруденения в север-северо-восточной части карбонатитового кольца, представленной, как уже указывалось, маломощной карбонатитовой зоной сложной морфологии. Залежь протягивается по окружности кольца на 3,4 км. Ширина ее очень изменчива и на современном уровне эрозионного среза колеблется от 20 до 280 м. Конфигурация залежи сложная, характеризуется наличием выступов, апофиз, пережимов или раздувов, которые по простиранию залежи на участках расщепления крупных карбонатитовых тел на несколько разоб-

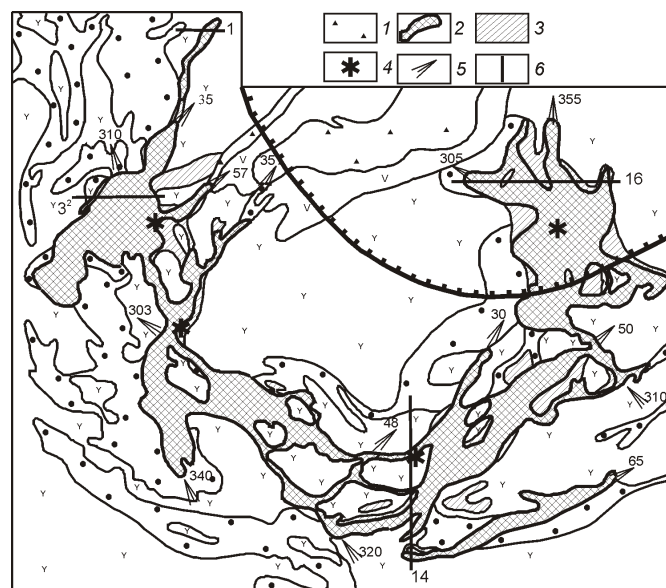


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Ковдорско-апатит-франколитового месторождения. По Б.И.Сулaimову (1977) с разрядкой и дополнениями автора:

1 — апатит-форстерит-магнетитовые и маложелезистые апатит-флогопит-форстеритовые руды; 2 — апатит-франколитовые руды; 3 — франколитизированные фениты; 4 — места наибольшей глубины залегания подошвы рудной залежи; 5 — вектор простирания линейного элемента и его азимут, град.; 6 — линии геологических разрезов и их номера; см. услов. обозн. к рисункам 1, 2 и 4

ценных даек также распадаются на ряд маломощных рукавов. Внутри залежи наблюдаются вытянутые по ее простиранию многочисленные включения в той или иной степени выветрелых и франколитизированных фенитов от блоков размером в плане 50—150 200—300 м до пластиновидных включений длиной 20—100 м при ширине 5—25 м.

В разрезе (с боков, а местами и по восстанию) залежь часто ограничивается контактами рудовмещающих карбонатитовых тел. Если оруденение развивалось по дайкам карбонатитов, то границы рудной залежи с ее боков следуют строго по контактам даек, а подошва залежи может быть субгоризонтальной, когда оруденение в обоих контактах дайки выклинивается примерно на одном уровне, или наклоненной под углом до 40—55°, как правило, в сторону висячего контакта дайки за счет более глубокого (на 60—70 м) проникновения оруденения в висячем боку дайки по сравнению с лежащим (рис. 3, а и б). Другой случай характерен для крупных даек мощностью 30—50 м. В целом те фрагменты единой рудной залежи, которые образовались по карбонатитовым дайкам, имеют форму крутопадающих пластообразных тел.

Морфологические особенности рудной залежи при развитии гипергенного фосфатного рудогенеза по крупным телам карбонатитов характеризуются тремя основными разновидностями формы ее поперечного сечения: желобообразной, клиновидной и корытообразной. Желобообразная форма характерна для тех фрагментов рудной залежи, которые практически полностью размещаются внутри карбонатитовых тел (см. рис. 3, в). Только иногда одна из боковых поверхностей желоба является контактом пластиновидного ксенолита фенитов в карбонатитах или в верхней своей части до глубины 20—40 м следует по границе рудовмещающего карбонатитового тела с фенитами. Ширина желоба на земной поверхности 95—160 м, угол наклона его боковых поверхностей 40—75°. Клиновидная форма образуется, когда рудная залежь

ограничена с одного бока контактом (за редким исключением висячим) карбонатитового тела, а снизу наклоненной под углом 10—30° в сторону этого контакта слабovolнистой поверхностью, выходящей по восстанию на земную поверхность (см. рис. 3, з). Глубина залегания подошвы рудной залежи на сочленении ее с контактом карбонатитового тела, как правило, 30—50 м, редко до 100 м.

Корытообразная форма возникает, когда рудная залежь шириной 115—330 м полностью перекрывает приповерхностную часть карбонатитового тела и ограничивается с боков его контактами, а снизу волнистой поверхностью, иногда субгоризонтальной, расположенной на глубине 30—40 м, но обычно наклоненной под углом 20—30°, чаще в сторону висячего контакта карбонатитов (см. рис. 3, д и е). Глубина залегания подошвы залежи с ее приподнятой стороны 25—65 м, а с противоположной 105—150 м. В отдельных случаях корытообразную форму приобретает рудная залежь и в том случае, когда она перекрывает только часть карбонатитового тела. В данной ситуации боковые поверхности залежи могут быть представлены внешней границей рудовмещающего карбонатитового тела, контактом между окаймляющим его карбонатитовым штокверком и собственно карбонатитами, контактом между карбонатитами и пластиновидными ксенолитами фенитов внутри карбонатитового тела.

Подошва залежи волнистая. Глубина ее залегания на различных участках месторождения изменяется в диапазоне 20—200 м. Максимальный вертикальный размах апатит-франколитового оруденения в сохранившейся от эрозии части залежи укладывается в интервал абсолютных отметок 350...150 м. Залежь подстилается зоной мощностью 5—25 м дезинтегрированных карбонатитов — пропитанных гидроксидами железа, с пустотами выщелачивания, легко раскалывающихся при слабом ударе. В массе таких карбонатитов встречаются ядра свежих карбонатитов. Граница между рудами и дезинтегрированными карбонатитами резкая, извилистая. В приподшенной части залежи среди руд наблюдаются включения дезинтегрированных карбонатитов.

Подошва мел-палеогеновой коры выветривания (нижняя граница зоны гипергенной дезинтеграции пород) в целом описывает контуры рудной залежи. Вместе с тем со стороны висячего бока

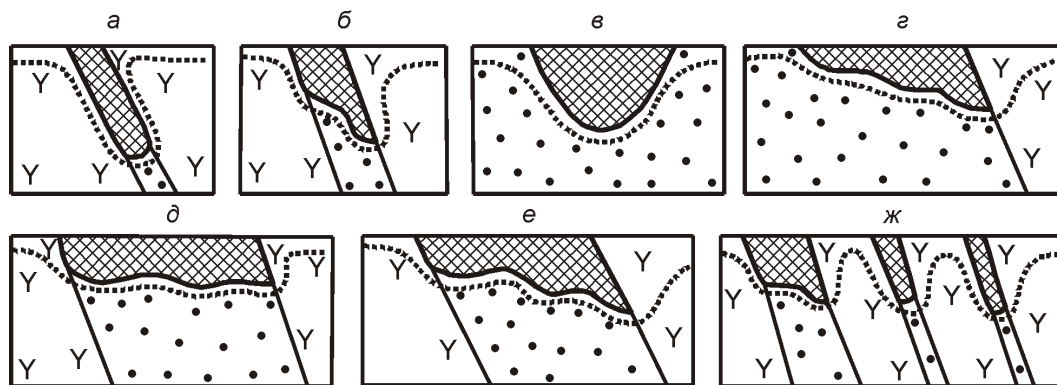


Рис. 3. Вариации формы рудной залежи и геометрии подошвы позднемеловой—палеогеновой коры выветривания — схематические разрезы:

см. услов. обозн. к рисункам 1, 2 и 4

залежи при угле его наклона $55\text{--}65^\circ$ граница коры выветривания обычно следует не согласно контакту залежи, а ориентирована субвертикально или наклонена под углом $50\text{--}75^\circ$ в сторону залежи. Кроме того, вблизи земной поверхности подошва коры выветривания довольно резко выполаживается и уходит далеко от границ рудной залежи (см. рис. 3). По существу, зона гипергенной дезинтеграции пород имеет в Ковдорском рудно-карбонатитовом узле площадное распространение. В зависимости от морфологических особенностей рудной залежи на различных участках месторождения подошва коры выветривания характеризуется карманообразными или желобообразными с крутыми стенками ($55\text{--}75^\circ$) углублениями, более или менее симметричными впадинами с пологими ($10\text{--}35^\circ$) бортами, часто имеет корытообразную асимметричную форму с наклоном дна в сторону висячего бока залежи под углом $25\text{--}40^\circ$, иногда 55° (см. рис. 3, *a—e*). На участках разветвления залежи на отдельные крутопадающие пластообразные тела подошва коры выветривания приобретает зигзагообразный профиль, погружаясь и огибая их снизу, а в пространстве между ними приближаясь к земной поверхности (см. рис. 3, *ж*).

Рассмотрим влияние литологического и структурного факторов на морфологию рудной залежи. Литологический фактор обусловил исключительную приуроченность промышленного апатит-франколитового оруденения к телам карбонатитов, контакты которых с вмещающими силикатными породами часто являются границами рудной залежи и тем самым определяют ее морфологические особенности. Структурный фактор обусловил позицию апатит-франколитового месторождения в рудно-карбонатитовом узле, отдельные существенные черты морфологии рудной залежи и изменчивость глубины залегания ее подошвы.

Как уже указывалось, апатит-франколитовое оруденение в пределах спиралевидной карбонатитовой зоны проявлено только в ее южном кольцевом фрагменте. Важно отметить, что оно развивается не по всей площади кольца, а контуры залежи апатит-франколитовых руд далеко не всегда совпадают с границами тел карбонатитов. Кроме того, эта залежь на западе и юго-западе месторождения тяготеет к внутренней зоне карбонатитового кольца, захватывая частично крупные карбонатитовые тела его внешней зоны, а на юго-востоке и востоке она перемещается в центральную и внешнюю зону кольца (см. рис. 2). Отсюда вытекает, что позиция рудной залежи была обусловлена кольцевой разломной зоной, возникшей после формирования кольцевой карбонатитовой зоны и в целом наследующей ее конфигурацию. Логично предположить, что она заложилась под воздействием ориентированного вертикально вверх давления карбонатитовой магмы на заключительной стадии существования ее глубинного очага, когда

верхняя часть кольцевой (конической) карбонатитовой зоны была уже консолидирована.

В дугообразной неполнокольцевой конфигурации апатит-франколитовой залежи отчетливо проявлены прямолинейные элементы, которые создают ломаный в плане контур залежи и контролируют ее апофизы. Преобладающая их ориентировка (северо-восточная по азимуту $30\text{--}50^\circ$ и северо-западная по азимуту $305\text{--}340^\circ$) соответствует направлениям двух линеаментов, в узле которых расположены массивы ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Карело-Кольской провинции, в т.ч. Ковдорский [1]. Участки наиболее глубокого проникновения апатит-франколитового оруденения приурочены к узлам сопряжения (пересечения) прямолинейных элементов (зон разрывных нарушений), которые обычно соответствуют местам заметного изменения простирания рудной залежи (см. рис. 2).

Наличие прямолинейных элементов в контролирующей апатит-франколитовую залежь разломной зоне объясняется ее формированием под совокупным влиянием локальных, связанных с давлением карбонатитовой магмы, и региональных тектонических напряжений. Возможно, что в дальнейшем уже под воздействием только региональных напряжений возникли дополнительные прямолинейные системы разрывных нарушений. В целом рудоконтролирующие разрывы и трещинные зоны развивались, как правило, унаследованно вдоль границ карбонатитовых тел, согласно полосчатости карбонатитов и по контактам содержащихся в них пластообразных обособлений магнетитовых руд и крупных пластиновидных ксенолитов фенитов. Изменчивость интенсивности трещиноватости, а, следовательно, и водопроницаемости пород по простиранию таких зон и вкрест него определила изменчивую глубину формирования гипергенного фосфатного оруденения и соответственно сложную геометрию подошвы рудной залежи.

Внутреннее строение рудной залежи определяется характером размещения в ней продуктивных образований коры выветривания. По уровню концентрации фосфатов они подразделяются на руды кондиционные (P_2O_5 6%) и убогие — законтурные (P_2O_5 2—6%), а также слабо франколитизированные фениты, содержащие P_2O_5 до 2%. В незатронутых выветриванием фенитах среднее содержание P_2O_5 0,32% [7]. Все продуктивные образования имеют примерно одинаковый минеральный состав и отличаются только количественным соотношением минералов. Остаточные минералы в них представлены главным образом апатитом, магнетитом, бадделейтом и силикатами (форстерит, пироксен и др.). Основные гипергенные минералы — франколит, гидрофлогопит и вермикулит, гидроксиды железа (гётит, гидрогётит); второстепенные — сунгулит, гидрохлорит, монтмориллонит, гидроксиды марганца.

Франколит отлагался в пустотах и трещинах выщелоченных пород, а также в межзерновом простран-

стве продуктов их дезинтеграции до состояния песка, из инфильтрационных вод, обогащенных соединениями фосфора за счет растворения апатита, и замещал остаточный кальцит, частично апатит, при взаимодействии их с этими водами. Гидрофлогопит и вермикулит — результат, соответственно, начальной и конечной стадий гидратации флогопита. Гидроксиды железа образовывались в первую очередь за счет окисления сульфидов, а затем вследствие разложения магнезиально-железистых силикатов (форстерит, пироксен) и превращения их в сунгулит, гидрохлорит и монтмориллонит.

Продуктивные образования, как правило, наследуют текстурные признаки субстрата, дополняя их особенностями, связанными с гипергенным выщелачиванием кальцита (пористость, кавернозность) и секреционной, главным образом франколитовой, минерализацией на стенках пустот и по трещинам. Исключением являются брекчиевидные фосфатные руды, обломки в которых представляют собой перемещенные фрагменты полностью разрушенного и дезинтегрированного субстрата.

Кондиционные руды по содержанию в них фосфатов делятся на богатые (P_2O_5 18%) и бедные (P_2O_5 6—18%). Среднее содержание P_2O_5 в богатых рудах составляет 25%, а в бедных — 10,6%. Богатые руды представлены апатит-франколитовым минеральным типом, а бедные — преимущественно апатит-франколит-гидрослюдистым, редко франколит-apatит-магнетитовым.

Апатит-франколитовые руды обычно плотные серой или буровато-серой окраски, состоят главным образом из апатита и франколита. Среди них выделяются брекчиевидные и небрекчиевидные разновидности.

Брекчиевидные руды встречаются чаще всего на верхних горизонтах во внутренних частях рудной залежи. По Н.И.Красновой [5], они образуют тела сложной жиллообразной формы, без четких границ, в целом согласные с залеганием рудовмещающих карбонатитов. В этих рудах обломки минералов карбонатитов (apatит, магнетит, в меньшей степени форстерит, пироксен, гидрофлогопит, редко кальцит) и минералов силикатных пород, вмещающих карбонатиты (полевые шпаты, нефелин, сфен и др.), а также обломки этих пород размером до нескольких дециметров в поперечнике, цементируются агрегатом франколита. Структура цемента микро- и мелкозернистая, участками крустификационная. Обломки составляют 40—80%, в т.ч. апатита 20—30% от массы брекчиевидных руд.

Небрекчиевидные руды, как правило, контактируют непосредственно с карбонатитами. Они обычно светлоокрашенные, наследуют текстурные особенности исходных карбонатитов (полосчатость, пятнистость), но при этом обладают повышенной пористостью и кавернозностью. Повсеместное распространение в них теневого реликта ромбоэдрической спайности кальцита, которая трассируется пленками

гидроксидов по плоскостям спайности, свидетельствует о том, что рассматриваемые руды образовались путем непосредственного замещения франколитом кальцита карбонатитов [5]. По минеральному составу эти руды близки к брекчиевидным, отличаюсь лишь более заметным преобладанием франколита над апатитом.

Апатит-франколит-гидрослюдистые руды преимущественно рыхлые или слабосцементированные. По внешнему виду они представляют собой сыпучую тонко- и мелкозернистую, иногда глиноподобную массу серовато-желтого, темно- или зеленовато-бурого цветов. Текстура руд (пятнистая, пятнисто-полосчатая, полосчатая) проявлена обычно различной окраской пятен и полос. Иногда наблюдается чередование тонких полос мелкочешуйчатой гидрослюды и мелкозернистого апатита. В составе руд преобладает гидрофлогопит, который вместе с вермикулитом, иногда сунгулитом, составляет 50—60% от их массы. Соотношения апатита и франколита в рудах изменчиво, но в целом преобладает франколит, мелкозернистый агрегат которого цементирует зерна апатита и силикатных минералов. Среди рыхлых апатит-франколит-гидрослюдистых руд нередко наблюдаются участки мощностью от дециметров до нескольких метров плотных апатит-франколитовых руд, а также включения в той или иной степени измененных пород, в основном фенитов.

Франколит-apatит-магнетитовые руды встречаются редко. Их субстратом были пласто- и линзовидные обособления в карбонатитах кальцит-магнетитовых руд с форстеритом и флогопитом. Текстура руд кавернозная, ячеистая и губчатая, обусловленная наличием многочисленных пустот выщелачивания кальцита. Сохранившаяся от выщелачивания часть кальцита была замещена мелкокристаллическим агрегатом франколита, который также образует натечные корки на стенках пустот и тонкие прожилки. Из фосфатов в рудах явно преобладает апатит (20—30%). Содержание в них штаффелита не превышает 10%. По своему физическому состоянию руды изменчивы. Обычно наблюдается перемежаемость их рыхлых и плотных каменистых разновидностей.

Убогие руды развиваются преимущественно по выветрелым фенитам, вмещающим карбонатитовые тела или образующим внутри них крупные ксенолиты. В этих породах сохранились текстурно-структурные особенности и силикатная составляющая, за исключением случаев гидратации флогопита и выбеливания полевых шпатов, но карбонаты были практически полностью выщелочены с образованием пустот и каверн. Текстура руд прожилково-сетчатая, участками брекчиевидная. Они сформировались путем заполнения франколитом трещин гипергенной дезинтеграции массива фенитов. Размер ячейки сети таких трещин колеблется от первых сантиметров до первых дециметров. Мощность франколитовых про-

жилков 0,1—0,5 см. Иногда натечный франколит образует только корочки на стенках крутопадающих трещин, а на франколите нарастает шабазит. По физическому состоянию описываемые руды обычно плотные. Только в отдельных случаях встречаются их рыхлые или слабосцементированные разновидности. Кроме того, к убогим относятся рыхлые, практически не содержащие франколита руды, образованные по первичным кальцит-форстерит-магнетитовым ру-

дам с низкой концентрацией апатита, в которых среднее содержание P_2O_5 1,65%. Убогие руды по выветрелым фенитам окаймляют рудную залежь на отдельных участках месторождения в виде зон мощностью 5—25 м, а по интенсивно карбонатизированным фенитам до 50 м. Они же вместе с убогими рыхлыми рудами по кальцит-магнетитовым рудам образуют многочисленные включения внутри залежи и составляют не менее 20% от ее объема.

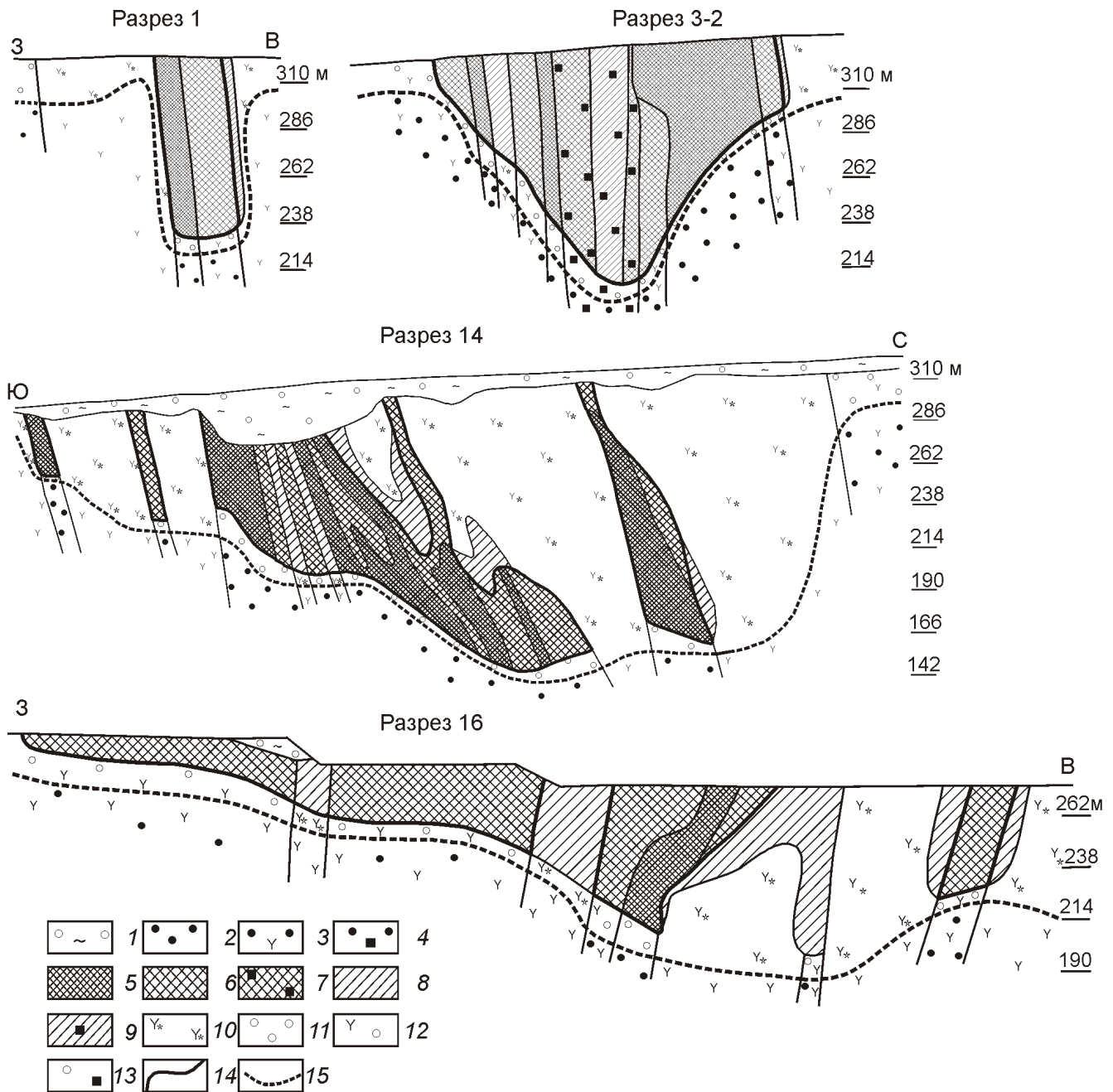


Рис. 4. Геологические разрезы Ковдорского апатит-франколитового месторождения:

1 — четвертичные отложения; 2 — карбонаты; 3 — карбонатитовые штокверки; 4 — кальцит-магнетитовые руды; кондиционные фосфатные руды: 5 — апатит-франколитовые, 6 — апатит-франколит-гидрослюдистые, 7 — франколит-апатит-магнетитовые; убогие фосфатные руды: 8 — франколитизированные фениты, 9 — франколит-апатит-магнетитовые; 10 — затронутые выветриванием франколитсодержащие фениты (P_2O_5 до 2%); продукты гипергенной дезинтеграции: 11 — карбонатитов, 12 — карбонатитовых штокверков, 13 — кальцит-магнетитовых руд; 14 — контур рудной залежи; 15 — граница коры выветривания; положение линий разрезов см на рис. 2

Закономерности размещения различных типов руд внутри залежи обусловлены главным образом литологическим фактором, определившим зависимость типов фосфатных руд от субстрата, по которому они формировались, и связанную с этим унаследованность во внутреннем строении рудной залежи характерных особенностей строения массива пород, представляющих субстрат. По карбонатитам развивались преимущественно плотные богатые руды, по карбонатитовым штокверкам — бедные, как правило, рыхлые руды, по магнетитовым рудам в телах карбонатитов — рыхлые бедные и убогие франколит-апатит-магнетитовые руды, а по фенитам и другим силикатным породам — убогие, в основном плотные руды.

В целом согласно чередованию, характерному для внутреннего строения карбонатитовых тел, в их разрезе пластообразных и линзовидных обособлений собственно карбонатитов, карбонатитовых штокверков, кальцит-магнетитовых руд и силикатных пород в разрезе рудной залежи также преобладает аналогичное чередование обособлений различных типов руд, каждый из которых образовался, как правило, по одной из указанных выше разновидностей пород. Сколько-нибудь выраженной вертикальной и горизонтальной зональности в сохранившейся от эрозии части рудной залежи не наблюдается (рис. 4).

Влияние структурного фактора на внутреннее строение рудной залежи проявляется в том, что иногда по литологически однородному субстрату возникают различные по концентрации фосфора типы руд, например, по собственно карбонатитам богатые (P_2O_5 18%) и рядовые (P_2O_5 6—18%). В разрезах тех частей рудной залежи, которые были сформированы по однородным карбонатитам, границы богатых и рядовых руд имеют прихотливую геометрию в отличие от их прямолинейных контактов при развитии фосфатного оруденения по субстрату, представленному чередованием пластообразных и линзовидных обособлений карбонатитов, карбонатитовых штокверков, магнетитовых руд. Очевидно, более богатые руды образовались в наиболее трещиноватых, т.е. с повышенной водопроницаемостью, участках литологически однородного субстрата. По фенитам также в зависимости от интенсивности их трещиноватости формируются различные по содержанию фосфора гипергенные образования — от слабофранколитизированных (P_2O_5 2%) до убогих руд (P_2O_5 2—6%).

Важную роль структурный фактор сыграл в образовании брекчиевидных апатит-франколитовых руд. Наиболее вероятный сценарий их генезиса — возникновение по зонам интенсивной трещиноватости в карбонатитах щелевидных карстовых полостей, заполнение их обломочным материалом (за счет частичного обрушения стенок полостей и привноса обломков сверху в процессе инфлюации) и последующая его цементация франколитом, выделившимся из

инфильтрационных вод, обогащенных соединениями фосфора.

Характер изменения количества запасов апатит-франколитовых руд и среднего содержания в них P_2O_5 в зависимости от глубины иллюстрируется соответствующими кривыми, построенными без учета нагорной, в той или иной степени эродированной, части залежи (рис. 5; значения количества запасов и среднего содержания P_2O_5 отнесены к подошве слоя). Анализ этих кривых показывает, что с увеличением глубины запасы руд закономерно уменьшаются с градиентом 0,48 млн.т на 10 м, вплоть до полного выклинивания оруденения примерно на горизонте 154 м. При этом среднее содержание P_2O_5 в рудах, волнообразно колеблется от горизонта к горизонту, в целом с глубиной снижается незначительно — по линии тренда с 14,85 до 14,09%, т.е. с градиентом всего 0,076% на 10 м. Это подтверждает сделанное заключение об отсутствии на месторождении вертикальной зональности апатит-франколитового оруденения.

Ограничение по глубине апатит-франколитового оруденения, как и любого другого, связанного с формированием коры выветривания, обусловлено повсеместно проявленным эффектом снижения с глубиной водопроницаемости массивов скальных пород до какого-то уровня (кровли водоупора) за счет уменьшения интенсивности трещиноватости и степени раскрытости трещин под влиянием литостатического давления [6]. Однако это не объясняет закономерное уменьшение запасов руд (площади рудной залежи) с глубиной при условии практически постоянного среднего содержания P_2O_5 в вертикальном интервале оруденения и его резкой границы с подстилающими дезинтегрированными карбонатитами, которые фиксируют промежуточную зону между кровлей водо-

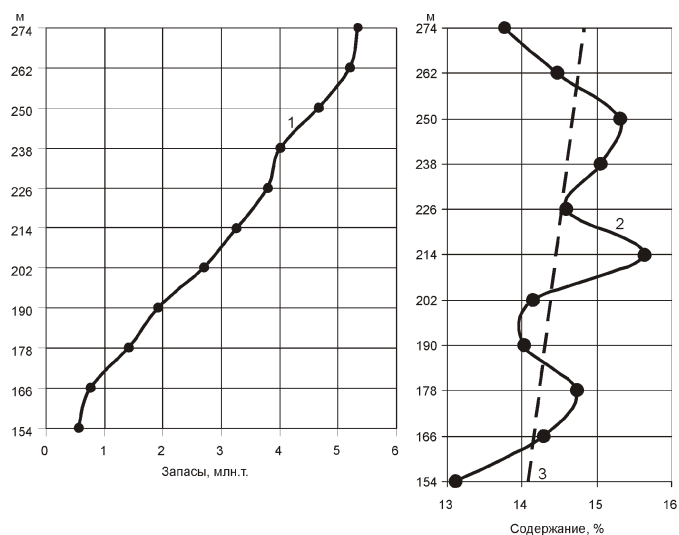


Рис. 5. Кривые изменения с глубиной запасов апатит-франколитовых руд (1) и среднего содержания в них P_2O_5 (2) по эксплуатационным слоям мощностью 12 м; линия тренда (3)

упора и обводненным массивом пород, существующую во время формирования месторождения.

Если бы кровля водоупора была субгоризонтальной слабоволнистой (например, как на рис. 3, *д*), то сколько-нибудь существенного уменьшения запасов руд от земной поверхности до подошвы залежи не наблюдалось. Закономерное уменьшение с глубиной запасов руд связано с наличием желобообразных и клиновидных углублений подошвы рудной залежи (кровли водоупора) в массив подстилающих ее карбонатитов (см. рис. 3, *б*, *в*, *г* и *е*), которые обусловлены структурной неоднородностью этого массива. Участки углубления подошвы залежи трассируются зонами повышенной трещиноватости (водопроницаемости) во вмещающих ее карбонатитах.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы:

1. Апатит-франколитовое оруденение Ковдорского рудно-карбонатитового узла по своей геолого-структурной позиции подразделяется на два типа, один из которых представлен мелкими жилообразными телами, приуроченными к крутопадающим прямолинейным разрывным нарушениям преимущественно северо-восточного, иногда северо-западного простирания, а другой — локализованным на юге узла в пределах кольцевой карбонатитовой зоны Ковдорским апатит-франколитовым месторождением в виде крупной залежи, контролируемой кольцевой разломной зоной, осложненной прямолинейными элементами указанной выше ориентировки.

2. Морфология и внутреннее строение рудной залежи апатит-франколитового месторождения обусловлены литологическим и структурным факторами. Влияние *литологического фактора* выражено:

исключительной приуроченностью промышленного фосфатного оруденения к достаточно крупным телам карбонатитов, что определило его отсутствие в север-северо-восточной части карбонатитового кольца и соответственно неполнокольцевую в плане формы рудной залежи;

часто наблюдаемым ограничением рудной залежи с боков и по восстанию контактом карбонатитов с фенитами;

зависимостью типов руд от субстрата, по которому они формировались (по карбонатитам — преимущественно богатые плотные руды с высоким содержанием франколита, по карбонатитовым штокверкам

— бедные рыхлые, обогащенные гидрофлогопитом и вермикулитом; по кальцит-магнетитовым рудам в карбонатитах — рыхлые бедные и убогие франколит-apatит-магнетитовые, по фенитам — убогие франколитовые прожилково-сетчатые руды).

Структурный фактор (позиция и ориентировка трещинных зон, изменчивость интенсивности трещиноватости пород в плане и на глубину) определил:

границы залежи внутри крупных карбонатитовых тел, глубину распространения апатит-франколитового оруденения (20—200 м), геометрические особенности подошвы рудной залежи и в целом коры выветривания;

формирование по литологически однородному субстрату руд, различных по содержанию фосфора, а также образование брекчиевидных апатит-франколитовых руд по карбонатитам.

3. С увеличением глубины количество запасов фосфатных руд за счет сокращения рудной площади закономерно и довольно интенсивно уменьшается. При этом среднее содержание в них P_2O_5 незначительно изменяется с некоторой тенденцией к снижению. Сколько-нибудь выраженной вертикальной зональности в виде изменения с глубиной ассоциации гипергенных и остаточных минералов или их относительной распространенности не наблюдается.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Архангельская В.В.* Линеаментный метод регионально-металлогенического анализа // Разведка и охрана недр. 2008. № 2. С. 13—17.
2. *Афанасьев Б.В.* Типы кор выветривания Балтийского щита, их вероятный возраст и направление поиска в них полезных ископаемых // Вопросы литогенеза фанерозоя Кольского полуострова. —Л., 1972. С. 46—71.
3. *Дунаев В.А.* Структура Ковдорского месторождения // Геология рудных месторождений. 1982. № 3. С. 28—36.
4. *Карнов В.М., Заринова Т.Я.* Прогнозно-поисковая модель месторождений фосфоритов формации коры выветривания // Разведка и охрана недр. 2009. № 10. С. 3—18.
5. *Краснова Н.И.* Геология, минералогия и вопросы генезиса апатит-франколитовых пород Ковдорского массива // Вещественный состав фосфоритов. —Новосибирск: Наука, 1979. С. 164—172.
6. *Тагильцев С.Н.* Основы гидрогеомеханики скальных массивов. Учебное пособие. —Екатеринбург: УГГА, 2003.
7. *Терновой В.И.* Карбонатитовые массивы и их полезные ископаемые. —Л., 1977.

Геологическое строение, развитие и рудная минерализация ряда островов залива Петра Великого (Южное Приморье)

А.А.ГАВРИЛОВ (Тихоокеанский океанологический институт им.В.И.Ильичева (ТОИ) ДВО РАН; 690041, г.Владивосток, ул.Балтийская, д.43), В.И.ГВОЗДЕВ (Дальневосточный геологический институт (ДВГИ) ДВО РАН; 690022, г.Владивосток, проспект 100-летия Владивостока, д.159)

Приведены результаты детального изучения геологического строения и рудной минерализации ряда островов Южного Приморья (залив Петра Великого, Японское море), представляющих собой реликты вулканоплутонических купольных структур позднепермского возраста. Несмотря на инверсии тектонического режима, они сохранили морфотектоническое значение до настоящего времени. Рассмотрена Алексеевская зона полиметаллической сульфидной минерализации на о.Попова в качестве основного объекта исследований. Полученные данные о наличии на островах мелких проявлений магматического (штокверки) и гидротермального (жильного) магнетита важны для определения природы магнитных аномалий на прилегающих акваториях. Общие металлогенические характеристики вулканоплутонических комплексов островов соответствуют островодужным образованиям. Проанализированы также некоторые аспекты позднепалеозойской металлогении и вопросы длительного унаследованного развития основных элементов структурного плана Южного Приморья.

Ключевые слова: острова, Южное Приморье, позднепермская эпоха, геологическое строение, сульфидная и магнетитовая минерализация.

Гаврилов Александр Анатольевич, gavrilov@poi.dvo.ru

Гвоздев Виталий Иванович, gvozdev@fegi.ru

The geological structure, development and ore mineralization of a number Islands of the Peter the Great Bay (South Primorye)

A.A.GAVRILOV, V.I.GVOZDEV

The paper presents results of a careful study of the geological structure and ore content of some islands within South Primorye (the Peter the Great Bay, the Sea of Japan), which are the relics of the Late Permian volcanoplutonic dome structures. In spite of tectonic regime inversions, they preserved their morphotectonic importance up to now. The Alekseevskaya zone of the polymetallic sulfide mineralization on the Popov Island is considered as basic subject of investigations. Data we obtained on the availability of small occurrences of magmatic (stockworks) and hydrothermal (veins) magnetite on islands are important for determination of the magnetic anomalies' nature within adjacent water areas. The general metallogenic characteristics of island's volcanoplutonic complexes correspond to island-arc formations. Some aspects of the Late Permian metallogeny and questions of the prolonged hereditary development of the South Primorye structural plan basic elements are also analyzed.

Key words: islands, the South Primorye, Late Permian epoch, geological structure, sulfide and magnetite mineralization.

Данные о структурно-вещественных комплексах пермского периода, установленные в ходе геолого-съёмочных и тематических работ, интерпретируются в геологической истории южного Приморья неоднозначно (Н.Г.Мельников, С.М.Тащи, Л.А.Изосов, Г.Б.Левашов, А.А.Вржосек и др.). Ряд исследователей указывает на возможность существования окраинно-материкового вулканоплутонического пояса андийского типа, приуроченного к восточным границам Ханкайского массива и палеоконтинента Амурии [5, 9 и др.]. Другие специалисты [7] обосновывают выделение на юго-западе Приморья реликтовых структур позднепалеозой-

ской островной дуги и сопряженных палеорифтовых зон, и это предполагает иную модель активного развития континентальной окраины. Геодинамические реконструкции, основанные на неомобилистских представлениях, постулируют высокую интенсивность тектонических движений и крупномасштабные (многие сотни, первые тысячи километров) перемещения литосферных плит и отдельных геоблоков территории Дальнего Востока не только в палеозое, но и в мезозое [5, 9, 10 и др.]. Для мезозойского этапа развития территории, например, предполагается возможность перехода от широкомасштабной субдукции (средняя—поздняя

юра) к режиму трансформной окраины (ранний мел) с доминантой активных левосдвиговых смещений [4] и т.д.

Различные палеогеодинамические реконструкции должны находить подтверждение в металлогенической специализации соответствующих структурно-формационных зон, которые отличаются проявлением индикаторных (медно-порфировые, колчеданные, золотосеребряные эпиптермальные и др.) типов месторождений. Однако данный вопрос на территории Приморья для позднего палеозоя также остается недостаточно изученным. Следует обратить внимание и на явное несоответствие между региональным масштабом позднепалеозойского магматизма и ограниченным числом известных рудных объектов этого возраста.

Предлагаемая работа посвящена описанию геологического строения, развития и рудной минерализации ряда островов (Попова, Рейнеке и Рикорда и др.) залива Петра Великого, представляющих собой реликты позднепермских вулканоплутонических и плутонических структур. Представляется, что эти данные дополняют существующие представления о металлогенической специализации позднегерцинского этапа магматизма и тектогенеза в Южном Приморье. Наряду с этим, анализ истории формирования островных территорий залива Петра Великого и условий сохранности древних элементов структурного плана — ключ к решению многих вопросов тектонической эволюции Южно-Приморского участка континентальной окраины в мезозое и кайнозое.

Краткая история изученности. Первые систематические сведения о геологии островов архипелага императрицы Евгении (острова: Русский, Попова, Рейнеке, Рикорда) были получены в 1912 г. геологической экспедицией под началом П.В.Виттенбурга [2], организованной обществом изучения Амурского края. В 1954 г. Б.И.Васильев составил геологические картосхемы масштаба 1:200 000 островов Попова, Рейнеке, Рикорда, Русского. В ходе геологической съемки масштаба 1:50 000 п-ва Муравьева-Амурского и о.Русский установлены основные комплексы терригенных пород, определена их стратиграфическая позиция и хронология. В 2002 г. на этой территории проводились ревизионные работы, которые позволили уточнить геологические карты масштаба 1:200 000 островов Русского и Попова. Все вулканогенные и вулканогенно-терригенные толщи пород этих островов, составлявших ранее владивостокскую свиту, были отнесены к барабашской свите позднепермского возраста; габброиды о.Попова включены в состав муравьевского, а гранитоиды — седанкинско-комплексов, распространенных на п-ве Муравьева-Амурского. Наличие отдельных мелких проявлений рассеянной сульфидной минерализации отмечалось на о.Попова. В ходе работ геологическое изучение островов Рейнеке и Рикорда не проводилось.

В последние годы в результате исследований сотрудниками ТОИ ДВО РАН получены новые материалы о геологическом и геоморфологическом строении островов залива Петра Великого. Были выявлены основные типы пород, описаны формы и условия залегания геологических тел, типы дислокаций. На подготовленных геологических картосхемах (масштаб 1:25 000) островов Рейнеке и Рикорда впервые показаны ареалы габбро, долеритовых порфиринов, диоритов, системы блоков, купольных структур и др. В комплект подготовленных картографических материалов островов вошли также схемы разрывных нарушений, морфоструктурные построения и т.д. Полученная оригинальная информация позволила провести сравнительный анализ геологического строения и развития островных территорий, послужила основой их геолого-геоморфологической типизации. Установлено, что отдельные известные участки с рассеянной сульфидной минерализацией (Cu, Zn), являются элементами одной протяженной зоны гидротермально измененных пород [3].

Основные черты геологического строения. В заливе Петра Великого выделяются архипелаги императрицы Евгении, Римского-Корсакова (юго-западная часть акватории), два крупных острова Аскольд и Путятин, расположенные восточнее, и многочисленные более мелкие обособленные участки суши. Общее число островных территорий превышает несколько десятков. Большинство из них представляют собой скальные массивы, которые возвышаются над водой от нескольких метров до десятков и, реже, первых сотен метров. Они в различной степени расчленены тектоническими процессами, абразией и эрозией. Вещественно-структурные признаки позволяют различать острова, сложенные: 1) позднепермскими гранитоидами (острова Наумова, Моисеева, Сергеева, Желтухина, Стенина и др.); 2) позднепермскими габброидами (острова Карамзина, Малый); 3) преимущественно вулканогенно-осадочными и вулканогенными образованиями верхней перми (острова Кротова, Козлова и др.); 4) интрузивными и эффузивно-осадочными образованиями разного состава пермского возраста, поспеловской (P_{1-2}), барабашской и владивостокской (P_2) свит с участием (острова Русский, Аскольд, Путятин) или без участия (острова Попова, Рейнеке и др.) триасовых субгоризонтально залегающих тощ раннемезозойского субплатформенного структурного яруса; 5) гиперстеновыми андезитами миоценового возраста славянского комплекса (острова Антипенко, Серебрякова) [10].

Интрузивы позднепалеозойских гранитоидов п-ва Муравьева-Амурского, островов Русский, Попова и других (включая архипелаг Римского-Корсакова) образуют единую цепь купольных морфоструктур, протянувшуюся в северо-восточном направлении из континента вглубь залива Петра Великого (рис. 1). Известные в пределах полуострова сдвиги и надвиги

(бассейн р.Богатая) лишь в незначительной степени влияют на общее простирание этой линейной системы инъективных дислокаций, образующих тектонический каркас погружающегося под воду горного хребта длиной 90 км. Относительно аккумулятивной поверхности дна залива Петра Великого высоты этого линейного поднятия изменяются от 110 до 430 м при средней ширине 12 км. Пространственное расположение позднепермских очаговых структур характеризуется трансляционной симметрией, типичной для вулканических, вулканоплутонических поясов, и определяется глубинным магмоконтролирующим разломом — фрагментом Западно-Сихотэ-Алинского структурного шва. Принципиально похожая цепь более крупных тектономагматических поднятий наблюдается западнее, в Лаоэлин-Гродековской структурно-формационной зоне, примыкающей к юго-западному участку границы Приморского края с Китаем.

Несмотря на ряд специфических деталей, рассматриваемые островные территории имеют много общих черт строения и развития. В процессе детального геологического картирования на островах Попова, Рейнеке и Рикорда (рис. 2), были выявлены принципиально сходные комплексы пород. Среди вулкано-

генных и вулканоогенно-осадочных пород отмечены лавы и лавобрекчии риолитов, и риодацитов, андезитов, агломератовые туфы и туфоконгломераты с дацитовым цементом, туфогравелиты, туфоалевролиты андезитового состава, лавы базальтов и другие разновидности. В отличие от островов Попова и Рикорда, где достаточно широко представлены кислые вулканиды, на о.Рейнеке полностью доминирует толща (до 3 км мощностью) основных и средних по составу вулканоогенных и вулканоогенно-терригенных образований (барабашская свита). Серые и розовые риолиты присутствуют здесь в разрезе лишь на восточном побережье в виде отдельных маломощных (до 2,5 м) пластовых тел.

Среди интрузивных образований установлены такие породы как темно-серые габбро, габбро-диориты, кварцсодержащие диориты, гранодиориты, серые, розовые среднекристаллические и мелкокристаллические (гранофировые) красные граниты. Субвулканические образования представлены экструзивными и дайковыми телами габбро-долеритов, андезитов, андезитовых порфиритов, фельзитов. Среди геологических тел базитов выделяются относительно небольшие (сотни метров) массивы-блоки лейкократового габбро, габбро-диоритов и субинтрузивные факолитовые и силлоподобные залежи долеритовых порфиритов. Наблюдаются как интрузивные, так и тектонические контакты интрузивных тел гранитоидов и габбро. Общую последовательность формирования интрузивных образований на островах Попова, Рейнеке, Рикорда можно описать следующей схемой по этапам: I — лейкократовое габбро, габбро-диориты, относительно хорошо раскристаллизованные, II — долеритовые порфириты, долериты, микрогаббро, III — граниты с многочисленными ксенолитами габбро, IV — диориты, V — красные и серые граниты, гранодиориты, средне- и крупнокристаллические, VI — красные гранофировые граниты, аплиты. Химический состав выявленных на островах габброидов в целом соответствует средним содержаниям породообразующих элементов в базитах позднепермской габбро-плагиигранитной формации южного Приморья [6, 7]. Почти все разновидности габброидов повсеместно ороговикованы и окварцованы. Широко проявлены процессы зеленокаменных изменений, в ходе которых темноцветные минералы были замещены слюдами, хлоритом, вторичным амфиболом, эпидотом.

Для гранитов островов характерны такие породообразующие минералы как олигоклаз-альбит, ортоклаз (с пертитами), кварц, примерно в равных количествах, а также акцессорный минерал — апатит. Петрографические исследования магматических пород островов Римского-Корсакова, расположенных на юго-западном продолжении рассматриваемой гряды островных форм, показали, что по возрасту и петрохимическим характеристикам они подразделя-

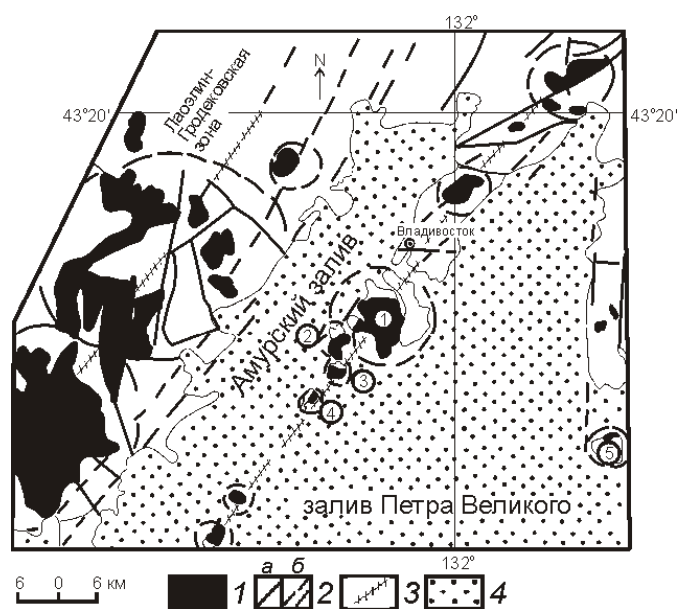


Рис. 1. Цепочки экспонированных позднепермских гранитоидных куполов и тектономагматических поднятий Южно-Приморского участка сочленения континента и Япономорской котловины:

1 — гранитоиды позднепермского возраста; 2 — системы разломов, установленные по данным: а — геологическим, б — морфоструктурного анализа; 3 — предполагаемые зоны магмоконтролирующих разломов, образующих линейные системы палеомагматических структур; 4 — акватория залива Петра Великого; острова (цифры в кружках): 1 — Русский, 2 — Попова, 3 — Рейнеке, 4 — Рикорда, 5 — Аскольд

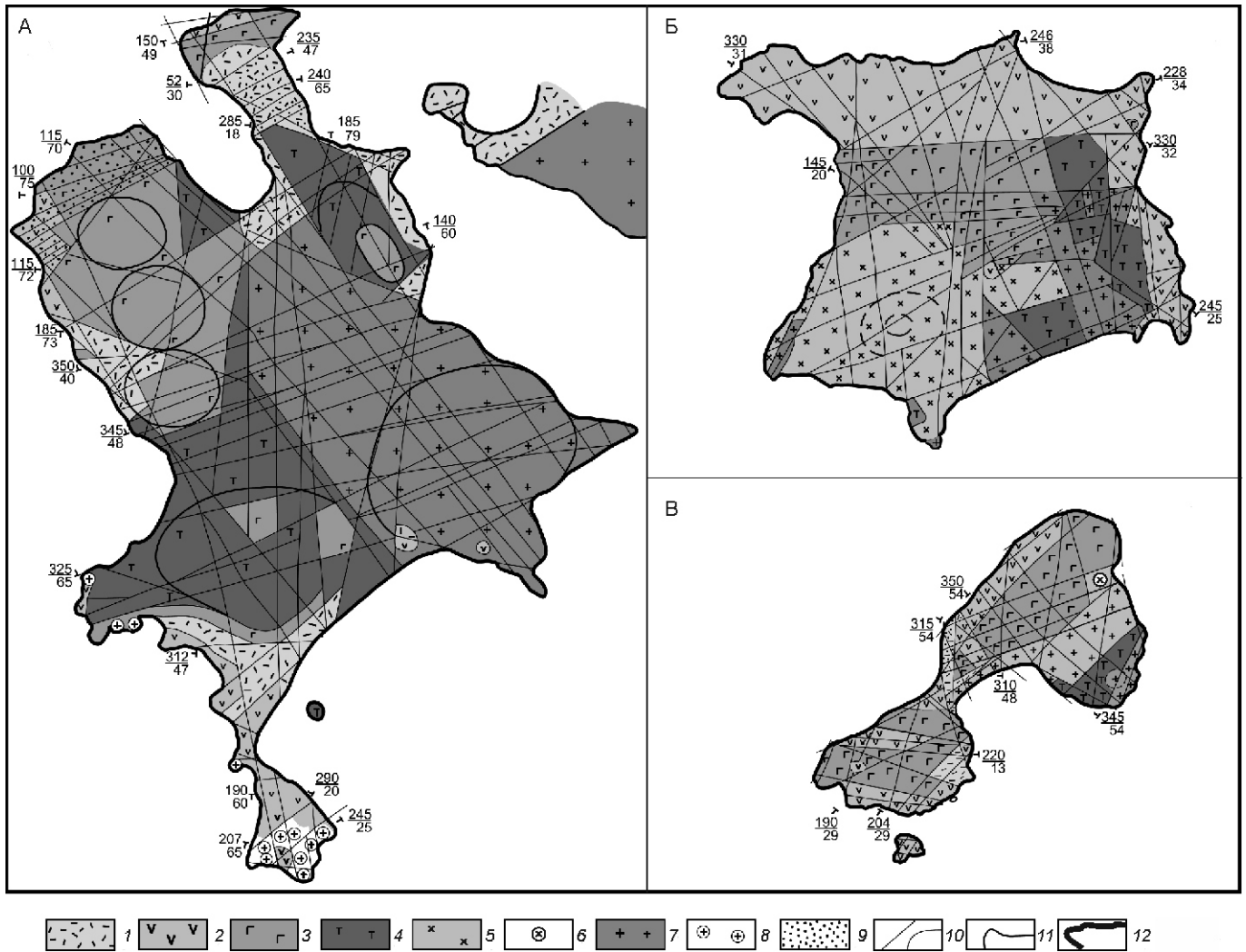


Рис. 2. Геологические картосхемы со снятым чехлом рыхлых отложений островов Попова (А), Рейнеке (Б), Рикорда (В). Масштаб 1:25 000:

вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы позднепермского возраста: 1 — кислого (риолиты, риолит-дациты), 2 — среднего и основного (андезиты, андезитобазальты, туфы, туфоконгломераты и др.) составов; субвулканогенные и плутогенные образования позднепермского возраста: 3 — долеритовые порфиры, микрогаббро, 4 — габбро, габбро-диориты, 5 — диориты; граниты: 6 — среднекристаллические розовые с многочисленными ксенолитами диоритов, 7 — среднекристаллические серые и розовые, 8 — гранофировые красные; 9 — контактово-метасоматические и гидротермально-измененные породы, несущие рассеянную сульфидную минерализацию; 10 — разрывные нарушения; 11 — границы геологических тел; 12 — береговая линия; дробь — элементы залегания слоев пород: числитель — азимут падения, знаменатель — угол падения

ются на три группы: 1) базит (гипербазит)-гранодиорит-гранитная; 2) габбро-диорит-гранитная (повышенной щелочности); 3) субвулканических гранодиорит-порфиров [6]. Особого внимания заслуживают темноцветные шаровидные обособления в гранодиоритах и плагиогранитах. Их размер от нескольких сантиметров до метра, реже наблюдаются более крупные образования (о.Рикорда). Состав этих обособлений изменяется незначительно: от габбро-диоритов к диоритам.

Для стратифицированных образований островных территорий не характерны складчатые или складча-

то-блоковые формы, преобладают дизъюнктивные и инъективные типы дислокаций. Наблюдается преимущественно моноклиальное залегание толщ с общим падением слоев на запад по направлению к осевой части грабена Амурского залива. Расположенная на севере о.Рейнеке моноклиаль, сложенная андезитами, базальтами, туфами, туфоконгломератами, имеет падение 246 /36 — 320 /31 . На острове Рикорда разброс значений более широкий: от юго-западного до северо-западного направлений. В южном блоке слои залегают под углами 10—35 и с азимутами падения 175—195 , 210—230 . Крутые падения и

обратное залегание слоев прослеживаются лишь в зонах экзоконтактов интрузивных массивов.

Главная роль в определении контуров береговых линий островов и в формировании их инфраструктуры (внутренние грабенообразные впадины и системы блоков и др.) принадлежит разрывным нарушениям разного порядка. Данные дешифрирования космических снимков и результаты визуальных наблюдений свидетельствуют о высокой плотности разрывных нарушений и степени раздробленности пород (до 160 трещин на 1 м² в риолитах). На островах архипелага проявлены разрывные нарушения различных румбов, но преобладают разломы северо-восточной, широтной и северо-западной ориентировки [10]. Среди разрывных нарушений на изученных островных территориях идентифицировались сбросы и сбросо-сдвиги, сдвиги, раздвиги, взбросы, сколовые трещины. Несмотря на значительную дислоцированность пород, крупных горизонтальных подвижек в пределах изученных островных территорий установлено не было. Лишь в редких случаях в зонах крупных разломов они приближаются к первым десяткам метров. Большинство островов залива Петра Великого имеют в плане полигональную удлиненную форму, что обусловлено доминированием разломов северо-восточного и северо-западного направлений. Некоторые острова (Русский, Рейнеке, Карамзина) сохранили изометричные контуры, в основе которых лежит первичная морфология интрузивно-купольных форм и каркасные дуговые и кольцевые системы разломов (рис. 3). Комбинация сквозных субрегиональных и локальных радиально-концентрических разломов приводит к созданию на этих островах сложных изометрично-полигональных систем дизъюнктивных дислокаций. Типичные особенности строения крупных островов — наложенные грабены (бухты Новик, Рында на о.Русский, бухта Алексева на о.Попова и др.), отражающие частичные трансформации инфраструктуры древних купольных поднятий в миоцене и плиоцене.

Проведенные исследования показывают, что разломы, проявленные на островах, тесно связаны с разрывными нарушениями континентальной окраины. Примером может служить Береговой разлом, который хорошо выражен на схемах гравитационного поля зоной повышенных градиентов [1] и определяет дизъюнктивное сочленение структур п-ва Муравьева-Амурского и восточного борта грабена Амурского залива. На п-ве Птичий (о.Попова) в полосе этого разлома автором описано 10 локальных взбросо-надвигов и более молодых сбросо-сдвигов, имеющих общую северо-восточную ориентировку (60—70°) и разделенных пластинами менее дислоцированных пород (целиков). Там же широко проявлены зеркала скольжения, тектонические брекчии, зоны кливажа, катаклаза и дробления, следы гидротермальной деятельности [3].

История геологического развития. На схемах регионального тектонического районирования 1960—1980 годов геологические структуры полуострова, на котором расположен г.Владивосток, островов Русский, Попова, Рейнеке, Рикорда и архипелага Римского-Корсакова в заливе Петра Великого относились к Муравьевскому антиклинорию. Амурский и Уссурийский заливы занимали осевые части одноименных синклиналильных форм. Широкое развитие в пределах полуострова и островов гранитоидных массивов на фоне доминирования в кайнозое дизъюнктивных дислокаций позволяет интерпретировать данную систему поднятий скорее как интрузивный горст.

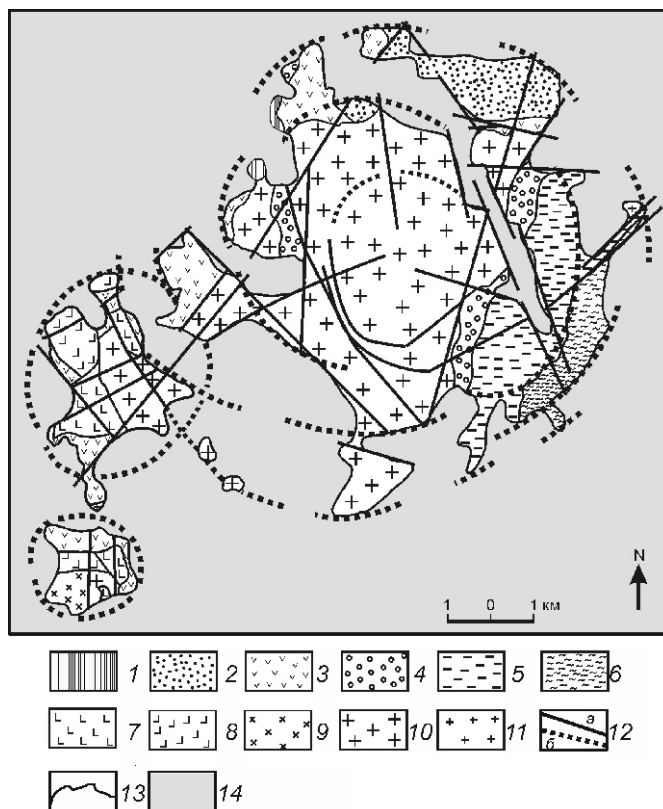


Рис. 3. Структурно-геологическая схема островов Русский, Попова, Рейнеке. *Использованы данные геолого-съемочных работ:*

1 — метаморфические породы допалеозойского возраста; 2 — вулканы и терригенные отложения поспеловской свиты (P_{1-2ps}); 3 — вулканы владивостокской и барабашевской свит (P₂); пачки: 4 — базальных конгломератов и 5 — песчаников и алевролитов нижнего триаса; 6 — песчаники, ракушники, алевролиты, среднего триаса; интрузивные образования позднепермского возраста: 7 — габбро, габбро-диориты, 8 — долеритовые порфириды, микрогаббро; 9 — диориты; 10 — гранитоиды; 11 — граниты позднемелового возраста; 12 — разрывные нарушения: а — установленные по геологическим данным и б — предполагаемые по материалам дешифрирования космических снимков и геоморфологическим данным; 13 — геологические границы; 14 — акватория моря

Хорошо известно, что граниты о.Русский, прорывающие образования поспеловской (P_{1-2}) и барабашской (P_2) свит, перекрыты горизонтом базальных конгломератов и залегающими почти горизонтально (10—15) слоями нижнетриасовых морских отложений с фауной двустворчатых моллюсков, наутилоидей и мшанок (Б.И.Васильев, Н.Г.Мельников и Ю.Д.Захаров и др.) (см. рис. 3). Очевидно, что к началу мезозоя цепь позднепермских вулканоплутонических структур, образующих каркас герцинской орогенной системы, оказалась частично разрушенной и опущенной ниже уровня моря. На возникшей поверхности выравнивания формировался ранне-, среднемезозойский субплатформенный структурный ярус, фрагменты которого представлены также на островах Путятин, Аскольд, восточном побережье Уссурийского залива и в пределах мезозойских впадин прилегающей континентальной суши. Начавшиеся в готериве—альбе орогенные процессы в Западно-Сихотэ-Алинской орогенной зоне и в альбе—сеномане в Восточно-Сихотэ-Алинской (С.А.Салун, И.И.Берсенева, Г.И.Худяков, В.В.Середин и др.) предопределили частичную активизацию структур Лаоэлин-Гродековской зоны и прилегающих окраин Ханкайского массива. Высотные отметки рельефа о.Русский (до 290 м), существование в его пределах небольших интрузивных тел и даек поздне мелового возраста могут служить признаками активизации и повторного воздымания всего рассматриваемого ряда позднепалеозойских очаговых структур (см. рис. 1).

Начиная с эоцена, в пределах Востока Азии происходила очередная смена тектонического режима. Резко возросла роль процессов рифтогенеза, мантийного диапиризма, в результате которых сформировались межгорные и окраинно-континентальные впадины, и произошло погружение отдельных частей континента с образованием котловин окраинных морей (Б.И.Васильев, И.И.Берсенева, В.Н.Пучков, Е.Е.Милановский и др.). На континентальном побережье Южного Приморья эти явления отражены в формировании окраинно-континентальных впадин (Тавричанская, Краскинская и др.) и грабенов Амурского и Уссурийского заливов. Однако острова как ландшафтно-геоморфологические формы возникли позднее при затоплении впадины залива Петра Великого водами Японского моря. Этот процесс, как показывают находки морских отложений с комплексом органических остатков на шельфе южного Приморья, начался в раннем миоцене, но максимальное развитие получил в конце этой эпохи [8, 12]. Имеющиеся данные о мощностях чехла рыхлых отложений на шельфе Южного Приморья [12] говорят о том, что суммарная амплитуда опусканий, начиная с миоцена, составляет здесь многие сотни метров. Показательно, что период наиболее активного развития грабенов Амурского и Уссурийского заливов сопровождался на суше всплывшей миоценового и миоцен-плиоценового рифтогенного вулканизма. Помимо крупных

Шуфанского и Шкотовского базальтовых плато, расположенных севернее в зоне Южно-Приморского широтного глубинного разлома, небольшие ареалы позднекайнозойских базальтоидов проявлены и на побережье залива Петра Великого.

В этих условиях, возрожденный в позднем мелу эпигерцинский ороген, сопряженный с осевой частью горста, насыщенного позднепермскими гранитоидами, оказался максимально устойчивым к процессам деструкции и базификации, обеспечивая преемственность развития структурного плана. На заключительных этапах развития это поднятие, по-видимому, испытывало частичное воздымание (вероятно, за счет явлений изостазии) и сохранялось как относительно пассивный, остаточный горст, возникший в результате активного опускания прилегающих грабенов Амурского и Уссурийского заливов. На дифференцированный характер тектонических движений на юге Приморья указывает и расположение в пределах континентального побережья отдельных ареалов песчано-галечниковых отложений усть-суифунской свиты (поздний миоцен) на высотах до 100 м над уровнем моря.

Представляется, что важнейшая роль в обособлении и унаследованном развитии орогенных структур п-ва Муравьева-Амурского и сопряженной цепи островов, принадлежит каркасным региональным системам разрывов при превашировании вертикальных дифференцированных движений. Общая эволюция этой системы поднятий определяется следующей схемой: вулканоплутонический хребет (P_2)—интрузивный горст (P_2)—погребенный горст (Т—J)—возрожденный горст (K_2)—остаточный горст (N_1)—ряд отпрепарированных очаговых и блоковых структур ($N_2—Q_{IV}$). Главными консервативными структурами унаследованного развития территории, помимо региональных разломов, выступают гранитоидные купола. Эти образования иллюстрируют феномен чрезвычайно устойчивого во времени развития тектонических и геоморфологических форм, связанных с гранитоидными очаговыми системами. Их специфическая выраженность в рельефе обусловлена как глубинными факторами («корни гор» — повышенные мощности гранитно-метаморфического слоя под орогенами и отдельными тектономагматическими поднятиями, изостазия), так и механизмом селективной абразии и денудации, обусловленными повышенной устойчивостью к процессам экзогенного разрушения орогованных и окварцованных пород экзоконтактов гранитоидных интрузивных массивов.

Рудная минерализация островных территорий. Выделяемая на о.Попова Алексеевская зона контакто-метасоматических и гидротермально-измененных пород с рассеянной сульфидной минерализацией имеет северо-восточное простирание и прослеживается по структурным и вещественным признакам от пролива Старка до мыса Низкий на расстояние около

2, 4 км. Она пересекает бухту Алексеева почти под прямым углом (рис. 4) и характеризуется дугообразной формой, занимая на суше полосу в 1,5 км длиной. В пределах рассматриваемой зоны участки сильно дислоцированных пород (кливажированные, брекчированные и др.) сочетаются с относительно менее трансформированными пластинами и блоками, в которых гидротермальные и метасоматические изменения проявлены незначительно. Общая мощность полосы дислоцированных и измененных пород превышает 700 м.

Структурная позиция зоны определяется пересечением области скрытого экзоконтакта интрузивного массива гранитоидов и тел габброидов крупным Береговым разломом северо-восточного простирания. Рассматриваемая зона разделяется грабеном бухты Алексеева на две части: северо-восточную (п-ов Птичий) и юго-западную.

Северо-восточная часть представлена двумя разными по составу блоками: один из них сложен фельзитами, лавами риолитов и дацитов, второй — долеритовыми порфиридами и вулканогенными, вулканогенно-осадочными породами различного состава. Контактново-метасоматические и гидротермальные изменения затронули в основном кислые породы, которые были преобразованы во вторичные кварциты. Визуально в изученных образцах можно выделить до трех генераций кварца: 1) слагает прожилки и жилы (до 1 м мощностью) с серым тонкокристаллическим кварцем; 2) отнесены друзы мелких кристаллов хрусталевидного облика в небольших «занорышах»; 3) представлена молочно-белым низкотемпературным кварцем. Сульфидная минерализация во вторичных кварцитах береговых обнажений пролива Старка распределена неравномерно и носит рассеянный характер. Наиболее высокие содержания рудных минералов наблюдались по тонким прожилкам, а так же в виде пленок по плоскостям кливажа и расщепления. Появление отдельных гнезд и прожилков мощностью до 10 см, насыщенных пиритом и халькопиритом, пространственно связано, с осевой частью рассматриваемой зоны (азимут падения 135 /70—80). Севернее, на контакте с блоком пород основного состава, общее содержание сульфидов в образцах резко уменьшается. Среди рудных минералов визуально фиксируются преимущественно пирит, халькопирит и малахит. Иногда пленка малахита на плоскостях сместителей разломов образует своеобразные «зеркала». Простирание отдельных кварцевых прожилков и жил изменяется от субширотного (80—110) до северо-восточного (45—60) при общем крутом падении 70—80. Отсутствие сульфидов во вторичных кварцитах верхних частей блока на водоразделе п-ва Птичий (50—60 м от уровня моря), и присутствие, линз и гнезд сульфидной минерализации на уровне уреза воды в береговых обрывах пролива Старка, вероятно, отражает относительно не-

большой денудационный срез рассматриваемого участка зоны. На восточном берегу бухты Алексеева в окварцованных риолитах и кварцитах проявлены лишь следы выветривания сульфидов.

Юго-западная часть полосы гидротермально и метасоматически измененных пород простирается от западного берега бухты Алексеева до мыса Низкий. Здесь в ороговикованных долеритах береговых обнажений повсеместно наблюдается рассеянная сульфидная минерализация, которая на отдельных участках представлена тонкими прожилками и отдельными гнездами, выполненными преимущественно халь-

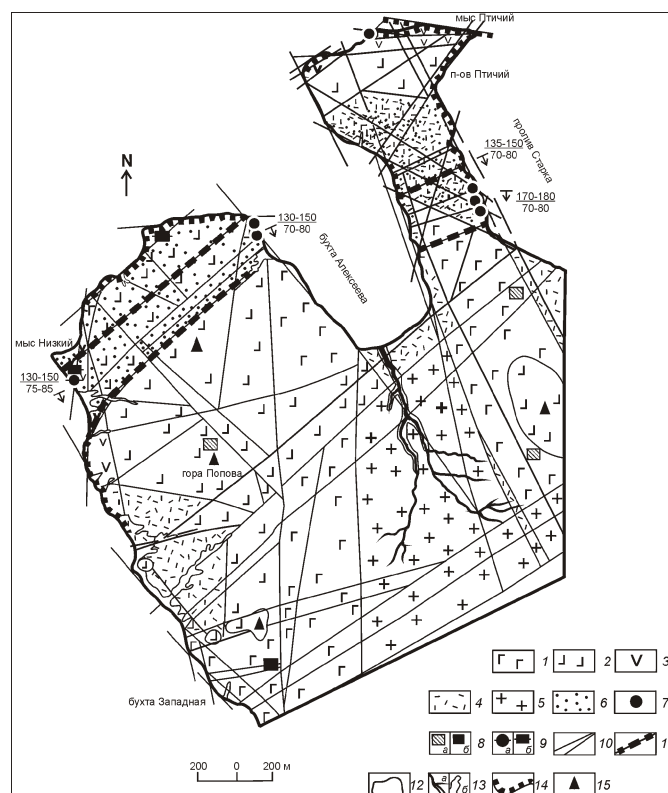


Рис. 4. Геологическая картосхема (со снятым чехлом рыхлых отложений) северного сегмента о.Попова с проявлениями рудной минерализации (зона Алексеевская):

1 — габбро, габбро-диориты среднекристаллические; 2 — долериты, долеритовые порфириды; 3 — вулканогенные и вулканогенно-терригенные породы основного и среднего составов; 4 — вулканы кислого состава; 5 — граниты, гранодиориты; 6 — гидротермально и контактно-метасоматически измененные породы (вторичные кварциты, роговики и др.); участки проявления рудной минерализации: 7 — полиметаллической сульфидной, 8 — магнетитовой (а — штокверковая и б — жильная); 9 — пробы, отобранные в делювии с минерализацией: а — сульфидной, б — магнетитовой; 10 — зоны разломов; границы: 11 — осевой части зоны Алексеевской с наиболее высокими содержаниями сульфидной минерализации, 12 — геологические; 13 — тальвеги: а — постоянных и б — временных водотоков; 14 — береговые обрывы; 15 — вершины купольных поднятий; см. услов. обозн. к рис. 2

копиритом. Элементы залегания многочисленных тектонических трещин изменяются в диапазоне: азимут падения 120—160°, угол 75—80°. Редкие кварцевые жилы мощностью до 10 см установлены только на юго-западном фланге зоны (мыс Низкий), где в выветрелой толще вторичных кварцитов и аргиллитов наблюдаются многочисленные тектонические брекчии с зеркалами скольжения. Азимуты и углы падения тектонических трещин и кварцевых жил в пределах обнажения на мысе Низкий укладываются в интервал значений, который характерен для всей зоны Алексеевская. В делювии здесь найдены обломки интенсивно пиритизированных пород и магнетита в ассоциации с сульфидами. В отличие от п-ва Птичий, где широко развиты вторичные кварциты, рассматриваемый участок зоны отличается широким развитием глинистых минералов. В береговом обрыве в 50 м южнее мыса Низкий расположена линейная кора выветривания, сформированная в зоне разлома, контролирующего протекание гидротермальных процессов. В отобранных здесь образцах из небольшого числа жил присутствуют: кварц, карбонат, пирит, пирротин, гидроксиды железа (лимонит, гётит), оксиды и сульфиды меди (халькопирит и ковеллин). Реликты вмещающих пород имеют слюдисто-хлоритовый состав [3].

Распределение рудных элементов в минерализованной зоне крайне неравномерное. Максимальные концентрации Cu установлены в образцах из северо-восточного участка (п-ов Птичий), где достигают 1600 г/т, Zn больше в породах юго-западного блока (до 1500 г/т), Pb присутствует во всех пробах, но лишь в некоторых его количество составляет десятки граммов на тонну. Наблюдаемые в зоне Алексеевская ассоциации рудных и нерудных минералов типичны для золоторудных проявлений вулканоплутонических поясов, однако золота в отобранных образцах обнаружено не было, а содержание серебра не превышает кларковых значений. Изучение вещественного состава образцов метасоматических пород, содержащих рудную минерализацию, позволило установить следующие минералы: амфибол, гранат, кварц, полевые шпаты, пироксен, эпидот, хлорит, пренит, карбонат, магнетит, пирротин, пирит, халькопирит, сфалерит, гематит, галенит, малахит, ковеллин, лимонит, гётит. На западном берегу бухты Алексеева среди сильно ороговикованных долеритов отмечается множество мелких зон и прожилков пироксен-гранат-эпидотового состава, на которые наложена сульфидная минерализация. В направлении от периферии к центру зоны роговики сменяются околоскарновыми породами амфибол-пироксен-плагиоклазового состава (четких контактов перехода из одной зоны в другую не наблюдается). Центральная часть сложена зонами гранат-пироксенового и гранатового скарна с магнетитом (гнезда до 1—1,5 см), реже эпидотом. Судя по оптическим характеристикам, пироксен

представлен ферросалитом-геденберgitом (обычно встречается в виде реликтов среди граната); гранат — андрадитом; эпидот — клиноцоизитом. Эпидот часто приурочен к прожилкам пирита, секущим скарны, где он обычно сочетается с пренитом, хлоритом и кварцем. Учитывая, что эта ассоциация наблюдается и в роговиках можно предполагать ее более позднее формирование относительно скарнов. На это указывают и наблюдаемые в них взаимоотношения рудных минералов, в частности, эмульсионные структуры распада твердого раствора халькопирита (до 30%) в сфалерите (по экспериментальным данным — это 300 °C). В аншлифах с прожилками кварц-пиритового состава агрегаты пирита образуют среди кварца грубопестельчатые скопления. Здесь в крупных агрегатах (1 см) и порфириновых метакристаллах пирита иногда наблюдаются пойкилитовые (реликтовые) включения округлой формы пирротина, который иногда находится в сростках с халькопиритом.

Проявления рудной минерализации в других зонах метасоматитов и гидротермалитов, установленных на о. Попова, относительно невелики. Одна из таких типичных зон дробления и кливажирования (мощность первые десятки метров) наблюдается в гранитах в 500 м к северо-западу от мыса Проходный (восточная оконечность о. Попова). Она представляет собой линейную кору выветривания, сложенную гидрослюдами и глинистыми минералами, с присутствием небольшого количества мелких кварцевых жил. Содержание Cu в образцах жильного лимонитизированного кварца изменяется в пределах 550—650, Zn 250—265 г/т [4].

Кроме сульфидной минерализации на о. Попова установлено наличие скоплений магнетита, имеющего различную природу [3]. Магматический магнетит присутствует в виде акцессорного минерала в габброидах, образуя небольшие линзы и мелкие штокверки размером первые метры. Один из таких штокверков выявлен при выполнении магнитометрической съемки в габбро-диоритах на северном склоне купольной возвышенности, расположенной к северо-востоку от бухты Алексеева, другой — в долеритах на ее юго-западном склоне, третий — в долеритовых порфиридах на северном склоне горы Попова. Гидротермальный жильный магнетит (прожилки 1—2 см) типичен для участков развития скарнов по породам основного состава в центральной части зоны Алексеевская. Крупные (до 8 см) обломки магнетита в кварцевых жилах с небольшими гнездами пирита также обнаружены в делювии на юго-западном фланге зоны (мыс Низкий). Однако наиболее крупное проявление жильного магнетита установлено в полосе широтного разлома на южном склоне холма, расположенного к северу от бухты Западная. Здесь мощность кварцевых жил достигает 15—20 см. Наряду с магнетитом в них также установлены небольшие гнезда и прожилки с сульфидной минерализацией.

зацией. Детальное изучение одного из образцов с гнездом магнетита (до 1,5 см в поперечнике) показало наличие секущих магнетит микропрожилков кварца с вкрапленностью халькопирита (изометричные вкрапленники до 0,4 мм в поперечнике), пирита и сфалерита, формирующих микропрожилковую текстуру. В сфалерите наблюдается мелкая эмульсионная (до 30%) вкрапленность халькопирита — эмульсионная структура распада твердого раствора. В одном из шлифов зафиксировано, что в эпидот-пренит-гранатовом метасоматите идиоморфный кристалл граната замещается магнетитом, образуя типичную скелетную структуру замещения.

В долинах малых водотоков о.Попова и на побережье выявлены вторичные, шлиховые ореолы рассеивания магнетита, которые образуют небольшие вторичные аномалии магнитного поля. Изучение химического состава магнетитов шлиховых ореолов (аналитик Н.А.Середа, ГОИ ДВО РАН) показало, что содержание в них (в %) TiO_2 1,51—22,40; MnO_2 0,21—1,44; Cr_2O_3 0,01—0,11 [3]. В некоторых шлиховых пробах, в ассоциации с магнетитом обнаружены Fe-оксидные сфероиды. В ходе электронно-микроскопического исследования Fe-оксидных шариков, проведенных на аналитическом сканирующем электронном микроскопе ZEISS EVO 50XVP (аналитик П.П.Сафронов, ДВГИ), установлено, что большинство объектов представляют собой идеальные сфероиды, реже наблюдаются слабо деформированные образования с микрократерными воронками, конусовидными и каплевидными микроформами. Их размеры составляют 0,2—1 мм. Преобладают пустотелые сфероиды, толщина их оболочки обычно 10—20 мкм. Химический состав шариков поразительно однообразен, микропримеси практически отсутствуют, что подтверждает естественный характер происхождения этих форм. Лишь в некоторых из них помимо оксида железа зафиксированы десятые доли процента марганца.

В северной оконечности о.Рикорда гидротермальный магнетит наблюдался в мелких кварцевых жилах (до 10 см) и прожилках, локализованных на контакте тел темно-серого габбро и красно-серых гранитов. На западном берегу, в центральной части острова гнезда и прожилки магнетита были обнаружены в породах риолит-дацитового состава. В соответствии с данными дешифрирования космических снимков и геологического картографирования ареал магнетитовой минерализации приурочен здесь к узлу пересечения крупных разрывных нарушений меридионального, северо-восточного и северо-западного направлений. Сульфидная и магнетитовая минерализация в коренном залегании на о.Рейнеке не установлена [3].

Сравнительный анализ полученных и опубликованных данных показал, что описанные ассоциации рудных минералов зоны Алексеевская и других отдельных точек минерализации островов отличаются

от минерализации известных позднепермских рудопроявлений континентальной части Южного Приморья. С выявленными в Лаоэлин-Гродековской структурно-формационной зоне вулканоплутоническими и плутоническими купольными структурами позднепермского возраста, сложенными породами габбро-тоналит-гранодиоритовой и гранитовой формаций, ассоциируются рудоносные скарноиды [10, 11]. Они расположены в экзоконтактах интрузивных тел и содержат повышенные концентрации рудных элементов Fe, W, Pb, Zn. Помимо этого, с такими формациями гранитоидов отмечается связь грейзено-кварцевого жильного и прожилкового оловянно-го, молибденового, вольфрамового, золотого оруденений. Это подтверждается результатами геологосъемочных работ, согласно которым шлиховые ореолы золота пространственно ассоциируют с рудопоявлениями оловянной (касситерит-кварцевая формация), молибденовой, вольфрамовой и полиметаллической минерализаций [11]. Наиболее значимым рудным объектом здесь является Комиссаровское эпitherмальное золотосеребряное месторождение, расположенное к западу от оз.Ханка и пространственно сопряженное с экструзивными телами позднепермских риолитов. Отдельные находки в россыпях золота минералов платиновой группы говорят о потенциальной рудоносности интрузивных тел дунит-клинопироксенит-габбровой формации, которые также закартированы в пределах данной территории. Южнее, на западном берегу Амурского залива в пределах крупной интрузивно-купольной морфоструктуры позднепермского возраста расположен Нарвский золоторудный узел, характеризующийся также крупными геохимическими ореолами свинца и меди. В междуречье рек Малая Цукановка—Виноградовка расположен Краскинский золоторудный узел, в строении которого участвуют как гранитоиды поздней перми, так и раннеюрского возраста.

Полученные материалы о металлогенической специализации позднепермских вулканоплутонических комплексов о. Попова позволяют дополнить существующие представления о специфике позднепалеозойской металлогении Южного Приморья. Рудная минерализация островных территорий в отличие от районов, прилегающих к Ханкайскому массиву, характеризуется отсутствием золотой и редкометалльной минерализации, возрастанием роли соединений Cu, Zn, Pb, Fe, что, возможно, связано с более широким распространением базитов и большей мафичностью кристаллического фундамента в пределах дна акватории залива Петра Великого. Одним из его фрагментов является Сергеевский массив, расположенный в прибрежной зоне и сложенный габброидами, диорито- и гранитогнейсами, блоками метатерригенных пород [9, 10]. Новые сведения о наличии магнетитовой минерализации на островных территориях имеют значение как для определения природы

магнитных аномалий на прилегающих акваториях, так и для решения проблемы происхождения пляжевой россыпи титано-магнетитовых песков в устье р.Туманган [10, 12]. Возможно, что коренными источниками этой россыпи, также, как и на островах Попова, Рикорда, являются жильные и штокверковые проявления магнетита, ассоциирующиеся с вулканоплутоническими образованиями габбро-плагиогранитовой формации позднепермского возраста.

В заключение необходимо сделать следующие выводы:

1. Общая эволюция подводной гряды залива Петра Великого с островами Русский, Попова, Рейнеке и другими определяется следующей схемой: вулканоплутонический хребет (P_2)—интрузивный горст (P_2)—погребенный горст ($T—J$)—возрожденный горст (K_2)—остаточный горст (N_1)—ряд отпрепарированных очаговых и блоковых структур ($N_2—Q_{IV}$). Совмещение в пространстве эффузивных и гипабиссальных магматических пород разного состава (риолиты, базальты, габбро разного состава, диориты, граниты и др.) свидетельствует о том, что магматические комплексы изученных островных территорий представляют собой результат деятельности древних долгоживущих магматических центров (группы вулканов, многофазные интрузивные массивы) с длительной и сложной историей развития.

2. Полученные данные о сохранности, унаследованном развитии и отчетливой выраженности элементов позднепалеозойского структурного плана в современном рельефе Южно-Приморского участка зоны сочленения континентальной суши и Япономорской впадины явно противоречат масштабным горизонтальным подвижкам, постулируемым в плейттектонических моделях развития региона в позднем палеозое и мезозое.

3. По металлогеническим характеристикам вулканоплутонические комплексы рассмотренных островных территорий более соответствуют островодужным образованиям. Предполагается, что смена редкометалльной и золоторедкометалльной минерализации в позднепермских структурах Лаоэлин-Гродековской зоны на полиметаллическую и магнетитовую на островах, обусловлена увеличением в составе магматических комплексов островных территорий

пород базитового ряда и, возможно, большей мафичностью кристаллического фундамента на акватории залива Петра Великого.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Валитов М.Г., Кононец С.Н., Кулинич Р.Г.* Строение земной коры в зоне сочленения котловины Японского моря с геологическими структурами Юго-Западного Приморья // *Материалы конференции молодых ученых ТОИ ДВО РАН.* — Владивосток: Дальнаука, 2002. С. 201—208.
2. *Виттенбург П.В.* Геологическое описание полуострова Муравьева-Амурского и архипелага императрицы Евгении // *Записки общества изучения Амурского края.* Т. XV. — Петроград, 1916.
3. *Гаврилов А.А.* Острова залива Петра Великого — важные структурные элементы Южно-Приморского участка зоны сочленения Евразийского континента и впадины Японского моря // *Современное состояние и тенденции изменения природной среды залива Петра Великого Японского моря.* — М.: ГЕОС. 2008. С. 312—339.
4. *Голозубов В.В., Ханчук А.И.* Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) — фрагменты раннемеловой Азиатской окраины // *Тихоокеанская геология.* Т. 14. № 2. 1995. С. 13—23.
5. *Кемкин И.В.* Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое. — М.: Наука, 2006.
6. *Коренбаум С.А., Соляник В.А., Ефимова В.И.* Геологическая история и геологические памятники // *Дальневосточный морской биосферный заповедник.* Т. 1. — Владивосток: Дальнаука, 2004. С. 156—236.
7. *Левашов Г.Б., Рыбалко В.И., Изосов Л.А.* и др. Тектономагматические системы аккреционной коры (Сихотэ-Алинь). — Владивосток: Дальнаука, 1989.
8. *Попов В.К.* Геологическое прошлое и настоящее островов залива Петра Великого // *Дальневосточный морской биосферный заповедник.* Т. 1. — Владивосток: Дальнаука, 2004. С. 237—245.
9. *Ханчук А.И.* Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // *Рудные месторождения континентальных окраин.* — Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5—34.
10. *Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д.* и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края. Очерк. — Владивосток: Дальнаука, 1995.
11. *Хомич В.Г., Иванов В.В., Зенин А.Л., Зиньков А.В.* О палеозойском золотосеребряном оруденении юго-западного Приморья // *Докл. РАН.* 1995. Т. 342. № 3. С. 368—370.
12. *Хешиберг Л.Б., Рязанцев А.А., Чудаев О.В.* и др. Шельфовая область Японского моря. Геология и минерагения. — С-Пб: ВНИИОкеангеология, 2005.

Еще раз о возрасте и генезисе гранитоидов Приполярного Урала

В.П.ВОДОЛАЗСКАЯ, Б.К.ЛЬВОВ, А.О.ЛАРИН (Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им.А.П.Карпинского (ВСЕГЕИ); 199026, г.Санкт-Петербург, Средний пр., д.74)

Обоснованы возраст, генезис и геодинамическая обстановка формирования гранитоидных массивов Приполярного Урала на основе анализа изотопных датировок. Изложены представления о том, что становление большинства массивов происходило в раннем палеозое в приповерхностных условиях. Гранитоиды, традиционно считавшиеся синорогенными байкальскими, являются, по мнению авторов, анорогенными внутриплитными образованиями, но возникшими не в традиционных условиях сжатия, а на фоне растяжения коры в процессе развития континентальной рифтовой зоны.

Ключевые слова: гранитоиды, ранний палеозой, континентальный рифт, внутриплитные.

Водолазская Валентина Павловна, Vodolazskaia@vsegei.ru

Львов Борис Константинович

Ларин Алексей Олегович

Age and genesis of the Polar Urals granitoids revisited.

V.P.VODOLAZSKAYA, B.K.LVOV, A.O.LARIN

Based on the generalization and analysis of isotopic dating, age, genesis, and geodynamic formation setting of granitoid massifs of the Polar Urals are established. Ideas on the fact that the development of most massifs took place in the Early Paleozoic in near-surface conditions are set forth. According to the authors' opinion, granitoids, which were traditionally considered synorogenic Baikalian ones, are anorogenic intraplate formations developed not in traditional compression conditions, but against a background of crust tension during the continental rift zone development.

Key words: granitoids, Early Paleozoic, continental rift, intraplate.

За более чем полувековую историю изучения гранитоидов Приполярного Урала вопросы их геологии, вещественного состава и связей с рудоносностью многократно освещались в печати [2, 6, 9, 11, 14, 15 и др.]. Однако до сих пор нет единодушия в понимании их возраста, генезиса и геодинамической обстановки формирования. Эти вопросы и до настоящего времени остаются дискуссионными, проблемными. Накопилось достаточно много датировок гранитоидов различными методами — от K-Ar по породе до U-Pb по цирконам на ионном микрозонде SHRIMP-II, но широкий диапазон вариации полученных данных не способствовал единодушному мнению в вопросе о возрасте гранитов Приполярного Урала: как правило, авторы из всего многообразия датировок выбирали и выбирают те, которые отвечают их представлениям об эволюции региона и генезисе гранитоидов.

Поэтому новые изотопные метки, полученные в 2007 г. по двум массивам (Кулемшорский и Малопа-токский), побудили авторов провести анализ всех имеющихся датировок приполярно-уральских гранитов, обосновать наиболее вероятный возраст и предложить не противоречащие геологическим данным интерпретацию геодинамических условий и модель их формирования. Рассмотрим ниже состояние проблемы.

В Ляпинском антиклинории Приполярного Урала в приводораздельной части современного горного

сооружения и на западном его склоне картируются многочисленные массивы гранитоидов различной формы и размеров (рис. 1), локализующиеся преимущественно среди осадочно-вулканогенных образований рифейско-вендского возраста, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой, частично амфиболитовой фаций. Изредка гранитоиды контактируют с раннепалеозойскими отложениями. При этом характер взаимоотношений остается неясным и весьма спорным. Так, например, для *Малдинского массива* отмечается [20] трансгрессивное налегание раннеордовикских (тельпосская свита) кварцитов на граниты в его восточной части, и активное воздействие гранитов на такие же ордовикские породы в западном контакте.

Территория, на которой локализуется подавляющее большинство гранитоидных массивов, издавна известна как *Кожимское поперечное поднятие* и представляет собой наиболее высокогорную часть Приполярного Урала, в тектоническом плане принадлежащую Ляпинскому антиклинорию. На геологических картах следует обратить внимание на то, что этот блок коры находится на сочленении северо-западных (доуральских) структур с более поздними субмеридиональными и северо-восточными. На карте глубинного строения (Н.Г.Берлянд, 1993) Кожимский блок ограничивают глубинные разломы се-

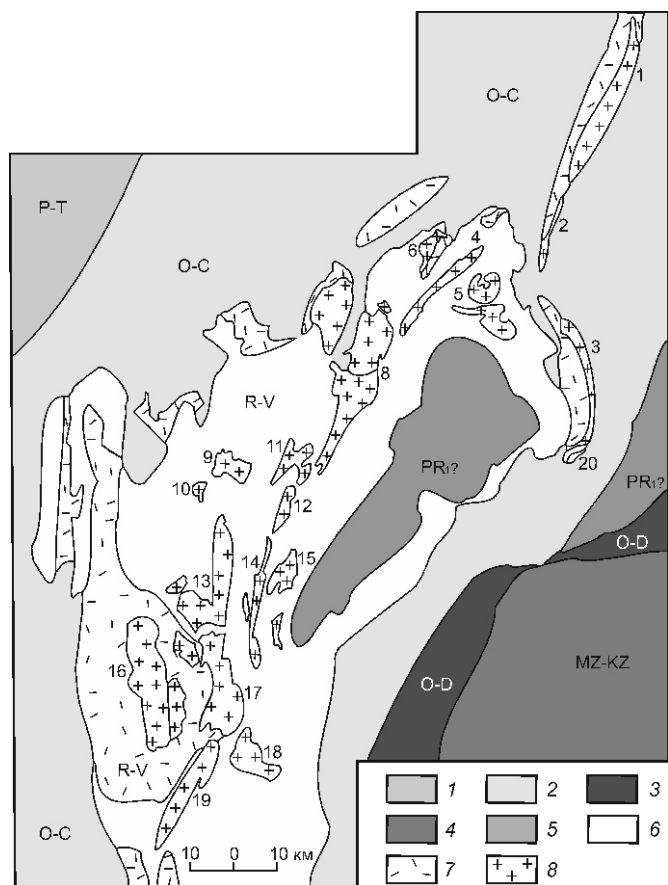


Рис. 1. Схема размещения гранитоидных массивов Приполярного Урала. По А.А.Соболеву:

1 — Предуральский краевой прогиб; структурно-формационные мегазоны: 2 — Западно-Уральская, 3 — Тагильская; 4 — мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты; 5 — дорифейские метаморфические комплексы; Центрально-Уральская мегазона: 6 — вулканогенно-осадочные толщи рифейско-вендского возраста, в т.ч. 7 — вулканогенные образования саблгорской и молдужской свит; 8 — гранитоиды; массивы гранитоидов: 1 — Лемвинский, 2 — Яротский и Бадьяуский, 3 — Тынаготский, 4 — Хаталамба-Лапчинский, 5 — Кожимский и Кузьпуауский, 6 — Лапчавожский, 7 — Малдинский, 8 — Народинский, 9 — Вангырский, 10 — Водораздельный, 11 — Маньхобеуский, 12 — Городкова, 13 — Неройско-Патокский, 14 — Сальнерский, 15 — Няртинский, 16 — Малопатокский, 17 — Торговско-Кефталькский, 18 — Хартесский, 19 — Кулемшорский, 20 — Малотынаготский

веро-западной и субширотной ориентировки. По-видимому именно это специфическое положение и неоднократная активизация блокоограничивающих разломов и определили повышенную мобильность и проницаемость блока и как следствие — его высокую тектоническую, магматическую и флюидную активность. В центральной части Кожимского блока по геофизическим данным (Н.Г.Берлянд, 1982) выделяется *Хобеизский гранитоидный купол*, выходящий здесь на поверхность, а к западу от него две более мелкие куполовидные структуры (рис. 2), фикси-

руемые кольцевыми гравитационными и магнитными аномалиями — *Вангырская и Патокская*. Из рис. 2 видно, что гранитоидные массивы локализуются в блоке коры с рифтовым подтипом, располагаясь как в пределах самих древних ядер, слагающих центральные части куполовидных структур, так и по их периферии, в наиболее проницаемых участках зоны обрамления. К югу от Кожимского блока по геофизическим данным выделяется еще несколько куполовидных структур, самая крупная из которых — *Маньхамбовская* фиксируется на современной поверхности массивами гранитов.

В пространственном расположении гранитоидные массивы Приполярного Урала образуют своеобразный пояс сложного строения, протягивающийся в северо-восточном направлении почти на 150 км. Размеры массивов изменяются от мелких (2—5 км в поперечном сечении) до достаточно крупных (10—25 км). Большинство из них имеют форму в той или иной степени вытянутую согласно простиранию пояса и вмещающих толщ; при этом у некоторых длина значительно превышает ширину (*Сальнерский, Кулемшорский* и др.). Такие массивы, по-видимому, представляют собой крутопадающие интрузивные тела трещинного типа, локализующиеся в зоне глубинного разлома. Относительно других батолитообразных, штоко- или амебоподобных в плане массивов (*Малдинский, Малопатокский* и др.), существуют представления, подтверждаемые геофизическими данными, о плитообразной форме пологозалегающих тел, не имеющих четких связей с трещинной тектоникой.

Характеризуемые гранитоиды представлены в широком спектре пород — от кварцевых диоритов и гранодиоритов до лейкократовых гранитов, при преимущественном распространении лейкократовых и двуслюдяных разновидностей. Граниты в основном относятся к нормальному известково-щелочному или субщелочному типу, реже отмечаются разновидности, пересыщенные щелочами. По химическому составу между гранитами разных массивов наблюдаются некоторые различия, хотя средние составы пород почти всех массивов лежат в центральном гранитном поле. Характерна неоднородность минерального и петрохимического составов даже в пределах отдельных массивов, разнообразие аксессуариев. По содержанию петрогенных компонентов, в частности нормативного кварца, граниты близки к производным «сухих» магм по Д.С.Штейнбергу и Г.Б.Ферштатеру. Л.В.Махлаев [15] на основании различий минерального и химического составов, с позиций генетической концепции Б.Чаппела разделяет приполярноуральские гранитоиды на два типа — **I** и **A**, слагающие или самостоятельные массивы, или субсинхронно сформированные части одного массива.

По мнению большинства исследователей, приполярно-уральские гранитоиды формировались в гипабиссальных или приповерхностных условиях, о чем свиде-

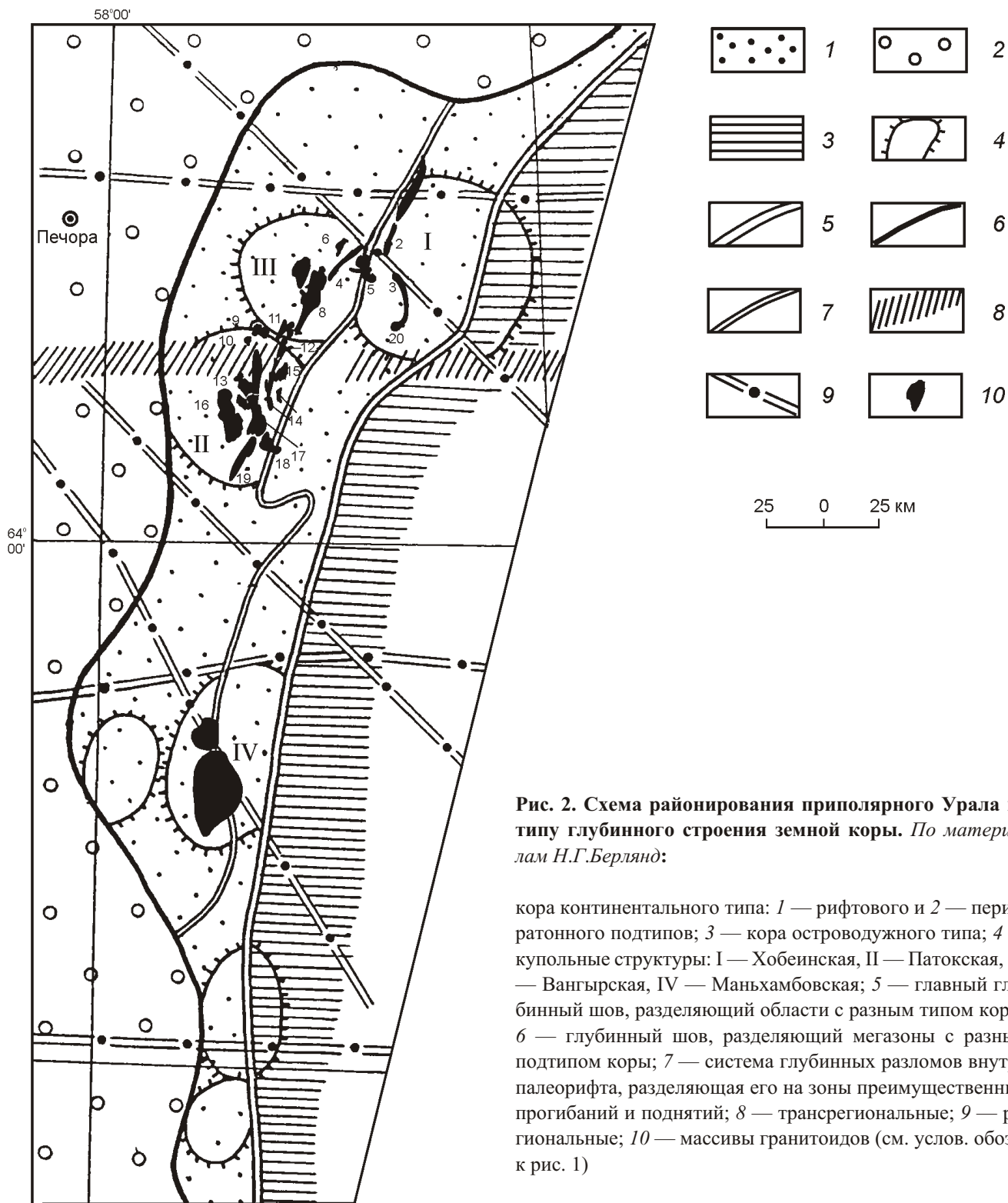


Рис. 2. Схема районирования приполярного Урала по типу глубинного строения земной коры. По материалам Н.Г.Берлянд:

кора континентального типа: 1 — рифтового и 2 — перикратонного подтипов; 3 — кора островодужного типа; 4 — купольные структуры: I — Хобеинская, II — Патокская, III — Вангырская, IV — Маньхамбовская; 5 — главный глубинный шов, разделяющий области с разным типом коры; 6 — глубинный шов, разделяющий мегазоны с разным подтипом коры; 7 — система глубинных разломов внутри палеорифта, разделяющая его на зоны преимущественных прогибаний и поднятий; 8 — трансрегиональные; 9 — региональные; 10 — массивы гранитоидов (см. услов. обозн. к рис. 1)

тельствует широкое развитие микропегматита и порфировых структур. Этот вывод подтверждается и результатами исследования породообразующих минералов. Вместе с тем, по составу, облику, повышенному содержанию редких и рассеянных элементов, наличию гнейсов и мигматитов в контактовых зонах и другим признакам граниты большинства массивов соответствуют сложившимся представлениям об абиссальных гранитах синорогенной стадии развития геосинклиналей. Двойственность гранитов Приполярного Урала,

противоречивость признаков, с одной стороны, свойственных формации батолитовых гранитов по Ю.А.Кузнецову, а с другой, формации субвулканических гранитов отмечали многие исследователи [21], (А.П.Сигов, В.И.Ромашова, 1984 г. и др.).

Описываются два типа контактовых преобразований, вмещающих гранитные массивы пород: орогование и мигматизация. При этом гнейсовидные породы и мигматиты обычно отмечаются в контактовых зонах массивов трещинного типа, тогда как у ба-

толитообразных в контактах чаще роговики и скарноиды. Эти два типа контактов описаны Б.А.Голдиным и М.В.Фишманом даже в одном — Сальнерском массиве (резкий, с ороговикованными вмещающими породами — восточный контакт и мигматитовый — западный, висячий). Необходимо отметить, что существуют и другие представления о природе приконтактовых пород. Так, Л.В.Махлаев считает мигматитоподобные образования приконтактовых зон гранитоидных массивов Приполярного Урала *бластокатаклазитами*.

На ранних этапах изучения гранитов Приполярного Урала они группировались в два разновозрастных комплекса — гранодиорит-гранитовый *сальнерско-маньхамбовский* (525—490 млн.лет) и гранит-лейкогранитовый *кожимский* (380—225 млн.лет) и увязывались, соответственно, с байкальским и варисским тектогенезом [20]. Позже исследователи пришли к выводу о несомненной близости петрохимического состава всех гранитоидов Ляпинского антиклинория (по крайней мере, в западном обрамлении Хобеизской структуры), а датировки, полученные в результате исследования гранитов Rb-Sr, U-Pb, Pb-Pb методами, позволили их отнести к единому *сальнерско-маньхамбовскому комплексу*, для которого принят в настоящее время *поздневендско-кембрийский* возраст.

Полученные в 2007 г. определения, выполненные на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ, дополнили список многочисленных датировок гранитов, оценив возраст становления *Кулемшорского массива* в 514 Ма, а *Малопатокского* — в 498 Ма (см. таблицу и рис. 3). Материал для изотопных исследований по Кулемшорскому массиву предоставлен О.А.Удоротыной, а по Малопатокскому — Н.А.Кузенковым и А.А.Соболевой.

Возраст гранитов *Тынаготского массива* 497,9 ± 3,8 млн.лет получен в 2004 г. в той же лаборатории по цирконам из проб, представленных Н.А.Кузенковым и А.А.Соболевой [14].

Малопатокский массив принадлежит к категории «батолитообразных», не обнаруживающих связи с трещинной тектоникой. Он расположен в центральной части пологой синклинали северо-западного простирания среди вулканитов верхней, существенно риолитовой, толщи саблегорской свиты (R₃—V₁) и вулканогенно-осадочных отложений лаптапайской свиты (V₂—Є₁).

Кулемшорский и *Тынаготский массивы* представляют собой узкие, линейно вытянутые тела, приуроченные к тектоническим нарушениям. Следует отметить, что изотопным исследованиям цирконов из Малопатокского и Кулемшорского массивов предшествовало детальное микроскопическое изучение всей выборки (Б.К.Львов) с целью отбора зерен, наиболее вероятно принадлежащих к генерации первично-магматических.

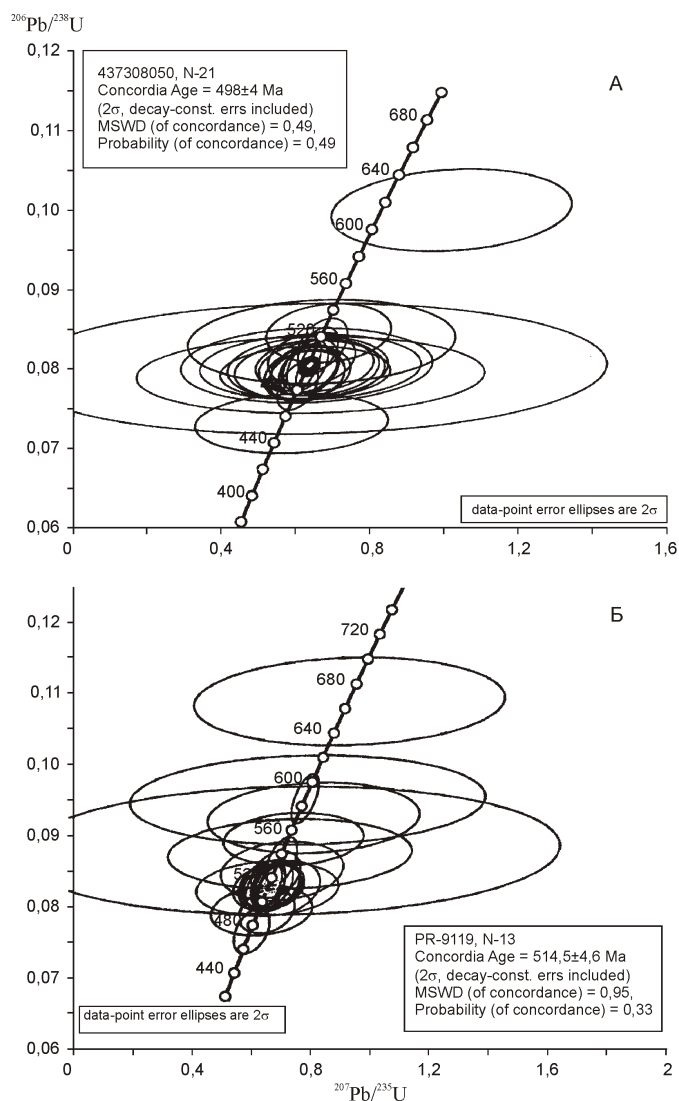


Рис. 3. Диаграмма U-Pb с конкордией для цирконов из гранитов Кулемшорского (А) и Малопатокского (Б) массивов

Результаты определения абсолютного возраста гранитоидов Ляпинского антиклинория из разных массивов, а также вулканитов саблегорской свиты, с которыми они чаще всего пространственно ассоциируют, приведены в таблице.

Проанализировав таблицу можно сделать вывод: становление большинства массивов наиболее вероятно произошло в период 489—525 Ма. Датировки древнее 540 Ма единичны. При этом одни из них объясняются некачественным отбором материала и, следовательно, контаминацией вмещающих пород как это признается для Малопатокского массива (В.Н.Иванов, Н.А.Кузенков и др., 1995); другие вовсе неприемлемы, т.к. согласно им граниты близки по возрасту вмещающим породам (Малдинский массив) или даже древнее последних (Лапчавожский массив).

Завершая обзор изотопных данных, следует отметить два аспекта:

Данные по абсолютному возрасту гранитоидов Приполярного Урала и вмещающих их пород

Массив (тип по Л.В.Махлаеву) и его обрамление	Материал	Метод и датировка			Авторы, год
		K-Ar	Rb-Sr	U-Pb	
				Pb-Pb	
Лапчавожский (I)	Амфибол из гранодиорита	497 / 25		— —	Е.П.Калинин, 1985
	Гранодиорит?		513 / 9	— —	А.А.Соболева, В.Л.Андреичев, 1997
	Циркон из гранодиорита			— 632 / 7	А.А.Соболева, 2000
	Гранодиорит, амфибол		490-502 / 17	— —	В.П.Водолазская, Ю.П.Шергина, 1999
Обрамление Лапчавожского массива	Андезиты саблегорской свиты		535 / 10	— —	А.А.Соболева, В.Л.Андреичев, 1997
	Циркон из андезидацита саблегорской свиты			— 695 / 19	А.А.Соболева, 2000
Малдинский массив (I)	Слюды из пегматита	491—509		— —	
	Мусковит из пегматоидного гранита	520 / 18		— —	Е.П.Калинин, 1985
	Мусковит из пегматита	525 / 25		— —	М.В.Фишман с соавторами, 1969
	Гранит		485 / 13	— —	В.П.Водолазская с соавторами, 1999
	Цирконы из гранита			584 / 9 —	А.А.Соболева, 1997
Обрамление Малдинского массива	Цирконы из риолитов саблегорской свиты			516 / 19 519 / 17 —	А.А.Соболева, 1995
	Саблегорские риолиты хр. Малдыньрд			— 550	Л.Т.Белякова, 1972
	То же с хр.Юаснырд			— 495	
Вангырский (I)	Циркон из гранита			SHRIMP 598 / 2	О.А.Удуратина с соавторами, 2005
Неройско-Патокский (A)	Гранит		489 / 17	— —	В.П.Водолазская с соавторами, 1999
	Гранит		492 / 12	— —	Н.А.Кузенков, 1995
Центральный (A)	Двуслюдяной гранит		503 / 21	— —	В.П.Водолазская с соавторами, 1999
	Гранит		510 / 10	— —	Н.А.Кузенков, 1995

Массив (тип по Л.В.Махлаеву) и его обрамление	Материал	Метод и датировка			Авторы, год	
		K-Ar	Rb-Sr	U-Pb		
				Pb-Pb		
Кулемшорский (А)				514 / 4,6	Данные авторов, 2007	
				MSWD 0,95		
Малопатокский (А I)	Биотит из гранита	404		—	В.Л.Андреичев, 1999	
				—		
	Мусковит из пегматита	407—469		—	Н.А.Кузенков, 1993	
				—		
	Гранит		460 / 15	—	В.П.Водолазская с соавторами, 1999	
				—		
	Гранит		639 / 5	—	Н.А.Кузенков, 1995	
				—		
	Циркон из гранита			500 / 10	То же	
				—		
Циркон из гранита			529	С.Г.Чевяковский с соавторами, 1992		
			—			
Циркон из гранита			606	То же		
			—			
Циркон			SHRIMP 498 / 4	Данные авторов, 2007		
			—			
Обрамление Мало-патокского массива	Циркон из риолитов саблегорской свиты			642	С.Г.Чевяковский с соавторами, 1992	
				—		
Хаталамба-Лапчинский (А)	Гранит		492 / 15	—	В.П.Водолазская с соавторами, 1999	
				—		
Народинский (А I)	Гранит		557 / 7	—	В.Л.Андреичев, Я.Э.Юдович, 1999	
				—		
	Циркон из гранита (юг массива)				515 / 8	Н.С.Дорохов, Н.М.Кудряшов, 2002
					—	
Циркон из гранита (север массива)				518 / 10		
				—		
Сальнерский (I)	Биотит из гранита	521(509)		—	М.В.Фишман, Б.А.Голдин, 1963	
				—		
Николайшорский (А)	Слюды из пегматита	490		—	М.В.Фишман, Б.А.Голдин, 1963	
				—		
Тынаготский (А)	Циркон из гранита			SHRIMP 498	Н.А.Кузенков, А.А.Соболева с соавторами, 2004	
				—		
	Мусковит из пегматита	485—555			—	Е.П.Калинин, 1985
					—	

Примечание. В скобках — результат пересчета данных авторов с учетом новых констант распада K^{40} , рекомендованных в 1977 г. МСГН.

особое внимание следует обратить на единичную датировку по Вангырскому массиву, которую, учитывая локализацию его на более низком стратиграфическом уровне, необходимо повторить: вполне возможно, что эти граниты действительно являются допалеозойскими;

существующие многочисленные более молодые цифры (вплоть до 225 Ма), свидетельствующие о длительности эпигенетических процессов изменения гранитов, в таблице не приведены.

Таким образом, имеющиеся в настоящее время изотопные данные с учетом геологических факторов указывают на раннепалеозойское время становления большинства гранитоидных массивов Приполярного Урала. Причем подавляющая часть полученных значений находится во временном интервале 490—510 Ма, который по различным геохронологическим шкалам ближе всего к границе кембрий—ордовик. По Международной шкале 2000 г. она соответствует 500 Ма, согласно Инструкции по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (1995) — 510 Ма, по А.Г.Рублеву [16] — 490 Ма, по Gladstein'у (2004) — 488,3 Ма. Исходя из этого можно считать, что в характеризуемом районе основная фаза гранитообразования, начавшегося в позднем кембрии, имела место на рубеже поздний кембрий—ранний ордовик. Этот вывод находится в полном соответствии с геологическими данными и позволяет в очередной раз усомниться в обоснованности принятого в настоящее время возраста приполярноуральских гранитоидов (V_2 — C), относимых к единому сальнерско-маньхамбовскому комплексу. Сказанное прежде всего относится к массивам, контактирующим с верхней толщей саблегорской свиты, для которой по цирконам определен ранневендский возраст (Малопатокский, Малдинский, Лапчавожский массивы). Сам факт нахождения массива среди риолитов верхней толщи саблегорской свиты свидетельствует о постлаптапайском времени его становления, так как при какой угодно малой глубине кристаллизации расплава для формирования гранитов нужна соответствующая покрывка. Возраст лаптапайской свиты принят поздневендско-раннекембрийским.

Приводимые выше рассуждения в полной мере относятся и к другим массивам батолитообразной или штокообразной в плане формы, локализующимся на позднерифейско-вендском уровне геологического разреза, в частности, Малдинскому и Лапчавожскому. Более древние, синорогенные байкальские, граниты, вероятно, должны находиться стратиграфически ниже саблегорской свиты. В таком случае в западной части Кожимского блока Ляпинского антиклинория они еще не выведены на денудационный срез, а восточнее, в полях развития среднерифейских образований, в значительной степени уничтожены.

Что касается линейно вытянутых массивов, трасирующих зоны долгоживущих разломов, то среди них наряду с раннепалеозойскими гранитами вполне могут быть и более древние. В этой группе раннепалеозойские датировки установлены в Кулемшорском и Народинском массивах, по цирконам из гранитов которых (U-Pb метод) получены метки 514 / 4,6 (новые авторские данные) и 515—518 / 10 Ма соответственно; а также в Неройско-Патокском и Хаталамбинском, среди Rb-Sr датировок которых присутствуют значения около 490 Ма [6].

Вывод о позднекембрийско-раннеордовикском возрасте сальнерско-маньхамбовского комплекса в какой-то степени соответствует и представлениям А.А.Соболевой, определяющей верхнюю возрастную границу формирования гранитоидов как поздний кембрий [17]. Однако нельзя согласиться с концепцией пролонгированности процесса гранитообразования от венда до позднего кембрия (раннего ордовика), потому что между крайними членами этого временного интервала имел место период платформенной стабилизации.

Большинство исследователей Приполярного Урала, разделяя представления о гипабиссальном и приповерхностном уровнях становления массивов приполярноуральских гранитоидов, считают их заведомо интрузивными, аллохтонными, с глубиной магмогенерации порядка 10 км и более. В то же время имеются опубликованные материалы об автохтонном характере отдельных массивов гранитоидов Приполярного и Полярного Урала, образовавшихся, по мнению авторов, путем метамагматического замещения вмещающих пород [20]; (Е.П.Калинин, В.Н.Пучков, 1978 и др.). На основании публикаций и собственных наблюдений авторы считают, что большинство гранитоидных массивов Приполярного Урала сформировались «in situ», т.е. на месте генерации расплава, о чем свидетельствуют их практически постоянная конформность и отсутствие глубинных ксенолитов (последние всегда представлены только вмещающими породами и не обнаруживают признаков оплавления); безусловная близость состава гранитоидов вмещающим породам, минералогическое и химическое непостоянство, высокое и переменное значение изотопного состава стронция и ряд других признаков.

До настоящего времени основным препятствием для признания автохтонности гранитоидов Ляпинского антиклинория является низкая степень метаморфизма вмещающих пород (зеленосланцевая, частично эпидот-амфиболитовая). По-видимому, оптимальные условия формирования очагов гранитоидных расплавов могут создаваться и за пределами зоны ультраметаморфизма, на значительно более высоких уровнях коры. В соответствии с представлениями Ф.Н.Шахова [22, 23] вполне возможны ситуации, когда гранитоидный расплав возникает в результате воздействия потоков перегретых флюидов на немета-

морфизованные (или слабо метаморфизованные) осадочные породы или вулканиды. В этом случае зеленокаменно-метаморфизованный субстрат преобразуется сначала в то, что исследователи обычно называют роговиками, имея в виду их контактовое происхождение. На Торговско-Патокской площади (Малопатокский, Центральный, Неройско-Патокский и другие массивы) — это альбит-кварцевые, биотит-альбит-кварцевые, мусковит-биотит-альбит-кварцевые породы, называемые В.Н.Ивановым и Н.А.Кузнецовым (1995) «полно или неполно проявленными роговиками». Последние в дальнейшем фельдшпатируются, а затем под воздействием тех же флюидов плавятся. В этом случае последовательность процесса гранитообразования следующая: первичная порода — «роговик» — гранитизированный «роговик» — гранит. Эта модель вполне объясняет аномальные масштабы развития «роговиков», достигающих на упомянутой Торговско-Патокской площади 300 км² и представляющих собой ареалы начального преобразования субстрата, в эпицентрах которых в дальнейшем формируются очаги гранитоидных расплавов.

Принимая эту модель, следует иметь четкое и обоснованное представление о природе и источнике аномального термального и флюидного режима, обеспечившего формирование очагов гранитоидных расплавов в зоне регионального зеленосланцевого метаморфизма.

С учетом преобладающих изотопных датировок мы связываем интенсивное гранитообразование в раннем палеозое с континентальным рифтогенезом, масштабность которого подтверждается широким распространением вдоль западного склона Урала позднекембрийско-раннеордовикских грубогерригенных отложений с пластами базальтоидов в основании. Рифтогенезу предшествовало сводово-глыбовое воздымание территории в позднем кембрии, обусловленное подъемом разуплотненной мантии, повышением общего и флюидного давления. Подъем мантийных диапиров, сопровождавшийся базификацией нижней коры и мощнейшим опережающим тепловым фронтом, вызвал «всплывание» древних гранитогнейсовых ядер (купольных структур) и начало процессов регрессивных преобразований в них. В формировании гранитоидов гранитогнейсовые куполовидные структуры играли роль своеобразных «теплофлюидогенераторов», формировавших метаморфическую зональность, флюидопотоки и в итоге очаги расплавов гранитоидного состава [5].

В условиях сокращающейся мощности сиалической коры и все нарастающих напряжений в верхней ее части на рубеже кембрий—ордовик началась деформация с образованием грабеновых структур. Разломы резко увеличили степень проницаемости коры, способствовали быстрому продвижению теплофлюидопотоков и резкому повышению их темпера-

туры. Вероятно именно поэтому пик гранитообразования (судя по изотопным данным) приходится на границу позднего кембрия—раннего ордовика.

Концепция связи интенсивного гранитообразования в раннем палеозое с подъемом мантии и базификацией коры подтверждается геолого-геофизическим разрезом через наиболее крупную купольную структуру Ляпинского антиклинория — Хобеизскую [3]. На профиле, расположенном в северной части этой структуры и ориентированном в направлении северо-запад—юго-восток, видны положительные локальные гравитационные аномалии над массивами гранитоидов на фоне регионального положительного поля g , что интерпретируется Н.Г.Берлянд как свидетельство интенсивной базификации гранитогнейсового слоя этого блока коры и наличия на глубине крупных масс базитового состава.

Таким образом, гранитоиды, традиционно считавшиеся синорогенными байкальскими, являются, вероятно, анорогенными внутриплитными образованиями, но возникшими не в традиционных условиях сжатия, а на фоне растяжения коры в процессе развития континентальной рифтовой зоны, эволюция которой начиналась сводовым поднятием в конце кембрия, а завершилась разрывом и раздвигом плит в конце ордовика—раннем силуре.

Гранитообразование, сопряженное со сводовыми предрифтовыми воздыманиями литосферы — явление скорее закономерное, нежели аномальное. Граниты этого этапа установлены в ряде молодых рифтовых зон Европы, в частности, Рейнской, Кенийской, Красноморской [12]. К «рифтогенным», вероятно, относятся и допермские граниты грабена Осло, обнаруживающие признаки автохтонного залегания и малой глубины формирования [13].

На основании изложенного представляется своевременной и актуальной постановка вопроса о доизучении и расчленении сальнерско-маньхамбовского комплекса, по-видимому, включающего наряду с раннепалеозойскими предрифтовыми гранитоидами и синорогенные байкальские граниты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Андреичев В.Л.* Изотопная геохронология доуралид Приполярного Урала // Научные доклады. Вып. 413. — Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 1999.
2. *Вигорова В.Г.* Минералогия и геохимия гранитоидов Приполярного Урала // Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. — Свердловск, 1974.
3. *Водолазская В.П., Берлянд Н.Г., Котов К.Н.* и др. Кожимская область тектономагматической активизации и ее золотонность // Руды и металлы. № 4. 1996. С. 16—27.
4. *Водолазская В.П., Шергина Ю.П., Львов Б.К., Котов К.Н.* О возрасте и генезисе гранитоидных комплексов Приполярного Урала. Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала // Тез. Докл. VI Уральского петрограф. совещ. Ч. 2. 1997. С. 154—156.

5. *Водолазская В.П., Берлянд Н.Г., Котов К.Н., Лелис В.Ю.* О роли древних купольных структур Уральской складчатой системы в эндогенном рудообразовании (на примере Приполярного Урала) // Докл. РАН. 1997. Т. 356. № 3. С. 362—366.
6. *Водолазская В.П., Шергина Ю.П., Котов К.Н.* Возраст и генезис гранитоидов Приполярного Урала // Отечественная геология. 1999. № 5. С. 48—55.
7. *Водолазская В.П., Львов Б.К., Ларин А.О.* О возрасте и геодинамической обстановке формирования гранитоидов Приполярного Урала // Геология и минеральные ресурсы Европейского северо-востока России. Тез. докл. XV Геологического съезда Республики Коми. 2009. Т. II. С. 34.
8. *Голдин Б.А., Калинин Е.П., Пучков В.Н.* Магматические формации западного склона севера Урала и их минерализация. —Сыктывкар. 1999.
9. *Голдин Б.А., Фишман М.В.* Интрузивные комплексы центральной части Ляпинского антиклинория. —Л.: Наука, 1967.
10. *Государственная геологическая карта листа Q-40-XXXVI / В.Н.Гессе, Г.И.Дашкевич / Под ред. Ю.Р.Беккер, 1988.*
11. *Калинин Е.П.* Гранитоиды Приполярного Урала, их минералогия и геохимия (на примере гранитоидов бассейна р. Торговой): Автореф. дис. . . канд. геол.-минер наук. —М., 1970.
12. *Континентальный и океанский рифтогенез/ Под ред. Ю.М.Пущаровского. —М.: Наука, 1985.*
13. *Континентальные рифты /Под ред. И.Б.Рамберга и Э.Р.Неймана. —М.: Мир, 1981.*
14. *Кузенков Н.А., Соболева А.А., Матуков Д.И.* Возраст интрузивных образований Тынаготского района (Приполярный Урал) по данным изотопного датирования единичных кристаллов циркона // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России // Мат-лы XIV Геологического съезда Республики Коми. Т. II. —Сыктывкар, 2004. С. 98—102.
15. *Махлаев Л.В.* Гранитоиды севера Центрально-Уральского поднятия. Полярный и Приполярный Урал. —Екатеринбург, 1996.
16. *Рублев А.Г.* Современное состояние изотопно-геохронологической шкалы фанерозоя // Стратиграфия, геологическая корреляция. 1996. Т. 4. № 6. С. 3—13.
17. *Соболева А.А.* Вулканы и ассоциирующие с ними гранитоиды Приполярного Урала. —Екатеринбург, 2004.
18. *Соболева А.А., Удоратина О.В., Кузенков Н.А.* и др. Свободненский гранитоидный массив (Приполярный Урал) // Петрология и минералогия севера Урала и Тиммана. Вып. 119. (Тр. ИГ Коми НЦ УрО РАН). —Сыктывкар, 2005. С. 65—95.
19. *Удоратина О.В.* Новые данные по гранитоидам Торговского массива (Приполярный Урал) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 2. Материалы научной конференции. —Томск, 2001. С. 97—102.
20. *Фишман М.В., Голдин Б.А.* Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. —М.—Л.: АН СССР, 1963.
21. *Фишман М.В.* Гранитоиды Приосевой зоны Приполярного Урала в связи с проблемой эволюции магматизма подвижных поясов земной коры. —Сыктывкар, 1971.
22. *Шахов Ф.Н.* К вопросу о происхождении гранитных магм // Минералогический сборник Львовского геологического общества. 1956. Вып. 10. С. 39—48.
23. *Шахов Ф.Н.* Геология контактовых месторождений. —Новосибирск: Наука, 1976.
24. *Udoratina O.V., Kalinin E.P., Kuznetsov N.B., Lario-nov A.N.* The age of the Vangyr Granite Massif, Sub-Polar Urals, Russia. International Conf. Precambrian Continental Growth & Tectonism (PCGT-2005). Feb. 22—24, 2005. Pp. 273—275.

Геохимические индикаторы уходящего поверхностного инфракрасного излучения сейсмоактивных разломов

Н.В.ВИЛОР, О.В.ЗАРУБИНА, Л.Д.АНДРУЛАЙТИС, Е.В.ЧУПАРИНА (Институт геохимии СО РАН; 664033, г.Иркутск, ул.Фаворского, д.1а)

Уходящему поверхностному инфракрасному излучению сейсмоактивных разломов Байкальской рифтовой зоны, изученному при тепловой космической съемке, сопутствует перераспределение концентраций Pb, Zn, Cu, B, Mo, Ag, Sn, Ge, Hg, Tl, As, Rn в поверхностных образованиях и гидротермальных системах подземных вод. Уровни содержаний рудных элементов объясняются влиянием состава коренных пород из объемов при-разломных тектонических зон и эффектом локализации на близповерхностных геохимических барьерах. Рассчитанные потоки Hg, Tl, As связаны с интегральной мощностью уходящего поверхностного инфракрасного излучения разломов.

Ключевые слова: уходящее, поверхностное, инфракрасное, излучение, разломы, мощность, потоки, рудные, элементы.

Вилор Николай Васильевич, vilor@igc.irk.ru

Зарубина Ольга Васильевна

Андрулайтис Людмила Даниловна

Чупарина Елена Владимировна

The geochemical indicators of outgoing surface infrared radiation of seismoactive faults

N.V.VILOR, O.V.ZARUBINA, L.D.ANDRULAITIS, E.V.CHUPARINA

The concentration redistribution of Pb, Zn, Cu, B, Mo, Ag, Sn, Ge, Hg, Tl, As, Rn for ground surface formations and hydrothermal systems of underground waters correspond to high intensity of outgoing surface infrared radiation of seismoactive faults of Baikal rift zone which is determined by heat space survey. The localization of ore elements contents is explained due to influence of host rocks composition from near fault tectonic zones and formation of surface geochemical barriers. Calculated flows Hg, Tl, As are connected with summarize (integral) power of outgoing surface infrared radiation of faults.

Key words: outgoing, surface, infrared, radiation, faults, power, flows, ore, elements.

Картирование уходящего инфракрасного излучения геоструктурных элементов земной поверхности искусственными спутниками Земли — основа для развития нового прогрессивного геофизического метода — метода космической тепловой съемки (КТС). Фундаментальная проблема метода заключена в изучении природы процессов, образующих собственный планетарный эмиссионный поток, столь отчетливо наблюдаемый в инфракрасном диапазоне методами дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) на тектонических и некоторых литологических структурных элементах земной поверхности. Именно ассоциация его с региональными, трансрегиональными и сейсмоактивными разломами отражает связь феномена с глубинным тепловым потоком. Не меньшее значение имеет аспект оценки массопотока — главного компонента конвективного теплообмена с участием разнообразных по составу теплоносителей, содержащих группу химических элементов-индикаторов массопе-

реноса, выделяющихся своей летучестью — подвижностью. Эта группа может быть как универсальной, так и выделяющейся провинциальными особенностями. В развитие метода проведено изучение распределения рудных компонентов на региональных разломах сейсмоактивного района с целью установления факта наличия геохимических потоков, являющихся вещественным выражением теплопереноса, сопутствующего уходящему инфракрасному излучению объектов поверхностной геоструктуры — активных разломов.

Сейсмоактивный район Байкальской рифтовой зоны, расположен между южным окончанием Сибирского кратона и Амурской платформой. Начав формироваться 30—35 млн. лет назад, он объединяет несколько рифтогенных впадин. Самые крупные из них заполнены озерами Байкал и Хубсугул. Впадины — тектонические депрессии — ограничены региональными разломами. Образуя с контурами Сибирской

платформы совмещенную структуру, Байкальская рифтовая зона выделяется постоянной сейсмикой. По всей зоне ежегодно происходит 2000 землетрясений с магнитудой обычно 5 при периодических более мощных событиях — 8-балльное землетрясение 27 августа 2008 г., эпицентр которого располагался в южной впадине оз. Байкал. Геоструктурному положению Байкальской рифтовой зоны и ее современной тектонической активности сопутствуют аномалии мощности коры, плотности в верхней мантии и теплового потока [2, 12]. Структура региональных разломов рифтовой зоны характеризуется повышенной интенсивностью уходящего поверхностного инфракрасного излучения, измеряемого искусственными спутниками серий NOAA и TERRA [2]. Аномальный тепловой поток рифтогенных разломов, участвующий в образовании месторождений горячих минеральных вод, и интенсивный уходящий поток инфракрасного излучения подчеркивают значение этих структурных элементов поверхности как областей эмиссии эндогенной энергии в форме тепломассопереноса и обмена между атмосферой и поверхностью коры. Авторы рассматривают повышение концентраций рудных элементов как непосредственное проявление тепломассопереноса в зонах динамического влияния разломов, ограничивающих крупнейшие впадины Байкальской рифтовой зоны. Изучение геохимических особенностей распределения данной группы элементов и есть основная цель данной работы. В сочетании с корреляцией интенсивности эмиссии инфракрасного излучения и параметров сеймотектоники впервые анализируется количественная сторона концентрирования подвижных рудных элементов с формированием потоков их привноса по зонам динамического влияния разломов. В оценке этого процесса большое значение приобретает участие приповерхностных геохимических барьеров.

Кинематика некоторых региональных разломов Байкальской рифтовой зоны. Структурное положение и динамика разломов в этой зоне проявляются как следствие комбиниро-

ванных движений сосуществующих литосферных блоков с растяжением в юго-восточном направлении в центральной части данной зоны и взбросо-сдвиговых смещений Восточного Саяна относительно Сибирской платформы (рис. 1) [11]. На юго-западном фланге рифта векторы смещений отражают поворот Тувино-Саянской части по часовой стрелке со сдвигами по Главному Саянскому и Тункинскому разломам, где присутствует также и чистое растяжение. В срединной части рифтовой зоны, включая Баргузинскую впадину, субгоризонтальные оси растяжения с северо-западным направлением, поперечным к протяженности преобладающих структур, определяют сбросовый тип одноименного разлома.

Краевой шов, в виде горного уступа прослеживающийся на несколько сотен километров вдоль юго-восточного края Сибирской платформы, ограничивает эпицентральное поле сейсмичности Саяно-Байкальского подвижного пояса. К нему приурочена широкая полоса рассеяния эпицентров землетрясений, затухающая в глубь платформы. Ее существование связано с крупнейшей структурной неоднородностью у контура Сибирского кратона [13]. Краевой шов вовлечен в межблоковый сдвиг на юго-западной границе Сибирской платформы [11] и представлен сериями взбросов с сопутствующими сбросами во фронтальной части. Рассмотренные сейсмоактивные разломы, составляющие структуру Байкальской рифтовой

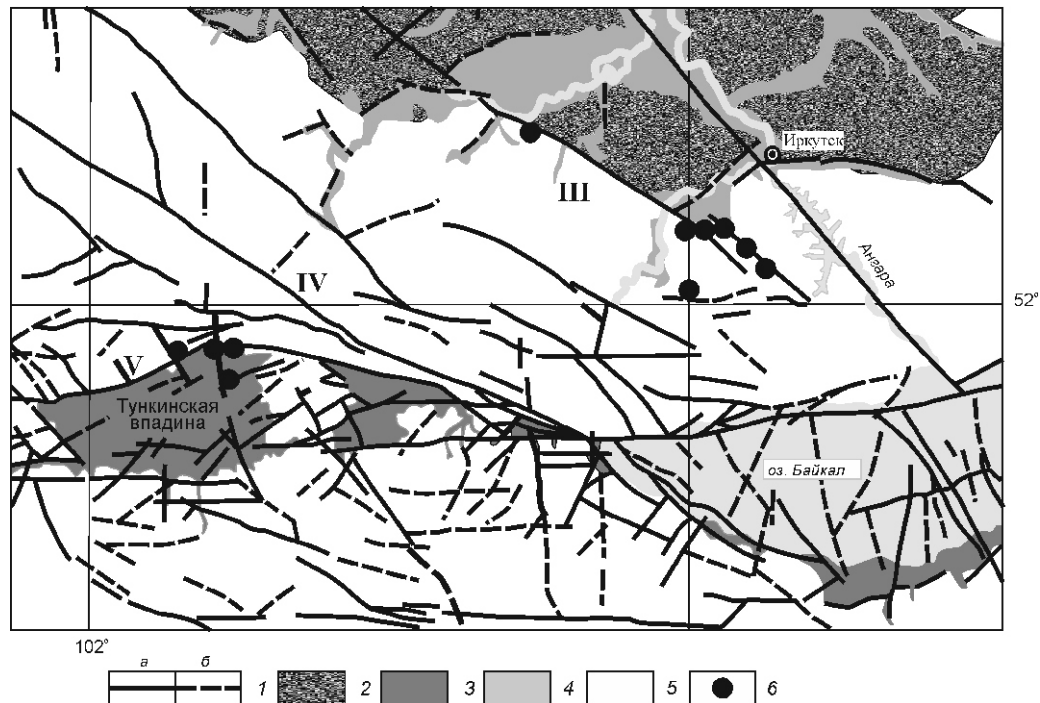


Рис. 1. Региональные разломы на западном фланге Байкальской рифтовой зоны [11]:

1 — разломы: а — установленные, б — предполагаемые; 2 — юрский чехол Сибирской платформы; 3 — рифтогенные впадины; 4 — кайнозойские впадины и 5 — их отложения; 6 — пункты отбора проб; III — структура краевого шва Сибирской платформы; IV — Главный Саянский разлом; V — Тункинский разлом

1. Потоки излучения и пространственные параметры крупных разломов Байкальской рифтовой зоны

Разломы	Протяженность, км	Ширина области инфракрасного излучения, км	Кинематика разлома	Тепловой поток*, мВт/м ²	Интенсивность инфракрасного излучения в диапазоне, мВт/м ² стр мкм	
					10 мкм	(10 8 мкм)
Тункинский	130	5—7	Сбросо-сдвиг	51—103	55,81	103,02 2,22
Приморский	200	2—5	Сброс со сдвигом	38—59	60,80	112,24 3,49
Баргузинский	200	4	Сброс	60—94	46,29	85,46 1,23
Краевой шов Сибирской платформы	400	8 и более	Кулисные взбросы, сопутствующие сбросы	30—40**	55,83	103,06 0,94

Примечание. *Тепловой поток приведен по данным работы [2], **оценка потока из работы [12], — стандартное отклонение.

зоны, выделяются как повышениями теплового потока, так и интенсивностей уходящего поверхностного инфракрасного излучения (табл. 1).

Геохимические исследования и проявление разломов Байкальской рифтовой зоны в геохимических полях. Геохимический подход при исследовании геологического строения описываемой зоны прежде всего отражен в определениях химического состава многочисленных горячих источников и месторождений лечебных минеральных вод, расположенных в бортовых, разломных ограничениях рифтогенных впадин. На известных курортах и слабо обустроенных выходах вод с различной температурой их состав, условия залегания и формирования обобщены в работе [10]. Рудно-геохимическая нагрузка современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны рассмотрена в работе [14]. Геохимическая съемка средних масштабов 1:50 000—1:200 000 сопровождала все кондиционные геолого-съемочные работы на данной территории. Однако она оказалась неэффективной, так как не привела к открытию крупных месторождений, и по результатам не получила соответствующего значительного обобщения. Региональная геохимия Прибайкалья и Байкальской рифтовой зоны с конца 1980-х годов изучается в Институте геохимии СО РАН, так как Байкальскому региону присвоен статус Всемирного природного наследия, объявленного ООН и ЮНЕСКО. Распределение петрогенных и рудных элементов в основных компонентах окружающей среды описано в коллективной работе [7]. В последующем в связи расширяющимся антропогенным ртутным загрязнением Иркутско-Черемховской промышленной зоны, особенно в системе нижних ангарских водохранилищ, изучено Н.А.Китаевым с соавторами (2008) распределение ртути в Прибайкалье, а также на некоторых разломах Байкальской рифтовой зоны [8].

Южное горно-складчатое обрамление Сибирской платформы в целом характеризуется повышенными концентрациями радона. Повышение уровня радон-

тороной радиоактивности на двух разломах Байкальской рифтовой зоны [16] было подтверждено в более широком масштабе [8]. Результаты радиохимического изучения распределения радона в населенных пунктах Прибайкалья, как правило, расположенных на периферии крупных региональных зон динамического влияния разломов, приведены в работе А.А.Мясникова (2007). При ревизионной оценке территории Байкальской рифтовой зоны установлен ряд зон U-Th аномалий с молодыми возрастными. Уровень концентраций рудных элементов, их изменения и приразломная эмиссия, особенно для подвижных рудных элементов — As, Tl, наряду с Hg и Rn определены и обсуждаются впервые в данной статье.

Методика. Представляемый подход к изучению интенсивности (мощности) инфракрасного потока имеет методическую основу, приведенную в работах [1, 16], для оценки аномального уходящего инфракрасного излучения структурных элементов земной поверхности. Инструментальной основой анализа этого природного феномена являются изображения поверхности, передаваемые по пяти каналам искусственными спутниками Земли серий NOAA и TERRA, в т.ч. по тепловым каналам 3,7; 8 и 10—11 мкм, от радиометров AVHRR и MODIS. Их обзорные наблюдения позволяют наиболее полно исключить влияния солнечного нагрева поверхности Земли в пролетах позднего ночного времени второй половины осеннего сезона и начала зимы и провести съемку собственного уходящего инфракрасного излучения земной поверхности. В синтезированное картографическое обобщение включены как отдельные безоблачные сцены, так и мультивременной композитный монтаж, полученный на основе многолетнего архива спутниковых изображений для позднего осеннего и зимнего сезонов. Измерен уходящий поток как интегральный, так и селективный для диапазона длин волн в тепловом интервале 3,7; 8 и 10 мкм. Спутниковые определения яркостной температуры заверены наземными измерениями поверхностной

температуры с точностью до 0,5 С на Тункинском разломе, его периферии и на фоновой точке — метеостанция Гидромета при минимальном проявлении тепловой инерции в поздний осенний сезон перед установлением длительного снегового покрова.

Геохимические методы привлечены для получения количественной оценки проявления приразломного массопереноса в покровных отложениях зоны динамического влияния разломов. Их применение эффективно в результате подвижности некоторых химических элементов, в т.ч. рудных, и образования ассоциаций, характеризующих их генетически связанные группы, вовлеченные в совместную миграцию. С целью изучения геохимической активности разломов проведено геохимическое опробование по традиционной методике на системе поперечных профилей, в т.ч. вдоль глубоко врезанных ущелий и долин (рис. 2). Проведен отбор стандартных образцов массой до 500 г из почв (аккумулятивный горизонт А), их иллювиального горизонта В — грунтов и коренных пород. Проанализированы сорбционно активные тонкие фракции 0,2 и 0,1 мм.

На приразломных минеральных источниках объем проб воды на ртуть составлял 1 л, на общий состав — 0,5 л, на рудные элементы — 0,2 л при подкислении 5 мл HNO₃ марки «осч». В геохимических образцах макросостав породной матрицы определен рентген-флуоресцентным методом (РФА). Содержание As 0,001% установлено этим же методом, а на кларковом уровне чувствительностью до 0,01 г/т — атомно-абсорбционным анализом (аналитик Е.С.Савенкова). Анализ содержания Hg выполнен на анализаторах РАФ-1М и AFS-PSA 10.023 Merlin с пределом обнаружения 0,002 г/т. Определение Zn, Ag, Cu, Sn, Mo, Ge, Pb, Tl, В проведено атомно-эмиссионным анализом по аттестованной методике с регистрацией спектров на многоканальном анализаторе МАЭС. Активность радиоактивных газов — ²²²Rn (радон) и ²²⁰Rn (торон) в почвенном воздухе измерялась газоанализатором — эманометром РГА-01 (с участием А.А.Ясеновского) стандартным способом. Кроме того, объемная активность газа определялась после адсорбции на навеске активированного угля, экспонированной в грунте в течение 72 часов на глубине 30 см по методике из работы [9].

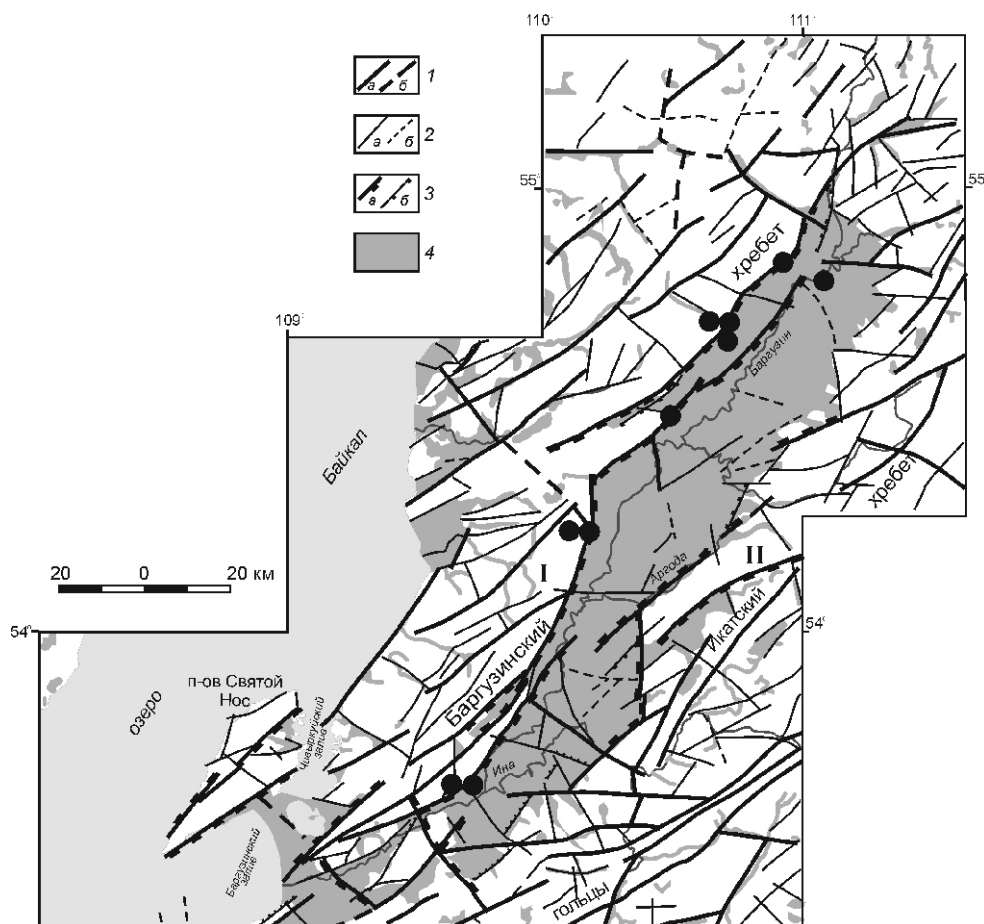


Рис. 2. Расположение пунктов опробования на Баргузинском разломе и геолого-структурная ситуация [11]:

разломы: 1 — главные (а — установленные, б — предполагаемые), 2 — второстепенные (а — установленные, б — предполагаемые), 3 — в основном сдвиги (а — установленные, б — предполагаемые); 4 — рифтовые и кайнозойские впадины; I — Баргузинский и II — Аргадинский разломы; см. услов. обозн. к рис. 1

Потоки радона вычислялись в соответствии с Рекомендациями МКРЗ [5]. Геохимические исследования проведены на пересечениях краевого шва Сибирской платформы и региональных разломах Байкальской рифтовой зоны — Тункинском и Баргузинском (см. рисунки 1 и 2). В группе рудных элементов наибольшей контрастностью выделяются As, Tl, Hg, радиоактивные газы — радон и торон (²²²Rn и ²²⁰Rn), имеющие значение элементов-индикаторов, и в меньшей степени Mo и Ag. Их содержания приведены для перечисленных разломов по объектам опробования: почвам, грунтам и коренным породам.

Результаты. *Региональное распределение концентраций рудных элементов в поверхностных образованиях на разломах Байкальской рифтовой зоны.* Методами ДЗЗ устанавливается пространственное совмещение и генетическая связь уходящего излучения с тектоническими элементами геоструктуры — сейсмоактивными разло-

мами различной кинематики. Максимальные значения яркостной (радиационной) температуры излучения имеют непосредственную пространственную связь с картируемыми сместителями разломов, которые также контролируют размещение месторождений горячих минеральных вод (рис. 3, А и Б). Выходы разломов трассируются, прослеживаются максимумами величин уходящего инфракрасного потока, измеряемого спутниками указанных серий (в т.ч. NOAA, спутники 16, 18) и наибольшим уровнем яркости отраженного радиолокационного сигнала (измерения ENVISAT, съемки 2004—2005 гг.).

Приразломные метасоматиты. На Тункинском разломе вещественные преобразования в коренном субстрате представлены катаклазированными мраморизованными известняками, изредка содержащими рассеянную вкрапленность пирита и сульфосолей меди, а также слюдисто-кварцевыми сланцами с графитом, включающими обособления сульфидов железа. Вследствие их гипергенного серноокислотного разложения в зоне окисления образуются загипсованные коры карбонатно-углеродистого мелкозернистого с лимонитами, ярозитами и охрами. По краевому шву платформы в венд-кембрийском карбонатном коренном субстрате распространено окремнение, джаспериоиды с включениями крупнокристаллического пирита, содержащего примесь Tl, As и Hg. В зоне окисления они преобразованы в рудные лимониты. Покровные образования ожелезнены (Fe 8% и более). В элювиально-делювиальном материале встречаются скопления гидрогенных оксидов Fe, Mn или марганцевых корок. Вдоль Баргузинского разлома представлены главным образом катаклазированные граниты Ангаро-Витимского батолита, в которых широко развита позднейшая регрессивная эпидот-хлорит-карбонатная ассоциация. Деятельность приразломной гидротермальной системы обуславливает карбонатную цементацию покровных образований, приуроченную к сбросу на северо-западном борту одноименной впадины.

Региональный уровень концентраций. В рассмотренной группе рудных элементов: Zn, Ag, Cu, Sn, Mo, Ge, Pb, В устойчивые концентрации, обычно 10 г/т, создаются Zn, Cu, Pb и В. Тем не менее на исследуемых разломах отчетливое локальное концентрирование и регулярное изменение содержаний (в общем на 1—2 порядка меньших) свойственно так же Hg, Tl и As (табл. 2). Различия усредненных величин концентраций группы 1 рудных элементов в опробованных поверхностных образованиях (почвы, грунты, верхние части коренных пород) статистически значимы. При близком содержании Cu и Pb на Тункинском и Баргузинском разломах имеется и более высокий уровень В в Тункинском и Zn в Баргузинском. Различия концентраций в группе Ag, Sn, Mo, Ge мало значимы. Особая черта краевого шва платформы — отчетливые сравнительно увеличенные концентрации Hg и As, в т.ч. и Tl,

при значительной дисперсии за счет заметных повышений их содержаний в приразломных рудных метасоматических образованиях.

Гидротермальные системы. Сопоставление вод отдельных источников и скважин вдоль перечисленных разломов не дает представления о регулярности изменений составов в виду их существенных различий [14]. Однако статистическое объединение в укрупненные группы — региональные гидротермальные системы, соответствующие расположению в рассматриваемых разломах, более отчетливо показывает их характерные обобщающие особенности (табл. 3). Так, на опробованном сбросо-сдвиге в краевом шве проявлены глубинные рассолы, проникающие в приразломную структуру из плитного комплекса на периферии платформы. Подземные и горячие минеральные воды в группе Баргузинского разлома образуют региональную рудно-сульфидную гидротермальную систему. На Тункинском разломе располагается карбонатно-карстовая ассоциация составов холодных и гидротермальных углекислотных растворов.

Приразломные радоновые аномалии, где содержания радона и торона обнаруживаются над всеми изученными разломами независимо от их кинематики. Концентрации радиоактивных газов заметно повышены над контурными, граничными разломами рифтогенных впадин (рис. 4, А). В профилях измерения на краевом шве, где к сместителям приурочены мелкие водотоки, аномалии имеют сложную форму с несколькими максимумами вследствие фильтрации радиоактивных газов в неравномерно проницаемом грунте. На узкой локализованной зоне динамического влияния Тункинского разлома вдоль молодой сейсмодислокации, обозначенной уступами и неглубоким сейсмогенным рвом, простые по форме аномалии (см. рис. 4, Б) располагаются над основным сместителем (см. рис. 4, В). Интенсивность радон-тороновой радиоактивности (табл. 4) изменяется по простиранию разломов. В структуре краевого шва платформы она несколько повышена.

На Баргузинском разломе (профиль Сахули) весьма существенна изотопная ториевая компонента (торон) [16] вследствие исключительно гранитного состава одноименного хребта, в осадочном наполнении и фундаменте впадины. Измерения величин мгновенной концентрации на РГА-01 соответствуют порядку величин определений, проведенных по методике с использованием адсорберов. Хотя мгновенные «текущие» концентрации радона несколько увеличены вдоль краевого шва, годовая экспозиция — поток на Тункинском разломе — оказывается несколько выше, но это возрастание, возможно, находится в пределах временных вариаций величины потоков радона.

Обсуждение. Потоки и проявления массопереноса по разломам Байкальской рифтовой зоны. Дифференциация распределения концентраций руд-

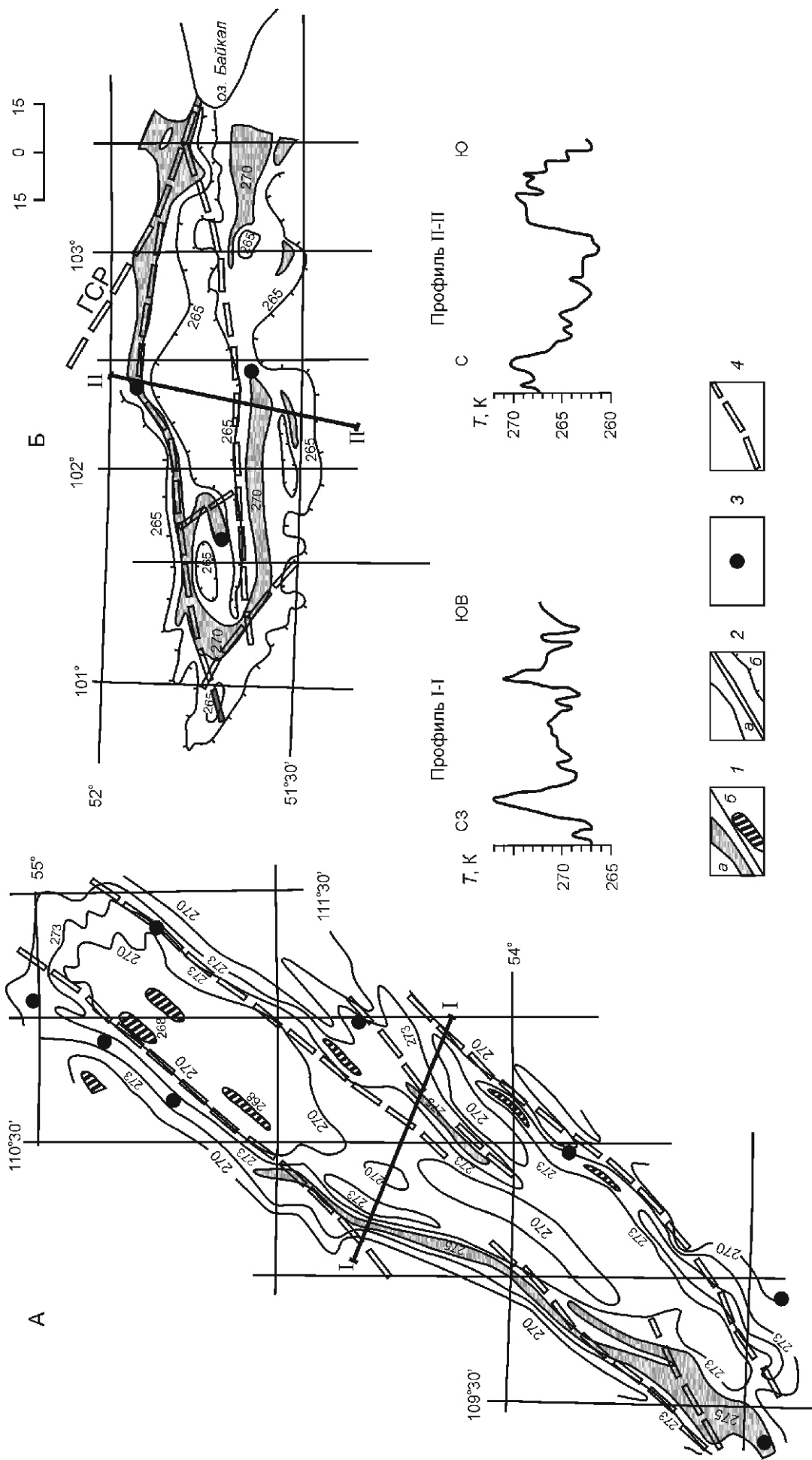


Рис. 3. Соотношение экстремумов радиационной (яркостной) температуры (К) уходящего поверхностного инфракрасного излучения и выходов ограничивающих разломов в Баргузинской (А) и Тункинской (Б) рифтогенных впадинах Байкальской рифтовой зоны:

I — экстремумы; а — максимумы, б — минимумы; 2 — изотермы; 3 — местоорождения горячих минеральных вод; 4 — разломы; I—II, II—II — профили распределения яркостной температуры

2. Содержания рудных элементов в поверхностных образованиях на некоторых региональных разломах Байкальской рифтовой зоны (в г/т)

Элементы	Тункинский разлом (81)	Краевой шов Сибирской платформы (148)	Баргузинский разлом (37)	Среднее содержание в почвах Прибайкалья [17]
	Ср	Ср	Ср	
Zn	72,11 1,11	64,45 1,36	122,96 1,08	83
Cu	33,23 1,24	22,46 1,34	29,48 1,29	47
Pb	14,21 3,41	10,34 1,59	17,96 1,06	12
B	43,37 2,12	22,95 2,69	13,9 1,14	29
Mo	1,99 1,26	1,53 2,62	2,48 1,20	3,87
Ag	0,26 0,29	0,26 0,38	0,22 0,14	0,05
Sn	2,45 1,21	2,35 1,33	3,19 1,08	2,48
Ge	1,19 0,55	0,98 1,39	1,01 0,304	Не опр.
Hg	0,028(47) 0,01	0,277(59) 0,35	0,03(63) 0,026	0,029
Tl	0,55(81) 0,37	0,91(148) 1,61	0,92(37) 0,53	Не опр.
As	10,10(51) 6,6	108,12(54) 82,6	4,44(43) 1,42	Не опр.

— стандартное отклонение, скобки — число изученных проб

ных элементов в поверхностных образованиях зоны динамического влияния разломов. Контрастное распределение интенсивности инфракрасной эмиссии на Тункинском, Баргузинском разломах и юго-западной части краевого шва Сибирской платформы сопровождается повышенными значениями теплового потока и месторождениями минеральных и термальных вод. Порядок содержаний рудных элементов в поверхностных образованиях зоны динамического влияния разломов (см. табл. 2) разделяет их на три группы: 1) с концентрациями, равными десяткам граммов на тонну, выделяющими отдельные разломы (Zn, Cu, Pb, B); 2) с практически неизменным уровнем содержаний 1—3 г/т (Mo, Ag, Sn, Ge) и 3) природных летучих токсикантов с высокими дисперсиями распределения (Hg, Tl и As). Геохимические особенности разломов в отношении распределения элементов группы 1 проявляются в виде разнообразия геологического строения вмещающих блоков. Для рифтовых впадин (Тункинская и Баргузинская) — это сочетание современных континентальных отложений заполнения и кристаллических пород верхов гранитно-метаморфического слоя коры, эродированных на крыльях—хребтах вдоль одноименных разломов. Северное поднятое крыло Тункинского разлома (Тункинский хребет) сложено каледонским зональным метаморфическим комплексом с сопутствующими гранитными интрузивами. На северо-западном крыле Баргузинского разлома (Баргузинский хребет) преобладают массивы Ангаро-Витимского гранитного батолита. Вероятно, что полевошпатовая

матрица гранитов является носителем и источником Pb в поверхностных образованиях на собственно рифтогенных разломах. Однако местный кларк Zn в гранитных массивах не превышает 19—32,5 г/т (В.И.Гребенщикова с соавторами, 2009) и в 4—5 раз ниже (см. табл. 2), чем содержание Zn в покровных отложениях на Баргузинском разломе, что не объясняется влиянием только гранитного коренного субстрата. Метаморфические породы и сопутствующие граниты, имеющиеся на бортах и в фундаменте Тункинской впадины, выделяются повышенным содержанием турмалина обуславливая таким образом, увеличение концентраций бора в породах рыхлого чехла в виде обломочной формы того же минерала, а также, вероятно, в виде привнесенных боратов. По краевому шву Сибирской платформы выступ глубокометаморфизованного архейского цоколя соприкасается со стратифицированным плитным комплексом, содержащим 4 структурных яруса возрастом от верхнего рифея до кайнозоя. Здесь региональной геохимической особенностью поверхностных образований зоны динамического влияния разломов является повышение концентрации Hg, Tl и As как за счет дезинтеграции приразломных стратиформных метасоматитов, расположенных по несогласиям в основании вендского и мезозойского структурных ярусов, так и в результате привноса. Среднее содержание серебра повышено в разломах в 4—5 раз по сравнению с региональным кларком (см. табл. 2).

Свойство группы летучих рудных элементов — токсикантов проявляется в виде отдельных увеличе-

3. Компоненты состава гидротермальных растворов на некоторых региональных разломах Байкальской рифтовой зоны

Компоненты	Разломы; скважина, группа		
	Тункинский; Аршан-Тунка**	Баргузинский; Алла-Умхей**	Краевой шов; Кук-Юрт
T, С	36—93	43,7	6,5
pH	6,3	9,1	6,5
Eh, мВ	50,03	255,3	180,2*
CO ₂ , мг/л	67,8	2	8,8
HCO ₃ , мг/л	2523	107	43,1
O ₂ , мг/л	0,56	0,8	0,4
SO ₄ ²⁻ , мг/л	412	149	28,5
H ₂ S, мг/л	0,56	7,75	2
H ₄ SiO ₄ , мг/л	177,6	131,5	14,1
Cl, мг/л	347	12,5	23200
F, мг/л	0,7	12,3	1,7
K, мг/л	35,2	4,9	126
Na, мг/л	122	122	11500
Ca ²⁺ , мг/л	454,6	4,75	2610
Mg ²⁺ , мг/л	194,6	0,15	249
Общая минерализация, мг/л	4671	555	От 37717 до 47013
Li	1152	69,3	5,214
Rb	98	7,75	0,597
Cs	7,36	1,7	0,8
Mo	0,36	4,01	0,0015
W	1,05	10,57	Нет данных
Cu	0,96	1,2	0,125
Pb	0,37	0,46	0,005
Sn	0,05	0,195	0,0004
As	Нет данных	Нет данных	1,275
Hg	0,0016	0,0103	0,005

Примечание. По группам даны средние значения, * — расчет по формуле: $Eh = 0,303 - 0,074pH - 0,0074lg[SO_4^{2-}]/[H_2S]$ (Р.М.Гаррельс, Ч.Л.Крайст, 1968), ** — с использованием материалов работы [14], концентрация микроэлементов — мкг/л.

ний концентрации, соответственно, высокой дисперсии распределения (см. табл. 2) и связано с их способностью локального концентрирования (табл. 5). Так, ртуть накапливается в почвах (аккумулятивный слой

А) во всех исследованных разрезах с превышением регионального кларка (Hg 0,029—0,03 г/т) [7] в 1,5—5 раз. Кроме этого в зоне краевого шва ртуть концентрируется в почвенном профиле на уровне слоя ожелезнения горизонта В (железо-грунты). Один из источников перехода ртути в покровные образования — стратиформные пиритизированные джаспероиды в основании мезозойского яруса, приуроченные к разлому. Пирит полностью псевдоморфно замещен рудным лимонитом, унаследовавшим первичное повышенное содержание Hg, Tl и As. В целом в коренных породах на территории южного Прибайкалья содержание ртути повышено как в юрском Присяянском прогибе, так и вдоль краевого шва. По всем опробованным профилям концентрации ее на разломах, вблизи сместителей выше, чем на периферии зоны динамического влияния разломов. Увеличение содержаний Tl и As в покровном комплексе связано с их накоплением в слое ожелезнения горизонта В почвенного профиля. Кроме того, в почвах на Тункинском разломе фиксируются спорадические увеличения содержания Tl до 1,1—2,2 г/т.

Части почвенных профилей, развитых в покровном комплексе — почвы (горизонт А), слой ожелезнения (горизонт В), гидрогенные железо-марганцевые окисные корки на карбонатных обломках в верхней части слоя С, концентрирующие группу элементов-токсикантов, характеризуются прямыми корреляционными связями с осадителями-сорбентами — С_{орг}, суммой оксидов железа и марганца, приведенными в табл. 6.

Таким образом, в отдельных слоях — горизонтах поверхностных образований концентрации локально повышаются на трех видах геохимических барьеров: 1) сорбционном гумусо-почвенном, 2) комбинированном, сорбционном и окислительно-восстановительном в слоях ожелезнения (накопление на тонкодисперсном гидроксидах Fe и Mn, Fe — глинисто-органическом комплексе) и 3) реликтовом, термодинамическом, остаточном в верхней части коренных пород.

Геохимическая характеристика разломов выражается появлением ассоциаций рудных элементов в поверхностных образованиях. Группирование элементов в ассоциации устанавливается статистически по методике анализа многомерных геохимических полей [15]. Применяемый обобщающий подход обусловлен элементными ассоциациями, объединяющимися статистическим «средством» в группы по величинам коэффициентов контрастности ($k = C_{ком}/\phi$, где C_{ком} — содержание, ϕ — фон, значение, соответствующее 50% накопленной частоте). В проведенной классификации выделяются фоновые — представительные классы распространенных групп низких концентраций и контрастные классы — единичные сочетания при значительном концентрировании элементов (табл. 7). Ведущие элементы с высокими коэффициентами контрастности связываются в один

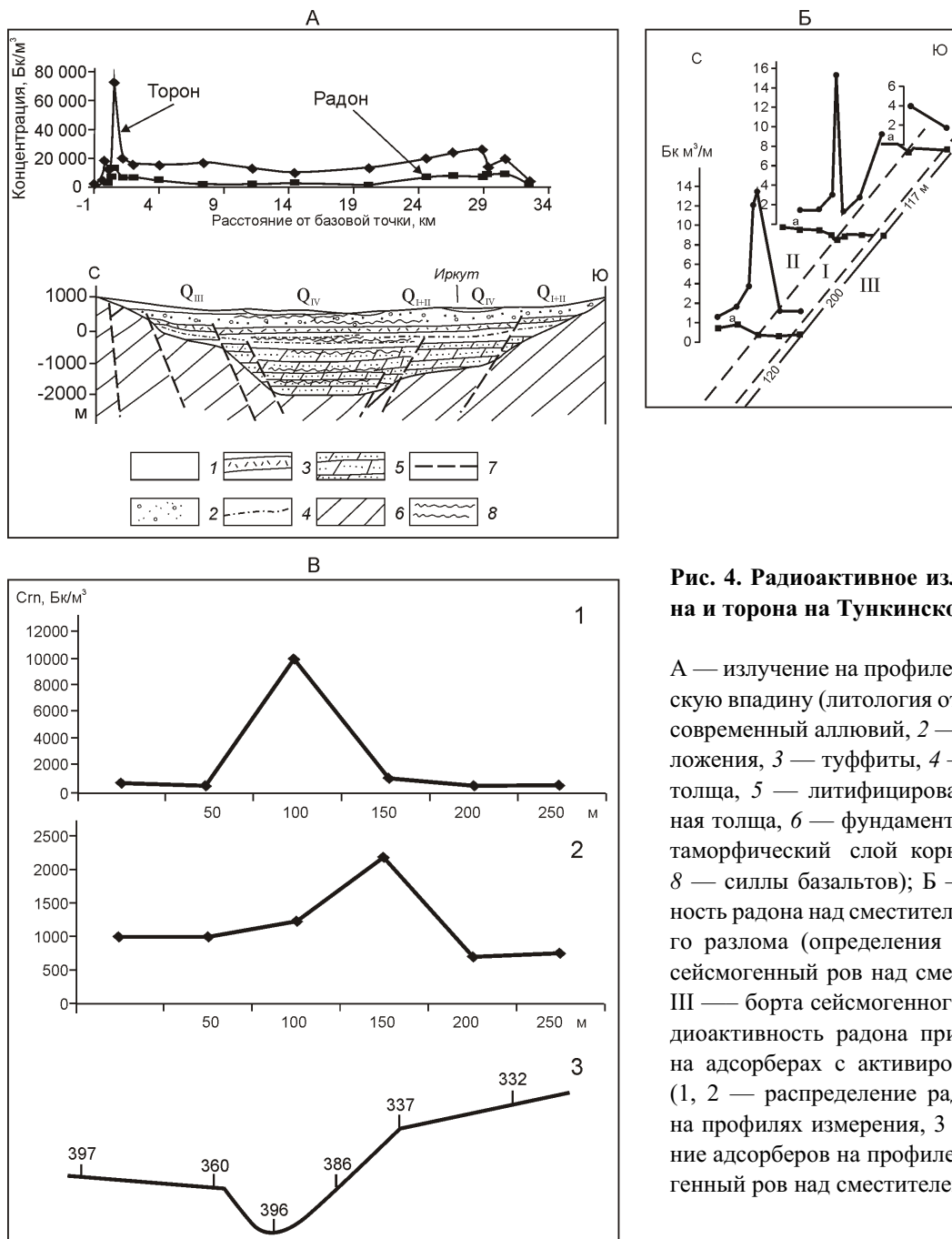


Рис. 4. Радиоактивное излучение радона и торона на Тункинском разломе:

А — излучение на профиле через Тункинскую впадину (литология отложений: 1 — современный аллювий, 2 — долинные отложения, 3 — туффиты, 4 — песчанистая толща, 5 — литифицированная угленосная толща, 6 — фундамент, гранитно-метаморфический слой коры, 7 — сбросы, 8 — sillы базальтов); Б — радиоактивность радона над сместителем Тункинского разлома (определения РГА-01): I — сейсмогенный ров над сместителем, II и III — борта сейсмогенного рва; В — радиоактивность радона при определении на адсорберах с активированным углем (1, 2 — распределение радиоактивности на профилях измерения, 3 — расположение адсорберов на профиле через сейсмогенный ров над сместителем)

класс со статистически дополняющими элементами с повышенными коэффициентами контрастности в ассоциации, которые отражают геохимическую специфику разломов. Так, Тункинский разлом имеет таллий-молибден-серебро-борную специфику; Баргузинский — никель-ртуть-молибденовую; краевой шов — молибден-серебро-таллиевую с ртутью и бором. Приразломные гидротермы характеризуются ведущим значением магния, связанного с фактором общей минерализации. Выделяются класс урана с литофильными (гранитофильными) связями и класс сероводорода, ассоциированного с кремнефтористым и кислотно-щелочным факторами при участии меди и олова.

Потоки рудных элементов в разломах. Априорное предположение о массопотоке, эмиссии

вещества на уровне современной поверхности по трассам сейсмоактивных разломов, сопутствующей эмиссии уходящего инфракрасного излучения, очевидно, следует подтверждать оценкой потоков летучих рудных элементов — Hg, As и Tl. Дискретность их распределения, как следствие локального концентрации, обусловлена осаждением на геохимических барьерах.

Расчет потока элемента в поверхностных образованиях на зоне динамического влияния разломов предполагает применение временной координаты переноса в течение определенного периода через определенную площадь, что и представлено ниже.

Временной интервал для вычислений возможно ввести за счет присутствия геохимических барьеров в составе почвенного профиля: сорбционного в аккумуля-

4. Радоновая активность разломов (в Бк/м³)

Разломы	Параметры
Тункинский	1650—5700/4400—13 600*
	622—6527/15 662**
	Торон/радон 2,3
	Поток (июнь 2003 г.):
	по разлому 3,498 10 ⁻⁴ Бк/ч м ³ на периферии 2,889 10 ⁻⁵ Бк/ч м ³
Баргузинский	330—3700/8900*
	Торон/радон 4,7
Краевой шов	5000—7000/50 000****
	454—8869/10 000—20 000**
	250—4020/4990—9930***
	Торон/радон 1,8
	Поток
	Октябрь 2002 г.:
	по разлому 2,129 10 ⁻⁴ Бк/ч м ³ на периферии 8,139 10 ⁻⁵ Бк/ч м ³
	Август 2003 г.:
	по разлому 1,844 10 ⁻⁴ Бк/ч м ³ на периферии 5,358 10 ⁻⁵ Бк/ч м ³

Примечание. * — определения работы [8], ** — данная статья (РГА-01), *** — адсорберы, **** — данные работы [13]; в числителе — интервал значений, в знаменателе — максимумы вблизи сместителей.

мулятивным горизонте А и комбинированного (сорбция окислительно-восстановительные реакции) в слое ожелезнения (Fe-грунты) основания профиля (горизонт В). Концентрация на барьере — результат баланса — динамического равновесия между количеством компонента, привносимым и уходящим при испарении и выщелачивании. Концентрация компонента в аккумулятивном горизонте почвы А накапливается за период регенерации гумуса в нем, продолжительность которого составляет в среднем 400 лет [4]. Содержание компонента на барьере Fe-грунта создается за период образования полного почвенного профиля. В соответствии с данными по абсолютному датированию формирования последовательности почвенных серий, погребенных в палеосейсмодислокациях на Тункинском разломе [15], усредненное время существования развитого почвенного профиля на активном разломе Байкальской рифтовой зоны равно 2772 1391 годам. В условиях Сибирской платформы оно хоть и незначительно, но по определениям

А.Н.Овсюченко с соавторами (2007) отличается и составляет 2107 395 лет. Таким образом, информация для расчета потока включает: 1) $C_{\text{ком}}$ — содержание компонента на барьере (почва, Fe-грунт, мг/кг), см. табл. 4; 2) время накопления (t) имеющегося количества компонента в почве 400, в Fe-грунте 2107 лет в горизонте В на краевом шве, а на Тункинском и Баргузинском разломах — 2772 года; 3) толщина слоя барьера (h , см) в горизонте А равна 7, в горизонте В 30; 4) плотность материала (ρ , г/см³) в горизонте А 1,3 [4], в В 1,8 [3]; 5) площадь распределения 1000 г материала (S , см²) на горизонте А 109,89; В 18,52:

$$S (1000 \text{ г}) h, \text{ см}^2.$$

б) формула расчета:

$$\text{поток } [C_{\text{ком}} (S t)] 10^{10} \text{ кг/км}^2 \text{ год}.$$

Однако на Тункинском и Баргузинском разломах с высокой сейсмической активностью и скоростью накопления рыхлого материала при отсутствии на опробованных участках выраженных геохимических барьеров, за исключением почвенного аккумулятивного слоя, первичные и привносимые концентрации Тl и As разубоживаются и рассеиваются по мощности покровных образований (см. табл. 4). Поэтому при расчете потоков содержания этих элементов в подпочвенной части профиля усреднились.

Рассчитанные потоки рудных элементов в последовательности величин кларковых концентраций ряда: As Тl Hg уменьшаются примерно на порядок (табл. 8). Вычисленный поток ртути по разломам соответствует интервалу, который приближенно оценен для Байкальской рифтовой зоны на уровне 0,0056—1,2 кг/км² год [8]. Тенденция корреляции потока концентрации — массы с интенсивностью уходящего поверхностного инфракрасного потока и его интегральной мощностью отражает реальность тепломассопотока вдоль крупных сейсмоактивных тектонических нарушений.

Геохимические особенности разломов (см. табл. 7) выделяются при статистической классификации как следствие потоков рудных элементов с участием приразломных гидротермальных систем, растворно-пленочного и парагазового переноса. Состав рудных компонентов в покровных образованиях зоны динамического влияния разломов формируется при гипергенном преобразовании тектонитов и метасоматитов, содержащих термодинамические геохимические барьеры с рудно-элементной группой, и за счет растворно-экстравлятивного (с парагазовым теплоносителем) привноса подвижных элементотоксикантов — Hg, Тl и As, фиксируемых на приповерхностных геохимических барьерах. К этой группе близки по свойствам Mo и Ag, относимые к числу ведущих при классификации (см. табл. 7). В рудных лимонитах разломов краевого шва выражена тенденция прямой статистической связи Тl и Mo с коэффициен-

5. Содержания Hg, Tl и As в поверхностных образованиях на некоторых региональных разломах Байкальской рифтовой зоны

Разломы	Hg, мг/кг			Tl, г/г			As, г/г		
	Почвы	Грунты	Коренные породы	Почвы	Грунты	Коренные породы	Почвы	Грунты	Коренные породы
Тункинский, сбросо-сдвиг	На разломе 0,048 0,013 (10)	На разломе 0,044 0,004 (5)	0,0084 0,006 (5)	0,49 0,127 (11)	0,552 0,076 (28)	На разломе 0,82 0,23 (15)	7,487 4,122 (12)	7,288 2,51 (26)	На разломе 15,13 9,69 (9)
	На периферии 0,0260,01 (7)	На периферии 0,0143 0,007 (20)				Метасоматиты 0,832 0,051 (4)			На периферии 10,1 9,95 (4)
Баргузинский, сброс	На разломе 0,052 0,032 (11)	На разломе 0,038 0,016 (32)	0,003 0,0014 (7)	1,233 0,623 (12)	0,694 0,213 (16)	0,886 0,279 (9)	3,73 0,78 (11)	4,55 1,451 (18)	3,37 0,36 (10)
	На периферии 0,052 0,032 (24)	На периферии 0,018 0,015 (32)							
Краевой шов, сбросо-сдвиг	0,164 0,134 (7)	0,128 0,114 (14)	Карбонаты, крем- ни 0,053 0,052 (9)	0,65 0,298 (7)	0,553 0,147 (20)	Карбонаты, крем- ни 0,433 0,12 (25)	7,25 1,583 (6)	12,78 3,945 (26)	24,885 15,51 (13)
		Fe-грунты 0,215 0,176 (7)	Рудные лимониты 3,665 2,11 (5)		Fe-грунты 0,895 0,188 (12)	Песчаники, кон- гломераты 0,91 0,313 (12)		Fe-грунты 16,05 4,18 (10)	Рудные лимониты 387,56 305,56 (9)
		Карбонатно- окисидный барьер 0,108 0,067 (9)				Фундамент 0,542 0,24 (5)			
		Фундамент на разломе 0,212 0,42 (5)				На разломе рудные лимониты 4,12 2,29 (17)			
		на периферии 0,013 0,004 (8)				Карбонатно- окисидный барьер:			
						породы 2,17 0,72 (7)			
						окисиды 2,62 1,097 (8)			

Примечание. В скобках — число проб.

6. Прямые корреляционные связи с осадителями-сорбентами, суммой оксидов железа и марганца

Разломы	Осадители-сорбенты	Коэффициент корреляции при числе проб r_n
Баргузинский	Hg—C _{орг}	r_{12} 0,96 в почве
Тункинский	Hg—C _{орг}	r_{16} 0,75 в почве
Краевой шов	Hg— Fe	r_8 0,72 в грунте
	Hg— Fe Mn*	r_9 0,74 в обломочной части
	As— Fe	r_{14} 0,60 в грунте
	Tl— Fe	r_{16} 0,77 в грунте

Fe Mn* — гидроксидные, гидрогенные слои на карбонатных обломках.

том корреляции 0,611. Факторами геохимической активности приразломных гидротерм являются подвижность магния, урана и сероводорода. При сернокислотной инверсии сероводорода и окислении сульфидов ртуть из покровных образований интенсивно выносятся, особенно из загипсованных кор на Тункинском разломе.

Пространственно-временные вариации тепло-массопереноса по сейсмоактивным разломам Байкальской рифтовой зоны соответствуют регулярным изменениям уходящего квазистационарного поверхностного инфракрасного потока, коррелирующего с региональной проницаемостью — трещиноватостью (сейсмологический параметр d), максимумы которой, как показано в работе Н.В.Вилора с соавторами (2008), перемещаются в пространственно-временных координатах существования зоны динамического влияния разломов. Корреляция данного параметра сейсмичности, вычисляемого для глубины расположения эпицентров землетрясений в Байкальской рифтовой зоне, равной в среднем 15 км, и интенсивности уходящего инфракрасного излучения, также определено коррелирующего с массопотоком (см. табл. 8), отражает транспорт тепла и массы, по крайней мере, в интервале разреза верхней коры от минимальной глубины около 1 км, откуда диффундирует основная масса радона. Уровень эмиссии ртути многократно возрастает на региональных разломах во время сейсмических событий [8]. Таким примером является сейсмогенный выброс таллия в конце 1988 г. в Прикарпатье, который привел к случаям массовых отравлений этим элементом и энергично обсуждался в средствах массовой информации. При-

7. Статистическая классификация распределения рудных элементов на некоторых региональных разломах Байкальской рифтовой зоны

Разлом	Число проб n	Классы					
		Представительный	кк	Контрастный	кк	По группам элементов	
						Ведущий	Ассоциация
Тункинский	81	Tl _{1,3} B _{1,2} Ge _{1,2} Sn _{1,2} Zn _{1,1} Mo _{1,1} Ag _{1,1} Pb _{1,1} (22)	9,3	Sn _{2,0} B _{3,8} Ag _{3,1} Ge _{2,3} Cu _{2,3} Pb _{2,1}	35,6	Tl Mo Ag B	Mo, Sn (28) Ag, Tl (24) Tl, Cu (10) Ge (12)
Баргузинский	37	Hg _{5,6} Tl _{1,6} Pb _{1,4} Ag _{1,2} Zn _{1,1} B _{1,2} Sn _{1,1} Ni _{1,1} Cu _{1,1} Co _{1,1} (9)	16,6	Cu _{4,6} Mo _{3,4} Ni _{3,1} Cr ₅ Ag _{2,9} Sc _{2,6} V _{2,4} Co _{2,2} Sn _{1,5} Zn _{1,3} Sn _{3,8}	29,3	Ni Hg Mo	Cu, Cr (3) Pb, Tl, Ag (14) Cu, Ag, Tl
Краевой шов платформы	148	B _{1,4} Sn _{1,4} Zn _{1,2} Ge _{1,2} Cu _{1,1} Pb _{1,1} (44)	7,4	Mo _{28,2} Tl _{18,5} Cu _{2,4} Ag _{2,1} Ge _{1,9} Pb _{1,5} Zn _{1,2} Sn _{3,8}	59,6	Mo Ag Tl	Ag, Cu, Tl Tl Ag
В его структуре сброс Ханчин	18	Zn _{2,6} Pb _{2,4} Mo _{1,9} Sn _{1,8} Ge _{1,8} B _{1,5} Hg _{1,1} (3)	13,1	B _{5,3} Pb _{3,4} Zn _{2,9} Ge _{2,7} Hg _{1,8} Sn _{1,2}	17,3	Hg Tl Ag B	Pb, Tl Hg Tl Pb
Гидротермальные растворы по региону Байкальской рифтовой зоны	18	H ₂ S _{7,5} Sn _{3,2} Pb ₂ F _{1,7} Cu _{1,4} H ₄ SiO ₄ 1,2 pH _{1,1} (3)	18,1	Mg ₂₅₃ CO ₂ 102,8 Cl ₆₄ Li _{33,9} HCO ₃ 24,4 K ₈ общая минерализация _{7,9} Na _{6,7} Ca _{2,7} Rb _{4,6} Cu _{4,3} Cs _{1,8} H ₄ SiO ₄ 2,3 Pb _{1,3} U _{1,2}	522,3	Mg U H ₂ S	Ca, HCO ₃ , Na, Li, Rb, Cs, K, Cl, U, H ₄ SiO ₄ , общая минерализация Li, Cs, Rb, Mo Cu, F, Sn, H ₄ SiO ₄ , pH

Примечание. кк — сумма коэффициентов контрастности, нижний индекс элементов — коэффициенты контрастности, при ассоциации в скобках — число образцов (проб).

8. Потоки массы и энергии на региональных разломах Байкальской рифтовой зоны (в кг/км² год)

Разломы	Hg	Tl	As	Инфракрасный поток, мВт/м ² стр мкм	Интегральная мощность, мВт/м ²
Тункинский	0,011*	0,108	1,427	103,03	308350
Баргузинский	0,02*	0,135	0,886	98,57	184450
Краевой шов платформы	0,037* 0,055**	0,228**	4,09**	103,06	854262

Примечание. * — на почве, ** — на Fe-грунте; корреляция инфракрасного потока разломов и его интегральная мощность рассмотрены в работе [1].

разломная эмиссия рудных элементов вследствие тепломассообмена по активным элементам геоструктуры поверхности, экспонированным повышенной интенсивностью уходящего инфракрасного излучения, фиксируемого спутниками, является мало изученным экологическим фактором привноса тяжелых металлов, в т.ч. природных токсикантов, в биосферу.

На основании материалов данной статьи можно сделать следующие выводы:

1. По особенностям распределения рудных элементов в покровных отложениях зоны динамического влияния разломов выделяются группы «макроэлементов» Zn, Cu, Pb, В, летучих «микроэлементов» Hg, Tl, As и группа с мало изменяющимся уровнем содержания 1—3 г/т (Mo, Ag, Sn, Ge).

2. Группа элементов 1 дифференцирует отдельные разломы, очевидно, как следствие состава геологических формаций вмещающих их блоков и литолого-геохимических характеристик.

3. При распределении летучих рудных «микроэлементов» — токсикантов повышение концентраций с увеличением дисперсии обусловлено локальным концентрированием на геохимических барьерах.

4. Устанавливается прямая корреляция приразломных геохимических потоков с интегральной мощностью уходящего инфракрасного потока, отражающая прямую зависимость эмиссии летучих рудных элементов и интенсивности тектогенного электромагнитного излучения в тепловом диапазоне, проявляющуюся на сейсмоактивных элементах геоструктуры земной поверхности и обусловленную современным тепломассопереносом в зонах динамического влияния разломов.

Авторы выражают признательность Е.В.Граниной за помощь в обработке графических материалов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вилор Н.В., Минько Н.П. Инфракрасное излучение Саяно-Байкальской горной области и Байкальской рифтовой зоны по данным спутникового мониторинга // Докл. РАН. 2001. Т. 379. № 5. С. 666—669.

- Голубев В.А. Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне. —Новосибирск: Гео, 2007.
- Горный В.И., Шилин Б.В., Ясинский Г.И. Тепловая аэрокосмическая съемка. —М.: Недра, 1993.
- Добровольский В.В. Основы биогеохимии. —М.: Академия, 2003.
- Защита от радона-222 в жилых зданиях и на рабочих местах (публикация 65МКРЗ) // Рекомендации МКРЗ. —М.: Энергоатомиздат, 1995. С. 42—43.
- Китаев Н.А. Многомерный анализ геохимических полей. —Новосибирск: Наука, 1990.
- Коваль П.В., Гребеницкова В.И., Китаев Н.А. и др. Геохимия окружающей среды Прибайкалья // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 4. С. 571—577.
- Коваль П.В., Удодов Ю.Н., Саньков А.В. и др. Геохимическая активность разломов Байкальской рифтовой зоны // Докл. АН. 2006. Т. 409. № 3. С. 389—393.
- Комплект оборудования на основе активированного угля для комплексного мониторинга радона в производственных условиях, жилищах и окружающей среде // Сборник методик. —М., 1996.
- Ломоносов И.С. Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. —Новосибирск: Наука, 1974.
- Лунина О.В., Гладков А.С., Шерстянкин П.П. Новая электронная карта активных разломов юга Восточной Сибири // Докл. АН. 2010. Т. 411. № 5. С. 662—667.
- Лысак С.В. Тепловой поток континентальных рифтовых зон. —Новосибирск: Наука, 1988.
- Семинский К.Ж., Гладков А.С., Черемных А.А., Бобров А.А. Разломы и сейсмичность юга Сибирской платформы // Проблемы современной сейсмичности и геодинамики Центральной и Восточной Азии. —Иркутск, 2007. С. 138—143.
- Трошин Ю.П., Ломоносов И.С., Брюханова Н.Н. Условия формирования рудно-геохимической специализации современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 3. С. 226—234.
- Чипизубов А.В., Смекалин О.П., Семенов Р.М. Палеосейсмодислокации и связанные с ними землетрясения в зоне Тункинского разлома // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 6. С. 587—602.
- Vilor N.V., Abushenko N.A., Tashchilin S.A., Kluchevsky A.V., Demyanovich V.M. Using remotely sensed data in the study of infrared radiation from terrestrial surface in regions of intense movement of lithospheric blocks of the Central Asia fold belt // Presentation. Proceedings of the APSG Symposium. Space geodesy and Dynamic Planet. APSG. Central Bureau. Shanghai. 2006. Pp. 107—113.

Опыт применения изотопно-геохимических методов для оценки геоэкологической ситуации в зоне воздействия эксплуатируемых россыпей золота

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

Разработка россыпей золота приводит к загрязнению окружающей среды. Нарушение речных экосистем сопровождается изменениями в изотопном составе углерода почв, донных осадков и водорослей. Это позволяет использовать изотопно-геохимические показатели в качестве индикаторов техногенного загрязнения окружающей среды.

Ключевые слова: россыпные месторождения, экосистема, изотопы углерода, загрязнение окружающей среды.

Виленкина Юлия Владимировна, s34@mail.ru

The application of isotope-geochemical methods for an estimation of a geocological situation within the area of gold placers exploitation

Yu.V.VILENKINA

Gold placers exploitation leads to pollution of the environment. Rivers ecosystem breakdown is accompanied by changes of isotopic composition of carbon in the soils, bottom sediments and algae's. Therefore, isotopic-geochemical data can be used as indicators of anthropogenic pollution.

Key words: Gold placers, ecosystem, carbon isotopes, anthropogenic pollution.

Золотодобыча из россыпей — один из наиболее традиционных и массовых в России видов недропользования, оказывающий прямое или косвенное техногенное воздействие на окружающую среду. Процесс отработки россыпей, как правило, сопровождается не только широкомасштабными механическими повреждениями природной среды, но и весьма ощутимыми изменениями геохимической ситуации. При этом геоэколого-геохимическая изученность основных золотороссыпных районов России в настоящее время серьезно отстает от изученности других объектов горнорудной промышленности. Комплексные исследования окружающей среды и ее экологического состояния находятся на начальной стадии, а методология их проведения — на стадии становления.

В качестве объекта исследования был выбран один из уникальных районов добычи россыпного золота — бассейн р.Джалинда (Амурская область), принадлежащей бассейну р.Большой Уркан. Это типично горная река с бурным течением (1—2 м/с), непостоянным дебитом, зависящим от количества выпадающих осадков и таяния сезонной мерзлоты. Ширина русла изменяется от 2 до 10 м, глубина составляет 0,1—1 м. Общая длина реки 50 км, площадь водосбора около 500 км². Россыпи р.Джалинда, открытые в 1867 г., относятся к крупнейшим месторождениям мира. Они отличаются большой мощностью промышленного пласта песков и высокими содержания-

ми Au до 10 г/м³. Суммарная длина всех россыпей достигает 80 км при ширине 20—100 м в верхнем течении реки и до 1500 м в низовьях. Наиболее богатые россыпи были отработаны более чем за столетнюю историю разработок, но золотодобыча остается основной отраслью хозяйства и в настоящее время. Сейчас производится механизированная отработка бедных россыпей, запасы которых истощаются. В процессе почти полуторовековых горнодобычных работ на всем протяжении долины толща аллювиальных рыхлых отложений выработана до коренных пород. В результате нарушена мерзлотная и гидрогеологическая обстановка, понижен базис эрозии грунтов, полностью утрачен мелкозем. Восстановить русло реки практически невозможно.

В геологическом отношении район работ расположен на сочленении Становой и Монголо-Охотской складчатых систем, что определило довольно сложное и разнообразное сочетание различных структурно-вещественных комплексов (рис. 1). Район насыщен гидротермалитами — от скарнов до березитов и аргиллизитов. Известно множество рудопроявлений и точек минерализации, относимых к золото кварцевой, золотосульфидной, золото кварц-сульфидной, золотосеребряной, барит-сурьмяно-ртутной формациям. Россыпи золота обнаружены исключительно в четвертичных отложениях и имеют возраст от эоплейстоцена до голоцена. Они в основном относятся

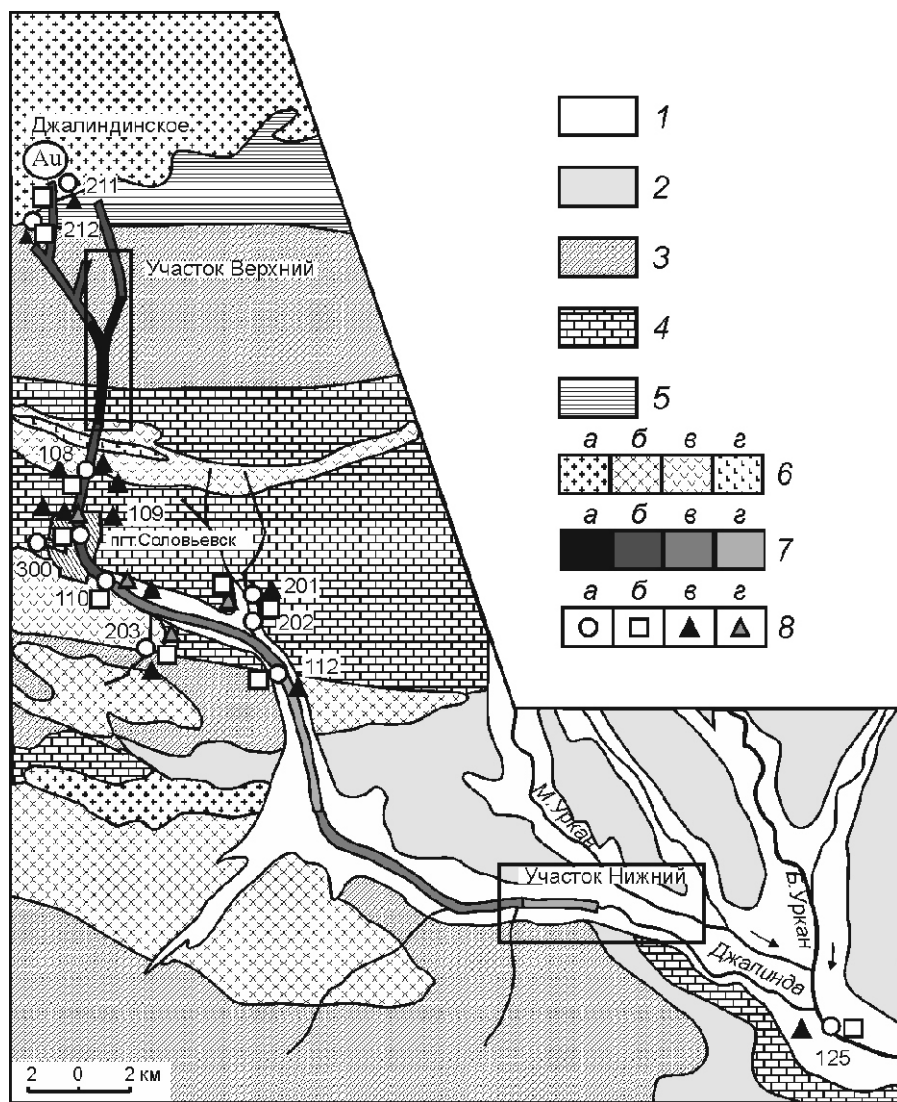


Рис. 1. Схематическая карта Соловьёвского района. Составлена с использованием материалов В.И.Белоусова, В.Д.Мельникова (1979):

1 — современные аллювиальные и 2 — неоген-четвертичные озерно-речные отложения; 3 — грубообломочные терригенные и 4 — терригенно-карбонатные породы; 5 — амфиболиты; 6 — магматические породы: а — кислые, б — средние, в — основные, г — ультраосновные; 7 — россыпи золота: а — очень богатые, б — богатые, в — средние, г — бедные; 8 — точки отбора проб: а — вода, б — донные отложения, в — почвы, г — водоросли; цифры — номера станций отбора проб

к аллювиальным — русловым, косовым, долинным, реже встречаются делювиальные россыпи. Основным источником золота россыпей р.Джалинда, по крайней мере в ее верховьях, является Джалиндинское (ранее Кировское) рудное поле. Продуктивная минерализация здесь представлена многочисленными кварц-сульфидными жилами, выполняющими трещины в позднемеловых гранитоидах. Количество сульфидов в рудах колеблется от 7 до 30%. Среди них преобладают висмутин, арсенопирит, пирит, халькопирит. В подчиненных количествах присутствуют минералы теллура (тетрадимит), сульфиды

полиметаллов (сфалерит, галенит), блёклые руды. Кроме того, отмечаются карбонаты, турмалин, магнетит, кобальтин, сульфосоли висмута и меди, пирротин и др. Висмут и медь добывались здесь как попутные компоненты. В руде содержится As 2,5%, его запасы около 6 тыс.т.

В процессе проведения исследований р.Джалинда с различной степенью детальности была изучена практически на всем ее протяжении. Основное внимание было обращено на участки, где проводились эксплуатационные работы. На участке Верхний (рис. 2, А) производилась гидромеханическая разработка старых отвалов и бортов долины (с помощью промприборов), а на участке Нижний — дражная отработка бедных россыпей (см. рис. 2, Б).

Отбор образцов и анализ полученных данных проводили в системе «природный» фон—эксплуатационная зона месторождения (участки Верхний и Нижний)—очистные системы Верхнего и Нижнего участков—поселок—зона возможного загрязнения. В качестве «природного» фона был выбран участок территории, находящийся вне зоны техногенного воздействия, расположенный в верховьях двух главных ручьев, дающих начало р.Джалинда, где с большой надежностью можно предположить отсутствие антропогенных источников поступления химических элементов в исследуемые компоненты экосистемы.

Почва рассматривалась в качестве одного из источников поступления химических элементов в речную

систему. Однако следует учесть, что на данном полигоне собственно почвы присутствуют только на бортах долины, незатронутых отработкой. Здесь они представлены светло-серым песчаным суглинком с мелкой галькой и переменным количеством органических остатков. На тех участках долины, где разработки не производятся уже достаточно длительное время, происходит постепенное накопление мелкозема.

Минералогическим анализом установлено, что материал почв на 95—99% сложен кварцем и агрегатами, состоящими из сростков кварца, полевых шпатов, серицита, глинистых минералов. Тяжелая фрак-

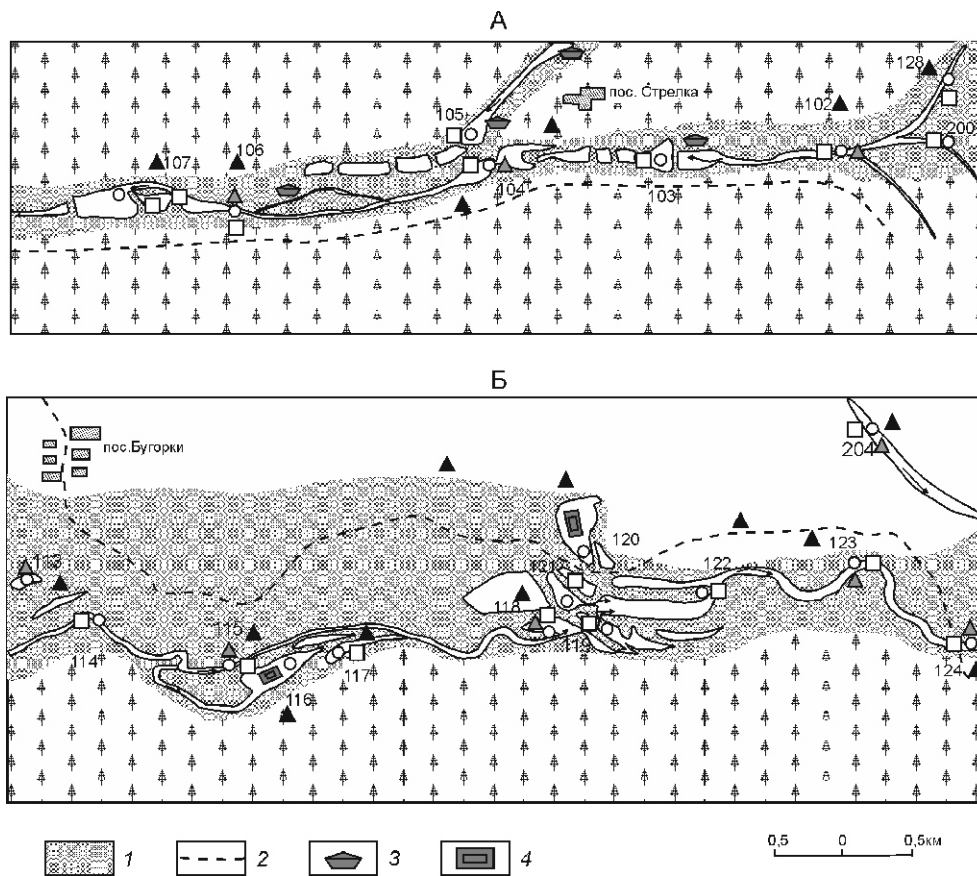


Рис. 2. Схематическая карта участков Верхний (А) и Нижний (Б):

1 — техногенные отложения; 2 — дороги; 3 — промприборы; 4 — драги

ция составляет не более 5% и представлена преимущественно амфиболами, минералами группы эпидота, пироксенами, гранатом.

Проведенные геохимические исследования показали, что на Верхнем участке элементный состав почв формируется за счет продуктов разрушения минерализованных зон (вторичный геохимический ореол). В почвах на этой части территории установлены наиболее высокие содержания As, повышены концентрации Ba, Cu, Zn, Pb, Mo. В местах отбора проб, приуроченных к выходам терригенно-вулканогенно-карбонатных пород и интрузий основного—ультраосновного состава, почва обогащена типичными для базит-ультрабазитов элементами Mn, Cr, Ni. Содержания Cu, Zn, Pb, Ba, Ag также остаются высокими.

На участке Нижний почвы сформированы не на коренных породах, а на неоген-четвертичных отложениях. Очевидно, что именно с этим связаны выявленные флуктуации в их геохимическом составе. Они обогащены Fe, Ti, K, Rb, фиксируются повышенные концентрации Zr, Mo, V, Br, Pb, Ba и Sr. В водных вытяжках установлены и наиболее высокие содержания хлор-иона, фтора, сульфата и нитрата.

Корреляционный анализ статистически подтвердил существование в почвах полигона устойчивых геохимических ассоциаций (рис. 3, А):

K Rb Cs — щелочных металлов, характерная для слюд;

Cr Mn Cu Ni — элементов ультраосновных пород;

Ba Sr Pb Zn — элементов-индикаторов барит-полиметаллического оруденения.

При этом мышьяк не входит ни в какую из отмеченных ассоциаций.

В полном соответствии с указанными геохимическими особенностями находятся и изотопные параметры почв (табл. 1). В верховьях реки (фоновая зона) почвенные карбонаты отличаются низкими величинами ^{13}C 25,2... 33,0‰, характерными для образцов, содержащих углекислоту органического происхождения. Почвы, залегающие на аллювиальных отложениях (Средний и Нижний участки), на 10—15‰ обогащены тяжелым изотопом ^{13}C , что указывает на присутствие здесь значительного количества

углерода из осадочных карбонатных пород. Таким образом, изотопно-геохимический спектр почв, одного из потенциальных источников загрязнения вод, отражает состав подстилающих пород и закономерно изменяется в зависимости от геологического строения территории.

Донные осадки, представленные песчано-глинистыми наносами, отложенными преимущественно в периоды паводков, встречаются спорадически и представляют собой кумулятивные накопления тонкодисперсного материала в застойных участках водотоков. Донные отложения, как и почвы, могут выступать в качестве источника загрязнения реки, так как характеризуются: 1) высокой сорбционной активностью, что приводит к накоплению в них химических элементов, в т.ч. токсичных; 2) большой подвижностью в водной среде, приводящей к распространению загрязнения на значительные расстояния.

Как особый тип осадков выделены **техногенные отложения**, которые характерны только для участка Верхний, где применяется система очистки вод с помощью бессточных отстойников. При дражной разработке (Нижний участок) значительная доля отложений, находящихся вне контура промышленного пласта, засыпается крупногалечными отвалами, часть же, вовлеченная в процесс отработки, уносится

течением, рассеивается и входит в состав береговых наносов.

Сопоставление спектра химических элементов в донных осадках и почвах не выявило принципиальных отличий, что вполне закономерно в силу наличия единого для них источника сноса — коренных пород. Очевидно, что при механической миграции твердофазного вещества вряд ли следует ожидать существенных изменений корреляционных связей между исходными химическими элементами, о чем свидетельствуют полученные данные (см. рис. 3, Б): в осадках сохраняется ассоциация щелочных металлов и положительная связь хрома с марганцем и медью. Однако наблюдаются и значительные трансформации связей между элементами, что может свидетельствовать об их переходе в подвижную форму. Например, медь частично выходит из ассоциации и обнаруживает положительную корреляцию с другими металлами, никель полностью обособляется и его концентрации в осадках не коррелируют с другими элементами, мышьяк связывается с полиметаллами и сурьмой, а титан — с железом и хромом.

При этом для донных отложений, представленных в основном минеральным и в меньшей степени органическим веществом и микроорганизмами, характерны: 1) устойчиво повышенные концентрации ряда элементов: K, Fe, Ti, Cu, Sr, Sb, Te; 2) наличие локальных аномалий As, Pb, Zn, Mo, Zr, V; 3) устойчиво пониженные содержания Mn, Ni, Ba, Rb, реже V.

Речные наносы в верховьях реки, формирующиеся в результате естественно-природных процессов, по сравнению с почвами, характеризуются более тонким гранулометрическим составом и повышенными концентрациями Sr, Cr, Zr, Mo, Te, Pb, что обусловлено большей активностью сорбционных процессов. Не исключена возможность поступления химических элементов и из иных, дополнительных источников, в частности, к таковым можно отнести коренные выходы юрских углеродистых сланцев. Аккумуляция металлов в донных отложениях является также следствием связывания их с взвешенным веществом и последующим его осаждением.

В зоне эксплуатационных работ, где образование осадков обусловлено исключительно антропогенным фактором, увеличиваются концентрации калия и рубидия при уменьшении содержания кальция, что указывает на избирательное накопление слюд. Концентрации Cu, Pb, Zn, As и Sb также велики, но подвержены значительным изменениям, причем эти элементы обнаруживают четкую тенденцию к накоплению в техногенных осадках из отстойников.

Изотопные исследования показали, что в формировании донных осадков, в той или иной степени, принимали участие изотопно-легкий карбонатный углерод почв склонов долины и изотопно-тяжелый — коренных пород, а также материал отвалов современной отработки россыпного золота (см. табл. 1). Выяв-

ленная локальная изотопная аномалия (107/4) позволяет предположить, что в эксплуатационной зоне Верхнего участка отработка россыпного золота промприборами ведется вплоть до нижних слоев, т.е. до подстилающих их терригенных пород с изотопно-тяжелым углеродом карбонатов. Именно по этой причине осадки эксплуатационной зоны Верхнего участка характеризуются более тяжелым по сравнению с фоном изотопным составом карбонатного углерода. Отмеченное на отдельных участках некоторое облегчение изотопного состава карбонатного вещества донных осадков указывает на возрастание в них доли окисленного органического углерода [1]. Очевидным источником органического углерода являются почвы склонов долины, смытые при эксплуатационных работах в водоток. Распределение изотопных параметров осадков в среднем течении реки свидетельствует о том, что ведущая роль в их формировании принадлежит выстилающим русло реки терригенным и карбонатным породам с изотопно-тяжелым углеродом карбонатов. На Нижнем участке техногенные осадки эксплуатационной зоны характеризуются более легким по изотопному составу углеродом карбонатного вещества (22,6... 29,2‰) по сравнению с Верхним участком. Кроме того, в тонкой фракции осадка одного из отстойников установлено ^{13}C 39,5‰. Ни в почвах, ни в донных осадках полигона карбонатный углерод с подобным изотопным составом не установлен. Более того карбонат со столь низким ^{13}C достаточно редко встречается в природе. Весьма вероятно, что на данном участке в погребенных слоях аллювия, в т.ч. включающих россыпь, существовала изолированная система изотопного и химического баланса углерода, где в ходе геологического времени происходило медленное окисление органического вещества до угольной кислоты, участвующей в дальнейшем в формировании труднорастворимых форм карбонатов. Такие карбонаты, снабженные изотопной «меткой», становятся принципиально идентифицируемыми. Можно предположить, что в результате проведения дражных работ были привлечены на поверхность карбонаты со столь легким изотопным составом углерода, что и вызвало изменение ^{13}C карбонатного вещества осадков в эксплуатационной зоне Нижнего участка. Влияние данного техногенного фактора прослеживается на 2 км вниз по течению реки (^{13}C карбонатов донных осадков находятся в интервале 18,9... 19,8‰, который отвечает ^{13}C карбонатного вещества современного аллювия).

Таким образом, исследования речных отложений показали весьма сложную и динамичную картину распределения геохимических показателей. В донных отложениях наблюдаются ассоциации элементов, источниками которых служат как коренные породы и почвы склонов долины, так и разрабатываемые россыпи. При этом установлена высокая вероят-

ность протекания процессов не только механического накопления твердых фаз, обогащенных токсичными металлами, но также и высокая способность некоторых элементов к миграции в растворенных формах и к вторичному обогащению сорбционно-активных осадков.

Речная вода в период отбора проб характеризовалась минимальным количеством природной взвеси, что было обусловлено отсутствием атмосферных осадков. Ее прозрачность с увеличением дебита в течение дня заметно снижалась. Помимо речной воды

отбирались пробы очищенных и неочищенных сточных вод в эксплуатационных зонах.

Корреляционный анализ показал, что растворенные в воде микроэлементы отчетливо образуют три главные ассоциации: 1) K, Fe, Ti, V, Cr, Ba, количество которых прямо связано с мутностью воды; 2) As, Ni, Co, Sb, концентрации которых прямо зависят от минерализации вод; 3) Mn, Cu, Pb, Cd не связана с изменчивостью других показателей (см. рис. 3, В).

Для того чтобы проследить распределение элементов по профилю реки были рассчитаны коэффициенты их концентрирования (K_c) по отношению к фону (табл. 2). Анализ таблицы показывает, что элементы группы 1 образуют аномальные концентрации на всех участках повышения мутности вод. Дальнейшее их распространение зависит от качества очистки стоков от взвеси. На обоих участках элементы ассоциации 1 практически не проходят через очистные сооружения, но дополнительное их количество попадает в русло в результате повторного взмучивания. Элементы, входящие в группу 3, обнаруживают тенденцию к снижению концентраций в техногенных зонах. При этом в донных отложениях для некоторых из них (например, медь) установлено повышение содержаний относительно фона. Наиболее контрастная аномалия Mn, Cu, Pb и Cd установлена на выходе из поселка, где отмечены ураганные их количества. Однако уже через 10 км загрязнение воды этими элементами снижается до фонового уровня. Все это свидетельствует о выраженной способности реки к самоочищению от элементов ассоциации 3. Поэтому необходимо отметить, что подобное очищение вод не выводит элементы из экосистемы реки, поскольку донные отложения могут комплементарно ими обогащаться. Формирующиеся вторичные геохимические ореолы накопления химических элементов могут являться первоочередными объектами дальнейших исследований. Для ассоциации 2, в которую входят такие токсичные металлы как As, Sb, Ni и Co, отмечается противоположная тенденция. В частности, наибольшие концентрации Sb и Ni в воде установлены на участках выноса этих элементов из донных отложений. Перейдя в растворенную форму

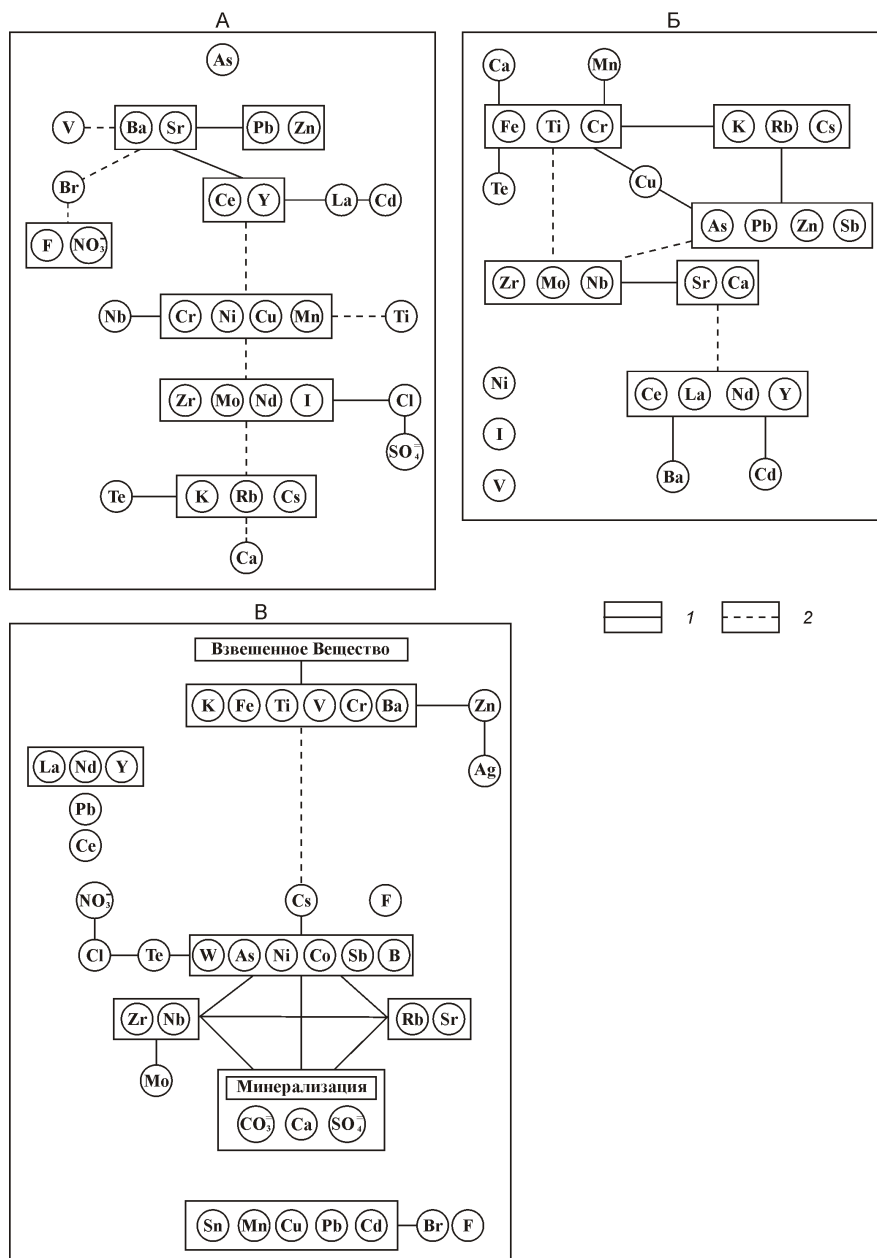


Рис. 3. Структура корреляционных связей между элементами в почвах (А), донных отложениях (Б) и водах р.Джалинда (В):

1 — положительная и 2 — отрицательная корреляции; между всеми элементами в прямоугольниках установлены сильные положительные связи

1. Изотопно-геохимические параметры вод, донных осадков, почв и водорослей полигона

Станции	Поверхностные воды		Донные осадки		Почвы		Водоросли	
	НСО ₃ , мг/л	¹³ С, ‰	СО ₃ ²⁻ , %	¹³ С, ‰	СО ₃ ²⁻ , %	¹³ С, ‰	С _{орг} , %	¹³ С, ‰
<i>Природный «фон»</i>								
201, 203, 300	19,0	17,5	0,44	27,2	0,18	25,2	—	—
<i>Верхний участок</i>								
212	30,0	21,0	0,73	24,7	0,35	28,1	—	—
128	10,0	17,6	0,022	21,6	0,16	25,5	—	—
200	18,0	17,5	0,049	26,2	—	—	—	—
102 102/1	37,0	17,5	0,14 0,11	17,7	0,22	28,1	36,8	39,2
103	61,0	13,1	0,4	21,8	—	—	—	—
104	50,0	15,3	0,3	23,9	0,18	31,4	27,3	30,0
105	34,5	13,4	0,75	21,0	0,47	27,4	—	—
106	39,0	15,4	0,17	15,7	0,18	27,3	34,5	30,6
107 107/1 107/2 107/3 107/4	53,0	15,5	0,2 0,21 0,29 0,17 0,87	19,5 18,9 21,0 21,5 10,3	0,33	30,1	—	—
<i>Средний участок</i>								
108 108/1 108/2	88,0	20,1	0,33	17,2	0,73 0,33 0,21	33,0 25,5 26,3	—	—
109 109/1 109/2	61,0	16,4	0,68	13,5	0,38 0,30 0,45	29,6 29,6 -13,7	22,9	40,8
110	67,0	16,4	1,45	19,1	0,15	30,2	29,8	39,3
202	82,0	20,8	0,41	17,1	—	—	—	—
112	49,0	16,1	0,32	16,1	0,40	17,1	—	—
<i>Нижний участок</i>								
113	23,0	14,9	—	—	0,065	27,4	27,2	31,0
114	41,0	14,8	0,49	18,5	—	—	—	—
115	21,0	17,0	0,20	29,3	0,019	30,2	22,7	43,6
116	26,0	15,9	—	—	1,72	16,4	—	—
117 117/1	28,0	16,3	0,062 0,14	22,6 -21,2	0,39	31,8	—	—
118 118/1	42,0	16,7	0,079 0,11	23,1 39,5	0,12	31,8	31,5	28,4
119	22,0	16,4	0,14	24,7	—	—	—	—
120 120/1	30,5	15,5	—	—	0,10 0,53	29,9 17,6	—	—
121	47,0	16,3	0,21	23,2	—	—	—	—
122	46,0	14,1	0,17	28,2	0,46	27,2	—	—
123	27,0	15,8	0,13	21,7	0,091	28,0	30,3	40,3
124 124/1	18,0	17,1	0,12 0,17	19,8 18,9	0,16	31,8	29,3	28,3
125 125/1	17,0	24,4	0,3	19,1	0,16 0,032	24,1 -26,7	—	—
204	19,0	15,9	0,16	25,0	0,16	22,0	—	—

в зоне разработок, они прослеживаются через все последующие зоны, распространяясь на расстояние до 20 км. Как уже было показано, рассматриваемые элементы формируют в донных отложениях протяженные вторичные геохимические аномалии. На входе Нижнего участка вода уже отличается относительно низкими концентрациями большинства элементов. Исключение составляет железо, содержания которого в почвах и воде увеличиваются, а также Ag и Zn, концентрации которых повышены только в воде. Воды техногенной зоны Нижнего участка обогащаются широким спектром элементов всех трех ассоциаций, а также ионами Cl, F, I, Br, нитратами и сульфатами, что коррелирует с особенностями почв данного участка. Сравнительный анализ распределения концентраций элементов на площади участка показывает, что сточные воды в результате нарушения системы очистки помимо взвешенного вещества загрязняются растворенными Fe, V, As, Co. Концентрации трех из них опасности пока не представляют, но содержания в сточной воде железа не соответствует санитарным нормам, в 2—3 раза превышая ПДК.

Основным параметром, характеризующим источник карбонат-иона, является изотопный состав его углерода. Результаты определений ^{13}C показаны в табл. 1. Карбонаты вод «фоновой» зоны наиболее обеднены тяжелым изотопом и характеризуются ^{13}C от 17,5... 23,2‰. По данному параметру к ним близки грунтовые (родниковые) воды. Полученные данные указывают на то, что значительный вклад в изотопный состав карбонатного углерода в верховьях реки вносит подземный сток.

В зоне эксплуатационных работ участка Верхний наблюдается устойчивое повышение ^{13}C карбонат-иона до 15,5... 13,4‰. Таким образом, по данному параметру участок реки, затронутый разработкой россыпей, отличается от природного фона. На выходе с участка изотопный состав углерода снова приобретает фоновый уровень ^{13}C 20,1‰. Далее на протяжении десятков километров карбонатное вещество в воде сохраняет постоянное значение ^{13}C 16,5 0,5‰. Близость этой величины к изотопному составу карбонатов почв и донных отложений представляется не случайной, так как она может указывать на единую природу карбонатного углерода во всех компонентах речной системы. В эксплуатационных зонах участка Нижний также отмечается закономерное повышение ^{13}C до 14,1‰. На удалении от очистных сооружений изотопный состав карбонатов вновь приближается к фоновому уровню.

Таким образом, как и при изучении донных отложений зоны разработок россыпных месторождений характеризуются однонаправленным изменением изотопного состава углерода, имеющим в подобном случае противоположный знак. Очевидно, что выявленная закономерность также должна быть связана с

протеканием единого процесса, но следует отметить некоторые особенности. Во-первых, между величиной ^{13}C и количеством растворенного карбоната не наблюдается отчетливая зависимость. Изотопные аномалии достаточно локальны и не прослеживаются на расстояние 1—2 км. Указанные признаки свидетельствуют о том, что в данном случае исследователи имеют дело с изотопно-обменной системой, а не с поступлением вещества из дополнительного источника. Во-вторых, как известно, растворенные формы углерода по сравнению с твердыми минеральными фазами обедняются тяжелым изотопом ^{13}C . Донные осадки и почвы на участке содержат значительно более изотопно-легкие карбонаты, чем вода, поэтому они не могут служить причиной установленного повышения ^{13}C . Более того, полученные данные являются еще одним подтверждением того, что карбонаты в осадках находятся в инертных труднорастворимых формах и не вступают в изотопный обмен с водной системой.

Маловероятно и то, что в россыпях присутствуют две формы карбонатов: нерастворимая изотопно-легкая и растворимая изотопно-тяжелая. Наиболее вероятный механизм, объясняющий указанные особенности распределения ^{13}C — интенсификация изотопного обмена с атмосферной углекислотой. Если она характеризуется величиной ^{13}C около 11‰, то равновесный с ней бикарбонат будет иметь ^{13}C около 4... 1‰ [2]. Следует также отметить и то обстоятельство, что максимальное увеличение ^{13}C установлено на Верхнем участке, где в период отбора проб велись эксплуатационные работы, в т.ч. гидроэрозия. На Нижнем участке увеличению интенсивности газообмена способствуют искусственные перекаты, мелководья и другие явления, степень изотопного смещения здесь существенно ниже.

Таким образом, изотопные данные — чувствительный индикатор, реагирующий на техногенное вмешательство в природное равновесие. Установленная зависимость степени обогащения вод тяжелым изотопом углерода от интенсивности эксплуатационных работ предоставляет возможность ее количественной оценки. Кроме того, низкая скорость изотопного обмена в воде обеспечивает устойчивость приобретенной изотопной «метки» на протяжении первых километров русла и позволяет идентифицировать техногенные стоки от других типов водных систем.

Водоросли. Для оценки суммарного показателя вариаций изотопного состава углерода была изучена изменчивость ^{13}C речной флоры (см. табл. 1). Водоросли развиваются на протяжении всего летнего периода, накапливая информацию о параметрах изотопного режима речных систем. Известно, что помимо ^{13}C исходного углерода, на изотопный состав организмов могут оказывать влияние факторы внешней среды, регулирующие степень изотопного фрак-

2. Коэффициенты концентрации элементов в водах полигона (в мкг/л)

Стан- ции	Группы												
	1				2					3			
	Fe	Ba	Cr	V	As	Sb	Ni	Co	Mo	Mn	Cu	Pb	Cd
	Фон												
	2,3	73,7	2,8	4,3	3,3	0,15	3,4	0,13	0,8	1,6	6,3	5,0	0,08
<i>Верхний участок</i>													
212	2,2	—	—	—	3,6	6,9	8,7	8,2	5,9	3,5	—	—	—
128	—	2,9	—	—	2,7	15,3	5,1	4,8	8,1	5,1	—	—	—
200	—	4,9	—	—	3,3	10,4	3,8	4,2	8,1	21,1	—	—	—
102	9,3	—	2,1	—	4,3	3,6	—	9,2	2,2	30,7	—	—	4,0
103	27,1	—	—	—	10,2	4,7	—	24,6	—	7,4	—	—	—
104	4,0	—	—	—	6,2	7,3	—	16,9	3,8	7,4	—	2,2	6,3
105	225,3	2,3	1,5	4,4	17,8	40,7	2,5	32,3	8,5	1,5	2,2	—	3,3
106	9,3	—	—	—	9,8	10,5	—	10,8	2,8	4?6	—	—	1?5
107	28,9	—	1,6	2,0	7,4	11,3	—	35,4	5,2	12,3	—	2,0	—
<i>Средний участок</i>													
108	5,3	—	—	—	9,8	16,4	—	29,2	8,9	30,7	—	—	6,3
109	28,9	—	—	—	8,0	11,1	—	19,2	3,5	12,3	1,5	—	3,5
110	30,2	—	1,5	—	9,2	8,3	—	31,5	3,9	858,9	81,0	2,0	29,6
202	5,0	13,4	—	—	—	6,3	5,6	4,5	1,8	9,8	3,9	—	—
112	2,9	—	—	—	8,0	14,7	—	26,9	2,5	—	2,4	—	3,2
<i>Нижний участок</i>													
113	12,0	—	—	1,7	2,6	3,3	—	6,8	—	11,7	—	1,7	—
114	8,9	—	—	—	6,2	9,2	—	15,4	—	1,5	1,5	—	—
115	11,1	—	1,5	—	3,7	3,7	—	14,6	—	15,3	—	1,5	—
116	18,7	—	—	—	6,2	6,7	—	3,8	—	54,0	1,7	—	4,8
117	23,1	—	—	—	6,8	5,0	—	9,2	—	8,6	—	—	—
118	24,9	—	—	2,0	8,0	4,1	—	5,8	—	8,6	1,6	—	—
119	12,9	—	—	—	4,3	4,8	—	7,7	—	73,6	2,4	1,5	4,1
120	78,2	8,3	4,3	25,4	8,0	3,8	—	23,1	1,9	38,0	—	—	—
121	73,8	—	1,6	2,3	3,7	3,1	2,1	29,2	—	23,3	—	1,6	—
122	36,9	—	—	—	4,3	4,3	—	6,8	—	6,1	3,3	—	—
123	52,4	—	1,6	2,8	5,8	4,5	1,6	16,9	—	38,0	2,9	2,0	—
124	32,4	—	—	—	4,9	4,7	—	6,8	—	15,3	—	—	1,5
125	106,7	—	2,2	4,4	3,1	4,5	2,6	9,6	—	7,7	1,6	—	—
204	2,2	12,9	—	—	—	4,7	3,8	2,9	—	—	—	—	—

ционирования [3]. К основному фактору относится концентрация в воде углекислоты — чем ее больше, тем в большей степени водоросли обогащаются «легким» изотопом углерода относительно бикарбоната воды. Максимальная степень фракционирования, установленная экспериментально, достигает 20‰ при избыточных концентрациях CO₂. При недостатке углекислоты обогащенность водорослей изотопом ¹²C резко снижается и составляет 9—6 ‰ по сравнению с бикарбонатом. Прочие условия оказывают на изотопный состав организмов косвенное влияние. В общем случае биосинтез, протекающий в неблагоприятных условиях, с затрудненным обменом веществ, должен характеризоваться меньшей величиной изотопического смещения между исходным углеродом и углеродом органического вещества. В условиях небольшой реки внешние условия с большой долей вероятности могут быть постоянными. Поэтому вариации ¹³C водорослей в первую очередь будут связывать с изменчивостью изотопного состава растворенного в воде карбонатного вещества и отражать его усредненные параметры.

Проведенный анализ изотопного состава углерода водорослей показал, что водоросли разделяются на две группы. Первая характеризуется ¹³C_{орг} около 40‰ и представлена сообществами, произрастающими вне зоны техногенного влияния. Коэффициент разделения между биомассой и карбонатом воды составляет здесь около 20‰ и приближается к максимальным значениям. Вторая группа обогащена тяжелым изотопом в среднем на 10‰. Эти водоросли были отобраны непосредственно на участках производства добычных работ. Если коэффициент биологического фракционирования является постоянной величиной, то причиной выявленной закономерности должно служить соответствующее обогащение вод изотопом ¹³C. Однако если на Верхнем участке разница между крайними величинами ¹³C растворенных карбонатов достигает 10‰, то на Нижнем она не превышает 2‰. Поэтому установленное увеличение ¹³C_{орг} водорослей может быть связано с двумя факторами. Во-первых, средний уровень изотопного смещения ¹³C вод в техногенных зонах может значительно превышать установленный в период отбора проб. В этом аспекте следует обратить внимание на изотопный состав углерода водорослей в зоне ниже эксплуатационных работ Нижнего участка. Воды здесь характеризуются фоновым уровнем ¹³C, но водоросли значимо обогащены тяжелым изотопом. Данный факт можно интерпретировать как следствие периодического поступления в эту зону изотопно-тяжелого углерода карбонатов из техногенных участков. Во-вторых, если биологический изотопный эффект не является посто-

янной величиной, то понижение степени обогащения водорослей изотопом ¹²C в техногенных зонах может быть связано с угнетенными условиями их роста в условиях замутненной и минерализованной среды. Таким образом, отмеченное относительное повышение ¹³C_{орг} водорослей в зоне ниже проведения эксплуатационных работ может быть и следствием плохой очистки сточных вод. В целом же, независимо от степени влияния указанных факторов, выявленные биозотопные аномалии, подтверждают вывод о закономерном изотопном утяжелении углерода на участках разработок россыпей.

В заключение следует отметить, что полученные результаты показали информативность изотопных показателей, которые могут с высокой степенью надежности идентифицировать в современных аллювиальных отложениях вещества, извлеченные из промышленных пластов в результате разработки россыпных месторождений. Проведенные исследования ставят перед геоэкологией ряд новых задач, требующих своего решения. Среди первоочередных необходимо отметить экспериментальные и теоретические исследования процессов сорбции-десорбции в динамичной системе река—взвесь—осадок, прослеживание и оконтуривание ореолов вторичного концентрирования химических элементов с учетом их дифференциальной подвижности, изучение распределения элементов и изотопов в живых организмах, выявление пространственно-временных распределений изотопно-геохимических параметров в микро- и макромасштабах. Очевидно, что для решения указанных задач требуется более детальное исследование, охватывающее при этом значительную территорию, прилегающую к россыпным месторождениям. Для изучения динамики развития геоэкологической ситуации в зонах техногенного воздействия необходимы мониторинговые работы с использованием более густой сети станций. Несомненно, что дальнейшие исследования приведут также к расширению спектра задач, решаемых комплексом изотопно-геохимических методов при оценке состояния речных экосистем.

Автор выражает благодарность С.Г.Кряжеву, Н.П.Гангнус, В.Н.Новикову за помощь и советы в постановке исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. —М.: Недра, 1968.
2. Галимов Э.М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. —М.: Недра, 1973.
3. Галимов Э.М. Природа биологического фракционирования изотопов. —М.: Наука, 1981.

Геологическое строение и развитие центральной части Тихого океана

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

Центральная часть Тихого океана по морфологии и геологическому строению очень сходна с Северо-Западной. Фундаментом ее также служит юрский габбро-долерит-базальтовый комплекс, сформированный в мелко-водных и субаэральных условиях в результате первой фазы вулканизма, имевшей площадной характер. Вторая фаза вулканизма проявилась в мелу в виде центрально-трещинных излияний. В результате ее были образованы вулканические гряды и отдельные подводные горы. Эволюция магматизма происходила от толеитовых базальтов до трахитов.

Ключевые слова: Тихий океан, центральная часть, геология, палеогеография, глубоководное бурение.

Васильев Борис Иванович, boris@poi.dvo.ru

Советникова Людмила Николаевна

Geological structure and development of the Central Pacific

B.I.VASILIEV, L.N.SOVETNIKOVA

The Central part of the Pacific Ocean is very similar to the North-Western one in its morphology and geological structure. Its basement is also the Jurassic gabbro-dolerite-basalt complex generated in shallow water and subaerial conditions as a result of the first phase of volcanism, having an areal character. The second phase of volcanism occurred in Cretaceous in the form of midmost-fracture outpourings. As a result, volcanic ridges and individual underwater mounts were generated. Evolution of magmatism was going on from tholeiitic basalts to trachytes.

Key words: Pacific ocean, Central part, geology, palaeogeography, deepsea drilling.

Центральная часть Тихого океана занята одноименной котловиной и обрамляющими ее горными сооружениями. Эта сравнительно небольшая, но сложно построенная котловина является связующим звеном между морфоструктурами западной, восточной и южной частей Тихого океана. Она расположена между Срединно-Тихоокеанским поднятием на севере, островной грядой Лайн на востоке, островами Маршалловыми, Гилберта и Тувалу на западе и Токелау и Общества на юге (180 с.ш.—180 ю.ш; 169 в.д.—153 з.д.). Длина котловины около 5000 км, ширина 2000—2500 км (по изобате 5000 м), средняя глубина 5500 м. Основные морфоструктурные элементы Центральной котловины — сравнительно небольшие впадины Магеллана, Северная Пальмира, Кемпбелл, Гарднера, Северная Токелау, Пенрин и Самоанская, плато Манихики, подводная возвышенность Магеллана и вал Хауленд. В южной части котловины расположена протяженная горная гряда, образованная островами Токелау, Феникс и Хауленд, параллельная обрамляющим котловину основным цепям Лайн—Ратак—Гилберта—Тувалу. Поперечными к ним являются вал Хауленд и зона разломов Нова-Кантон, секущая котловину в ее южной части.

Впадины. *Впадина Магеллана*, расположенная в северной части котловины, вытянута в северо-восточном направлении на 2500 км при ширине от 400 км на

северо-востоке до 1400 км на юго-западе (по изобате 5500 м). Дно ее представляет собой холмистую равнину, полого погружающуюся с севера на юг, с многочисленными подводными горами и горными массивами, особенно широко развитыми в северной части впадины. В южной части впадина рассечена системой узких желобов субширотного и северо-западного простираний, из которых наиболее отчетливо выражен желоб Магеллана. Длина его 350 км, ширина 20—30 км, глубина до 6500 м. Он окаймлен островными хребтами высотой до 1500 м, создающими перепад глубин до 2500 м. Узкий желоб и сопряженный с ним хребет субмеридионального простирания, расположенные в юго-западной части впадины, отделяют ее от поднятия Маршалловых островов. Мощность земной коры 6,3—9,3 км.

В северо-западной части впадины пробурены скважины 168, 169 и 170. В скв.169, расположенной вблизи Маршалловых островов, вскрыты трещиноватые пиллоу-базальты (238—230 м), которые относятся по составу к нормальным толеитам, сходным с базальтами MOR. Пузырчатые текстуры указывают на глубину их излияний не более 400 м [10]. Базальты рассечены многочисленными кальцитовыми жилами, указывающими на гидротермальную деятельность после излияния лав.

Выше залегают альб-туронские аргиллиты, кремни, мел и алевролиты (225—192 м), над которыми вскрыт силл щелочного долерита мощностью 20 м с абсолютным возрастом 58–2 млн лет, сходного по составу с базальтами океанических островов. Выше вскрыты верхнемеловые аргиллиты и кампан-позднемаастрихтские глины и кремни (172—95 м). Верхняя часть разреза, пробуренная скв.168, представлена эоценовыми радиоляриевыми и цеолитовыми глинами и кремнями (75—29 м).

В скв.170, пробуренной в 600 км восток-северо-восточнее, на глубине 5800 м в основании разреза вскрыты толеитовые базальты (196—192 м), перекрытые альб-среднекампанскими алевролитами с прослоями витрокластических туфов, известняков, аргиллитов и мела. В этих породах встречаются обломки кремней и пузырчатых щелочных базальтов, по-видимому, сносившихся с существовавших в то время в этом районе вулканических островов или Срединно-Тихоокеанского поднятия. Выше залегают кампан-маастрихтские мел и известняки с прослоями глин и алевролитов (129—15 м), олигоценые радиоляриевые и цеолитовые глины (15—1 м). Таким образом, кайнозойские отложения здесь практически отсутствуют.

В юго-западной части впадины, в желобе у северо-западной оконечности вала Хауленд скв.65 вскрыты в нижней части эоцен-олигоценые турбидиты с прослоями кремней и радиоляриевых илов (60 м), выше прослеживается непрерывный разрез от олигоцена до голоцена включительно, представленный радиоляриевыми илами (127 м).

В турбидитах нижней части разреза присутствуют переотложенные меловые и эоценовые радиолярии и фораминиферы, обломки вулканогенных пород и аргиллитов. Это свидетельствует о размыве находившихся поблизости гор, сложенных меловыми и палеогеновыми породами. В 1970 г. в 48-м рейсе научно-исследовательского судна «Витязь» в северной части Центральной котловины (примерные координаты 12 10 с.ш. и 179 47 в.д., глубина 6450 м) были подняты железомарганцевые конкреции. В ядре одной из них был обнаружен обломок микроклинового гранита, который «может представлять дезинтегрированный материал более крупных блоков пород аналогичного или сходного состава» [4].

Впадина Северная Пальмира, расположенная к востоку от впадины Магеллана, отделена от нее узким подводным валом северо-западного простирания, являющимся ответвлением островной системы Лайн. Ширина вала до 120 км, относительные превышения 200—250 км, поверхность его грядово-холмистая. Таким же рельефом характеризуется и большая часть впадины, особенно в ее северной части. Осадочные отложения на восточном склоне впадины изучены в скв.165, характеристика которых дана при описании островной системы Лайн.

Впадина Кембелл (Западная Пальмира) находится к юго-западу от впадины Северная Пальмира и отделена от нее подводным ответвлением островной системы Лайн. Дно впадины расчленено довольно слабо, особенно в ее северной части. Однако здесь имеются два узких желоба глубиной 6000 м, разделенных невысокими хребтами. В южной части впадины имеются поднятия и понижения шириной 50—100 км с относительными превышениями 100—300 м.

В юго-восточной части впадины скв.66 (глубина 5300 м) вскрыты выветрелые пузырчатые толеитовые базальты, перекрытые верхнемеловыми (докампанскими) глинами с прослоями вулканомиктовых псаммитов и псефитов в основании пачки (20 м). Выше с размывом залегают олигоценые радиоляриевые глины с прослоями кремней (16 м), перекрытые неоген-плейстоценовыми радиоляриевыми глинами и илами (150 м). Скорость осадконакопления составляла в позднем мелу всего 0,5 мм/1000 лет, в неогене — до 5 мм/1000 лет.

Впадина Нова находится к югу от центральной и восточной частей вала Хауленд. С юга она ограничена зоной разломов Нова-Кантон. Дно впадины довольно сильно расчленено. Здесь выделяются отдельные поднятия и горы высотой до 2—3 км, обычно ориентированные в субширотном и северо-восточном направлениях.

Впадина Гарднера находится в юго-западной части котловины. В ее пределах выделяется несколько желобов и пологих прогибов общего северо-восточного простирания с глубинами 6000 м. Восточная ее часть пересечена горной грядой Хауленд-Суэйнс, протягивающейся в север-северо-западном направлении на 1500 м при ширине 75—450 км (в средней части). В пределах этой гряды насчитывается 35 гор, в т.ч. 8 островов и 3 рифа. Высота гор достигает 5500 м.

Впадина Северная Такелау, расположенная восточнее, сходна по морфологии дна с впадиной Гарднера. Длина впадины 900 км, ширина до 150 км, глубина до 6000 м. Над дном впадины поднимаются несколько подводных гор, свидетельствующих о его расчлененном характере.

Впадина Пенрин расположена между возвышенностью Манихики и островной системой Лайн. Средняя глубина впадины 5300—5500 м, местами до 6600 м. Дно впадины представляет собой абиссальную равнину с отдельными коническими горами-вулканами, две из которых возвышаются над уровнем моря (о. Старбак и атолл Пенрин). В южной части впадины имеется несколько пологих поднятий и прогибов северо-восточного простирания с относительными превышениями 100—300 м.

Самоанская впадина расположена в самой южной части Центральной котловины, к югу от возвышенности Манихики. Иногда ее рассматривают как северное звено Южной котловины [3]. Впадина вытянута в субмеридиональном направлении на 1500 км при ширине около

1000 км (по изобате 5000 м). Дно впадины холмистое, с одиночными коническими горами, одна из которых (риф Беверидж) поднимается над уровнем моря. Данные о геологическом строении впадины отсутствуют.

Возвышенности. *Вал Хауленд* протягивается в восток-северо-восточном направлении от островов Гилберта до среднего звена островной системы Лайн на 2500 км, разделяя Центральную котловину на две почти равные части. Ширина вала увеличивается от 200—400 км на востоке до 500—800 км на западе (по изобате 5500 м), средняя глубина поверхности 4500 м. Над ним возвышаются отдельные горы, две из которых достигают поверхности океана — атоллы Хауленд и Бейкер. В средней части к северу от вала Хауленд ответвляется широкий пологий выступ, на продолжении которого находится возвышенность Магеллана. К востоку от вала расположен сопряженный с ним желоб глубиной 6000 м.

Базальтовый (толеитовый) фундамент вскрыт в средней части вала Хауленд скв.166 (глубина воды 4962 м). Он перекрыт нижнемеловыми (готерив—апт) известковистыми и окремненными аргиллитами с прослоями туфов (28 м), на которых залегают аптские аргиллиты (10 м), альбские туфопесчаники, алевролиты и аргиллиты (50 м) и сеноманские цеолитовые глины с прослоями кремней и мела (несколько десятков метров). Выше с размывом залегают эоценовые (52 м), олигоценовые (56 м), миоценовые (95 м) и плиоцен-плейстоценовые радиоляриевые глины и илы, в нижней части разреза с прослоями кремней (5 м). В желобе у северо-западного окончания вала скв.65, пробуренной на глубине 6130 м, вскрыта пачка среднеэоценовых турбидитов с тонкими прослоями кремней и радиоляриевых илов (60 м). Выше наблюдаются олигоцен-голоценовые радиоляриевые илы (127 м).

Возвышенность Магеллана расположена в южной части одноименной впадины, вытянута в северо-восточном направлении на 380 км при ширине 200 км (по изобате 5000 м). Ее относительное превышение около 3000 м, минимальная глубина 3200 м. Слабо расчлененная поверхность возвышенности полого наклонена на северо-восток (3—51°) и еще более полого в поперечном направлении.

Фундамент возвышенности, вскрытый скв.167 (глубина воды 3176 м), представлен выветрелыми пористыми толеитовыми базальтами (1185—1170 м), сходными по составу с базальтами скв.169 [10]. Базальты перекрыты мощной осадочной толщей, которая начинается пачкой (10 м) верхнетитонских—нижнеберриасовых известняков с кремнями, пирокластическим материалом и обломками базальтов, свидетельствующими о размыве фундамента во время отложения известняков. Выше залегают нижнемеловые (неоком—альб) известняки с многочисленными прослоями кремней и более редкими прослоями глин, туффитов и алевроитовых туфов (310 м). Еще выше с постепенным переходом прослеживаются верхнемеловые известняки и мел с прослоями

кремней (185 м). Кайнозойские отложения представлены палеогеновыми нано- и нанофораминиферовыми известняками и мелом с кремнями (416 м) и неоген-плейстоценовыми нанофораминиферовыми илами (260 м). Из разреза выпадают верхний палеоцен, нижний и часть среднего эоцена. Скорость осадконакопления составляла (в мм/1000 лет): нижняя и средняя часть мелового периода 4—10, поздний мел — 20, палеоген — 4, конец олигоцена — 25.

Текстура базальтов указывает на незначительную глубину их излияния. Это подтверждается присутствием в титон-берриасовых отложениях обломков подстилающих базальтов, бентосных фораминифер и обломков раковин аммоноидей. Таким образом, возвышенность Магеллана уже существовала в поздней юре как вулканический остров. В титоне—барриасе вслед за прекращением вулканической деятельности началось опускание и превращение его в атолл. Литеральные глубины существовали здесь до конца сеномана или конца турона. Затем произошло опускание на глубину порядка 2500 м, фиксирующееся сменой известняков мелом.

Возвышенность Манихики расположена в южной части Центральной котловины, имеет длину 1050 и ширину 720 км (по изобате 5000 м). Она состоит из четырех массивов (плато) — Высокого, Северного и двух Западных, разделенных прогибами глубиной 300—400 м относительно ложа. Возвышенность Манихики характеризуется повышенной мощностью коры 22,5—3,5 км [9] и осадочных отложений (1 км), что сближает ее с подводными возвышенностями Шатского и Хесса.

Скважиной 317, пробуренной на глубине 2600 м, вскрыты пузырьчатые толеитовые базальты (945—910 м), сходные с базальтами плато Онтонг-Джава (скв.289). Среди базальтов встречаются прослой туффитов. Абсолютный возраст базальтов от 97,2 до 114 7,5 млн.лет. По заключению Э.Джексона и С.Шлангера, эти базальты изливались на глубинах 400 м, а частично и в субазальных условиях [11]. Выше залегают немые вулканомиктовые песчаники с прослоями сапропелевых песчаников, алевролитов, аргиллитов, реже глин, перекрытые баррем-аптскими микритовыми известняками и вулканокластическими песчаниками (910—647 м). Разрез наращивается апт-маастрихтскими микритовыми известняками, в т.ч. фукоидными с мелководной фауной и мелом с прослоями аргиллитов (647—537 м); маастрихт-миоценовым нановым мелом (537—303,5 м) и миоцен-четвертичными органогенно-карбонатными илами и мелом (303,5—0 м).

Нижнемеловые вулканокластические образования с сапропелем отлагались на шельфовых глубинах (не более 200 м) в пределах вулканического архипелага с многочисленными островами и атоллами, поставлявшими обломочный материал. Позднемеловые отложения формировались, по-видимому, в условиях уме-

ренно глубокого моря, а кайнозойские — на глубинах, близких к современным. Таким образом, возвышенность Манихики существовала уже в раннем мелу и с тех пор вершина ее погрузилась на 3000—3500 м. Наиболее интенсивные опускания произошли в конце мела—начале палеогена.

В основании северного склона возвышенности драгированы неогеновые радиоляриевые илы, в нижней части западного склона — палеогеновые глины, а в центральной части возвышенности — палеогеновые карбонатные илы [8].

Зона разломов Нова-Кантон протягивается в восток-северо-восточном направлении (70°) через всю Центральную котловину от северной оконечности островной гряды Тувалу до среднего звена островной системы Лайн на 2400 км.

В средней наиболее изученной части эта зона представлена узким желобом глубиной свыше 8000 м и шириной 10—20 км. В восточной части желоб с обеих сторон окаймлен хребтами, в западной — только с одной. Перепад глубин достигает 5 км. Крутизна склонов желоба 15—20°, а местами и больше. К северу от желоба расположены параллельно ему несколько горстов и грабенов, а южнее находится пологое поднятие, отделенное от желоба узким грабеном.

По данным НСП, днище желоба заполнено осадочными отложениями мощностью до 300 м. В результате драгирований, проведенных научно-исследовательскими судами «Махи» и «Арго» на глубине 7100—7200 м, были подняты обломки субщелочных толеитовых базальтов, гиалокластитов с абсолютным возрастом 70 млн. лет, крупнозернистых диабазов и пегматоидных кумулятивных габбро [14].

Островная система Лайн протягивается в северо-западном направлении от северной части Полинезийского свода до хр. Неккер почти на 4000 км. Состоит из 3 звеньев.

Северо-западное звено образовано коническими горами, вытянутыми в виде линейных гряд, разделенных глубокими прогибами (до 5300 м). Ширина гор в их основании 10—35 км, а ширина всей системы Лайн местами достигает 350 км. Одна из гор в северной части звена образует атолл Джонсон.

Среднее звено (между 0 и 8 с.ш.) представляет собой очень пологое поднятие шириной до 1000 км (по изобате 5000 м), в осевой части которого расположен вулканический хребет шириной до 200 км (по изобате 4000 м). Он состоит из отдельных гор и горных массивов, часть которых образует рифы и атоллы: Кингмен, Пальмира, Вашингтон, Фаннинг и Рождества размером 2—20 км и высотой до 18 м над уровнем моря. Поднятие с обеих сторон окаймлено прогибами, заполненными осадочными отложениями мощностью до 1200 м.

Юго-восточное звено состоит из отдельных гор, четыре из которых образуют мелкие острова: Молден, Восток, Каролайн и Флинт.

Горы островной системы Лайн сложены в основном верхнемеловыми и палеогеновыми эффузивами, которые установлены драгированием и бурением. По составу они относятся преимущественно к щелочным дифференцированным субсериям, включая кварцевые трахиты и фонолиты. С четырех гор драгированы калиевые нефелиниты, сходные с калиевыми мафическими породами Восточно-Африканских рифтов. Такие же нефелиниты драгированы на горах Уэйк, находящихся на продолжении хребта запад-северо-западного простирания, пересекающего островную систему Лайн примерно на 10 с.ш. При одном драгировании в северо-западной части системы подняты толеитовые и щелочные базальты, а эффузивы, вскрытые скважинами 165 и 315, относятся, соответственно, к субщелочной дифференцированной базальт-трахитовой субсерии и группе титанистых толеитов островов и гайотов. Таким образом, наблюдается эволюция магматизма от толеитовых магм, изливавшихся в подводных условиях и образовавших цоколь поднятия Лайн до субщелочных и щелочных дифференцированных пород, включая калиевые нефелиниты. По-видимому, это связано с углублением очагов магматизма.

Разрезы осадочных отложений, залегающих на вулканогенной толще в прогибах, окаймляющих среднее звено островной системы Лайн, существенно различны. В северо-западной части звена на его подводном цоколе скв. 314 вскрыты эоценовые порцелланиты (45—35,5 м). В интервале 35,5—7,5 м отбор керна не производился, а верхние 2,5 м сложены цеолитовыми глинами с переотложенной меловой, палеогеновой и миоценовой микрофауной [12].

Юго-восточнее на абиссальной равнине к западу от гряды скв. 165 вскрыты пузырчатые щелочные оливковые базальты (490—480 м), перекрытые кампанскими вулканомиктовыми алевролитами с покровом пузырчатых толеитовых базальтов мощностью около 8 м (480—446 м). Выше залегают кампан-маастрихтские вулканокластические брекчии, конгломераты, песчаники и алевролиты, в верхней части пачки с прослоями известняков (446—256 м). В этой пачке присутствуют переотложенные мелководные бентосные фораминиферы и обломки раковин моллюсков, перекрытые эоценовыми мергелями и карбонатными илами (256—142 м), олигоценовыми нано- и нанорадиоляриевыми илами с переотложенной мелководной фауной рифовых фаций (142—5 м), миоценовыми (5,0—1,5 м) и четвертичными (1,5—0 м)

В районе среднего звена пробурено две скважины 315 и 316. Восток-северо-восточнее атоллы Фаннинг скв. 315 в основании разреза вскрыты выветрелые субщелочные базальты с абсолютным возрастом от 62,2–3,3 до 91–2,7 млн. лет [13]. Вскрытая мощность базальтов 40 м. Они перекрыты кампанскими ожелезненными пестроцветными косослоистыми вулканомиктовыми песчаниками от тонко- до грубозернистых, аржиллитами и алевролитами с прослоями из-

вестняков (мощность 85 м). В верхней части этой пачки присутствуют обломки раковин крупных фораминифер, водорослей, мшанок, что свидетельствует о размыве рифовых известняков. Выше с размывом залегают отложения от нижнего маастрихта до среднего олигоцена (верхний маастрихт и нижний палеоцен, по-видимому, выпадают), представленные известняками, в т.ч. фукоидными, вулканомиктовыми аргиллитами и кремнями (мощность 134 м). Еще выше расположена мощная (654 м) толща среднеолигоценых—плиоценовых пестроцветных нанорадиоляриевых и нанофораминиферовых илов (вверху) и мела с прослоями фукоидных известняков и фораминиферовых песков с переотложенной меловой палеогеновой фауной (внизу). Верхние 56 м разреза представлены плейстоценовыми карбонатными илами.

Сходный разрез вскрыт скв.316 в 215 км к югу от острова Рождества, однако до базальтов она недобурена (по данным непрерывного сейсмического профилирования примерно на 70—150 м). Нижняя часть разреза (257 м) представлена здесь кампан-маастрихтскими туфопесчаниками и брекчиями с прослоями нанофораминиферовых известняков. Выше залегают палеогеновые наноилы и нанорадиоляриевый мел с кремнями (190 м) и неоген-плейстоценовые нанофораминиферовые и нанорадиоляриевые илы (390 м). Суммарная мощность вскрытой части разреза 837 м, а общая мощность осадочной толщи около 1000 м [12].

Таким образом, имеющиеся данные свидетельствуют о том, что островная гряда Лайн представляет собой цепь вулканов, сформировавшихся в позднем мелу на более раннем (юра—ранний мел) платобазальтовом основании, которое вскрыто скважинами в смежных котловинах и, по-видимому, является общим для всего Тихого океана. Линейное расположение вулканов контролирует зону разлома север-северо-западного простирания, являющегося составной частью системы океанских разломов. Характер магматизма свидетельствует о глубинности этой зоны, дренировавшей субщелочные и щелочные магмы, очаги которых обычно расположены на глубине 40—60 км. Еще более глубинными были секущие разломы субширотного (запад-северо-западного) простирания, с которыми связаны калиевые нефелиниты. Коническая форма вулканов, характер вулканитов и наличие меловых рифогенных известняков свидетельствуют о том, что вулканы формировались в субаэральных условиях. Рост вулканических сооружений происходил на фоне общего опускания региона. Обломочный материал, сносившийся с островной гряды, накапливался у ее основания (вулканомиктовые турбидиты в скважинах 165, 315 и 316), заполняя компенсационные прогибы, образовавшиеся в связи с гравитационным опусканием островной гряды. В палеоцене, по всей вероятности, произошло поднятие региона, вызвавшее перерыв в осадконакоплении на значительной площади Тихого океана. Новое опускание приве-

ло к накоплению в основании гряды кайнозойских органогенных карбонатных и кремнисто-карбонатных отложений мощностью до 750 м. Это опускание было дифференцированным: островная гряда опускалась медленнее и в течение всего кайнозоя служила барьером между Центральной и Северо-Восточной котловинами, что подтверждается различным строением осадочной толщи по обе стороны гряды (перерывы, выклинивания, размывы и другие явления, установленные сейсмопрофилированием).

Следует подчеркнуть, что никакой миграции вулканизма во времени вдоль островной гряды Лайн не наблюдается, что опровергает гипотезу «горячей точки».

На основании материалов статьи можно сделать следующие выводы:

1. Приведенные данные показывают, что Центральная часть Тихого океана имеет много общего с Северо-Западной: характер рельефа, наличие крупных подводных возвышенностей и фундамент, представленный габбро-долерит-базальтовым комплексом.

Породы этого комплекса драгированы в желобе Нова-Кантон (диабазы, пегматоидные кумулятивные габброиды и толеитовые базальты) и вскрыты скважинами 165, 167, 317 (измененные базальты и брекчии, иногда с прослоями туффигов). Верхний возрастной предел этого комплекса определяется несогласным залеганием на них нижнемеловых, а возможно, и верхнеюрских (скв.167 на возвышенности Магеллана) отложений. В действительности этот комплекс древнее, поскольку между окончанием излияния базальтов и началом формирования осадочной толщи имел место перерыв, в течение которого породы рассматриваемого комплекса подвергались значительной денатурации. Таким образом, наиболее вероятное время формирования габбро-долерит-базальтового комплекса в Центральной части Тихого океана как и в Северо-Западной — юра [1].

Такому выводу не противоречат и данные бурения скважин 169 и 170, где базальты перекрыты верхнемеловыми отложениями. Дело в том, что эти базальты отличаются по составу от базальтов скважин 166 и 167 повышенной щелочностью и, скорее всего, относятся уже к следующей фазе вулканизма, проявившейся в позднем мелу. По-видимому, скважины 169 и 170 недобурены до второго слоя габбро-долерит-базальтового комплекса, который здесь должен быть значительно древнее [4, 14].

2. Магматизм первой фазы (юра) имел площадной характер, причем вулканизм происходил в относительно мелководных, а временами — в субаэральных условиях, о чем свидетельствуют пузырчатые текстуры и характер вторичных изменений базальтов.

Магматические породы первой фазы сходны по составу с толеитами MOR, но несколько отличаются от них повышенным содержанием щелочей и отсутствием кварцнормативных разностей. Некоторые исследователи считают, что базальты, вскрытые скважинами

на возвышенности Манихики (скв.317) и плато Онтонг-Джава (скв.289), аналогичны по составу континентальным траппам [7].

В конце юры—начале мела (титон—берриас) в центральной части Центральной котловины началось опускание и формирование осадочной толщи, представленной в нижней части мелководными отложениями, содержащими обломки подстилающих пород и раковин моллюсков (скв.317). Дальнейшее опускание привело к формированию относительно глубоководных отложений (ниже уровня карбонатной компенсации).

3. В конце раннего мела (альб) началась вторая фаза вулканизма, которая наиболее интенсивно проявилась в позднем мелу (сантон). Вулканизм этой фазы был приурочен в основном к линейным зонам разломов и носил центрально-трещинный характер. В это время были сформированы в основном вулканические гряды обрамления котловины и ее средней части, а также отдельные подводные горы и внутриформационные лавовые и пирокластические горизонты и силлы в верхнемеловой осадочной толще центральной части котловины (скважины 169 и 170). Эволюция магматизма второй фазы проходила от толеитов океанических островов до щелочных пород, вплоть до трахитов. Особый интерес представляют калиевые базальты и нефелиниты островной системы Лайн, аналогичные породам Восточно-Африканских рифтов. Можно полагать, что и в рассматриваемом регионе они имеют такую же рифтовую породу и такой же по составу субстрат. Этот вывод подтверждает представления ряда исследователей о том, что мантия на глубине 60-100 км под океанами и под континентами имеет одинаковый состав, а различия между ними реализуются только в самой верхней части литосферы.

4. Вулканический рельеф, сформировавшийся в позднем мелу, сохранился в общих чертах до настоящего времени. Существование высоких горных цепей, горных массивов и отдельных вулканических гор обусловило пестроту и контрастность палеофациальных обстановок на протяжении всего последующего геологического развития региона. Во впадинах отлагались сравнительно глубоководные осадки, в предгорьях — мелководные, с многочисленными перерывами. Региональный перерыв, как и в других регионах Тихого океана, приходится на палеоцен, что, очевидно, является проявлением какого-то глобального события. Последовавшее затем региональное опускание имело дифференцированный характер: быстрее опускались участки современных впадин, тогда как опускание положительных форм рельефа происходило медленнее, что, по-видимому, объясняется неоднородностями земной коры: под впадинами она тяжелее, чем под возвышенностями, за счет большего насыще-

ния мафическим и ультрамафическим материалами [5].

5. Весьма характерна система линейных структур Центральной котловины и ее обрамления, ориентированных в северо-западном (320°), меридиональном (355—0°), восток-северо-восточном (70°) и перпендикулярных к ним направлениях. Эта система является частью системы разломов, общей для большей части Тихого океана, образовавшейся в результате неоднократной разрядки единого глобального поля напряжений [6].

Разломы зоны Нова-Кантон, выраженные в рельефе в виде линейной системы желобов и хребтов, образовались в позднем кайнозое вследствие активизации вертикальных движений по разломам более раннего заложения.

6. Характерная особенность Центральной котловины, судя по приведенным выше разрезам буровых скважин — отсутствие отложений палеоцена, ничтожная мощность эоцена и олигоцена (15—60 м), а на значительной площади котловины почти полное отсутствие кайнозойских отложений [2]. Этот феномен пока не имеет удовлетворительного объяснения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Васильев Б.И.* Основы региональной геологии Тихого океана. Части I и II. — Владивосток: Дальнаука, 1992.
2. *Геологическая карта Мира.* Масштаб 1:15 000 000 / Под ред. Б.А.Яцкевича. — С-Пб, 2000.
3. *Головинский В.И.* Тектоника Тихого океана. — М.: Недра, 1985.
4. *Прокопцев Н.Г.* Гранит со дна Центральной котловины Тихого океана // Гидрогеологические и геологические исследования Средиземного и Черного морей. — М., 1975.
5. *Рудич Е.М.* Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. — М.: Недра, 1984.
6. *Условья образования и закономерности размещения железомарганцевых конкреций Мирового океана.* — Л.: Недра, 1987.
7. *Щека С.А., Куренцова Н.А.* Магматические комплексы океанов // Советская геология. 1981. № 11. С. 67—76.
8. *Geologic Map of the Circum-Pacific Region: Northeast quadrant.* Wash., 1983; Northwest quadrant, 1985.
9. *Hussong D.M., Wiperman L.W., Kroenne L.M.* The crustal structure of the Ontong Java and Manihiki oceanic plateaus // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84. № B11. Pp. 6003—6010.
10. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* // Wash.: US. Govnt Print Office. Wash., 1973. Vol. 17.
11. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* // Wash.: US. Govnt Print Office. Wash., 1975. Vol. 30.
12. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* // Wash.: US. Govnt Print Office. Wash., 1976. Vol. 33.
13. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* // Wash.: US. Govnt Print Office. Wash., 1977. Vol. 39.
14. *Rosental B.R. et al.* Geological and Geophysical Studies of the Canton Trough Region // *Geophys. Res.* 1975. Vol. 80. № 17. Pp. 25—65.

Гидротермальные изменения вмещающих пород глубоководных сульфидных руд Срединно-Атлантического хребта (на примере рудного узла Семёнов)

И.Г.ДОБРЕЦОВА, А.А.ЛАЙБА (ФГУНПП Полярная морская геологоразведочная экспедиция «ПМГРЭ»; 198412, г.Санкт-Петербург, Ломоносов, ул.Победы, д.24)

Выявлены несколько этапов гидротермальных изменений во вмещающих базальтах, которые могут служить надежным указателем на близкое присутствие рудных объектов. Обнаружена самородная медь трех генераций в околорудных базальтах. Установлены явные признаки внедрения в биогенные карбонатные осадки как горячего базальтового расплава, так и гидротермальных флюидов. Показано, что минеральный карбонат в сульфидных рудах образуется в ходе активного растворения гидротермальным флюидом биогенных карбонатных осадков и переотложения его в новой форме.

Ключевые слова: сульфидные руды, базальты, карбонатные осадки, гидротермальный флюид, околорудные изменения.

Добрецова Ирина Григорьевна, dobro54@mail.ru
Лайба Анатолий Андреевич, laibageo@peterlink.ru

Hydrothermal alteration of enclosing rocks deep sulfide ores of the Mid-Atlantic Ridge (on the example of ore cluster Semenov)

I.G.DOBRETSOVA, A.A.LAYBA

Revealed several stages of hydrothermal alterations in the host basalts, which may serve as a reliable pointer to the close presence of ore objects. In the near-ore basalt found native copper three generations. Established clear signs of implementation in biogenic carbonate sediments as a hot basaltic melt and hydrothermal fluids. It is shown that the mineral carbonate in the sulphide ores formed during the active dissolution of hydrothermal fluids of biogenic carbonate sediments and redeposition in its new form.

Key words: sulphide ore, basalt, carbonate sediments, hydrothermal fluids, ore alterations.

С 1985 г. по настоящее время МПР России силами ПМГРЭ и ВНИИОкеангеологии в пределах осевой зоны Срединно-Атлантического хребта проведено более 15 экспедиций, в ходе которых выполнялись региональные и поисковые геолого-геофизические работы. Основное внимание уделялось северной приэкваториальной части рифтовой долины и осевой зоны хребта (рис. 1). В результате были открыты новые области сульфидного оруденения, в т.ч. рудные узлы и поля Логачёв, Ашадзе, Краснов и др. В последние годы был открыт и довольно подробно обследован рудный узел Семёнов. Он представляет собой уникальный объект, как по масштабам рудообразования, так и по условиям их формирования. По самым предварительным данным рудные ресурсы большинства из открытых объектов превышают 10 млн.т, что соизмеримо с размерами крупных колчеданных месторождений на суше. Исследования в данном районе российскими геологами продолжаются и регулярно выявляются все новые и новые рудные поля.

Гидротермальный рудный узел Семёнов расположен в пределах Срединно-Атлантического хребта на участке с координатами 13 31 с.ш. и 44 56 з.д. (рис. 2). Рудные образования локализованы севернее крупного трансформного разлома Марафон в зоне

сочленения западного борта с дном рифтовой долины на глубинах 2200—3100 м. Указанная зона имеет нестандартное строение и ее, вероятно, следует относить к особым переходным структурам, несущим одновременно признаки склона и дна. Она представлена крупной подводной горой необычного субширотного простирания и сложного геологического строения. Эта гора, получившая название Рудная, протягивается по основанию почти на 10 км, а превышение ее над дном долины достигает почти 700 м. Вершинную поверхность венчают две округлые вершины, возможно представляющие собой свежие вулканические постройки. Цоколь Рудной горы сложен глубинными породами габбрового и перидотитового комплексов, а с привершинной части подняты пиллоу-базальты, которые, вероятно, изливались непосредственно на серпентинизированные перидотиты.

Относительный возраст базальтов на данном участке определяется по степени их вторичных изменений, возрасту перекрывающих осадков и датировкам местных магнитных аномалий [2, 3]. Базальты Рудной горы и дна рифтовой долины в восточной части (см. рис. 2) датируются как верхний плейстоцен — голоцен, а базальты нижней бортовой террасы в западной части участка (см. рис. 2) как средний плейстоцен. Донные осадки покрывают примерно

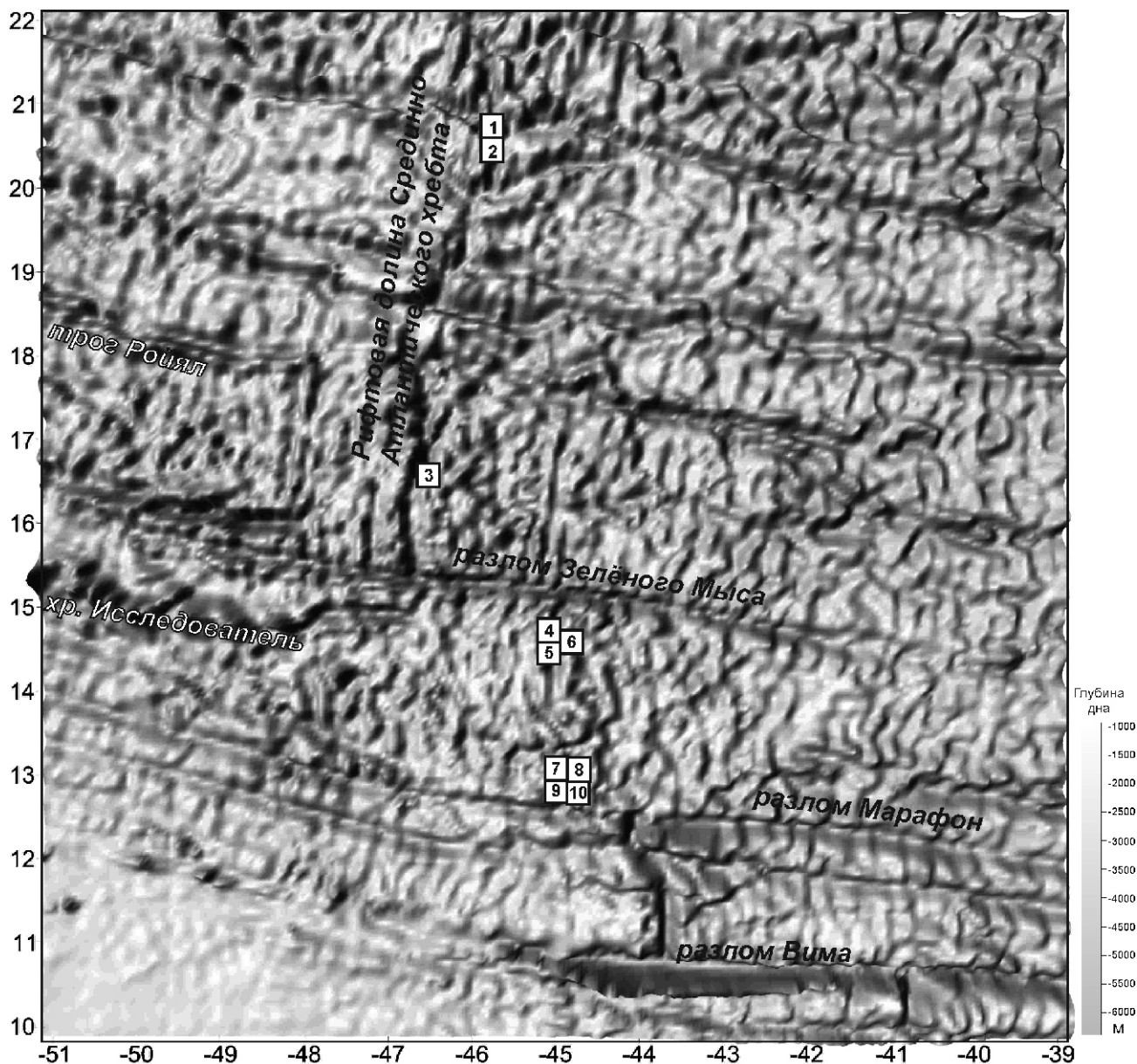


Рис. 1. Схема размещения месторождений колчеданных руд в области концентрации российских исследований в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта:

цифры в квадратах: 1 — Пюи-де-Фолль, 2 — Зенит-Виктория, 3 — Краснов, 4 — Логачёв-4, 5 — Логачёв-1, 6 — Логачёв-2, 7 — Семёнов, 8 — Ашадзе-1, 9 — Ашадзе-2, 10 — Ашадзе-3

половину площади изученного участка. Они представлены биогенными песчано-пелитовыми карбонатными илами и только в пределах гидротермальных рудных полей наблюдаются локальные пятна металлоносных и рудоносных осадков. По результатам опробования зафиксированы небольшие мощности осадочного разреза (5—100 см). По определению В.В.Шилова, сводный осадочный разрез имеет возраст 0—128 тыс.лет ($Q_{III}^1 - Q_{IV}$). При этом наиболее распространены сильнокарбонатные биогенные илы, датированные интервалом 0—75 тыс.лет, а наиболее древний возраст определен для литифицированных нижних горизонтов карбонатных осадков и погребенных металлоносных осадков в 75—128 тыс.лет [2].

Возраст руд данного объекта по предварительным изотопным определениям составляет не менее 90 тыс.лет, а общие ресурсы рудной массы, по-видимому, превышают 40 млн.т [1, 2, 4, 5]. В настоящее время выявлено 5 самостоятельных рудных полей, окаймляющих разрозненной цепью подножье Рудной горы (см. рис. 2). Рудное поле *Семёнов-1* (200 200 м) пространственно связано с серпентинизированными перидотитами и сложено преимущественно серно-колчеданным типом руд; активное поле *Семёнов-2* — с базальтами и представлено двумя рудными телами (600 400 и 175 200 м), для которых характерны медно-колчеданные (халькопиритовые) руды; рудное поле *Семёнов-3* (650 1200 м) — с базальтами и характеризуется серно-колчеданным ти-

пом руд; наиболее крупное поле Семёнов-4 (1600–2700 м) — с базальтами, а среди поднятых руд встречаются как серно-колчеданные (преобладают), так и медно-колчеданные типы руд; рудное поле Семёнов-5 (500–700 м) приурочено как к базальтам, так и серпентинизированным перидотитам, для него характерны медно- и серно-колчеданные типы руд.

В рейсе 32 научно-исследовательского судна «Профессор Логачёв» в пределах рудного поля Семёнов-4 на станциях опробования 32л353 и 32л365 (см. рис. 2) были подняты образцы гидротермально-изменённых базальтов, представляющих собой изначально афировые и редкопорфировые подушечные лавы с зональным строением и скорлуповатой отдельностью. По изученным образцам удалось проследить практически все стадии окolorудных (в основном метасоматических) изменений базальтов,

от свежих до практически нацело изменённых. Отличительная особенность изученных базальтов — присутствие в них в небольших количествах видимой самородной меди нескольких генераций.

Медь первой генерации образует пылевидную (0,01 мм) вкрапленность в стекловатой массе свежих и слабо хлоритизированных базальтов. Обычно вкрапленность распределена неравномерно, образуя отдельные насыщенные гнезда, или наблюдалось развитие вкрапленности по кольцу диаметром до 5–6 см и шириной до 1 см. Такие кольцевые формы связаны, очевидно, с базальтовыми текстурами, образующимися в моменты излияний. Небезынтересно отметить, что сходная кольцевая вкрапленность характерна также для гематита (полевое определение), причем там, где отмечен гематит, самородная медь в базальтах отсутствует.

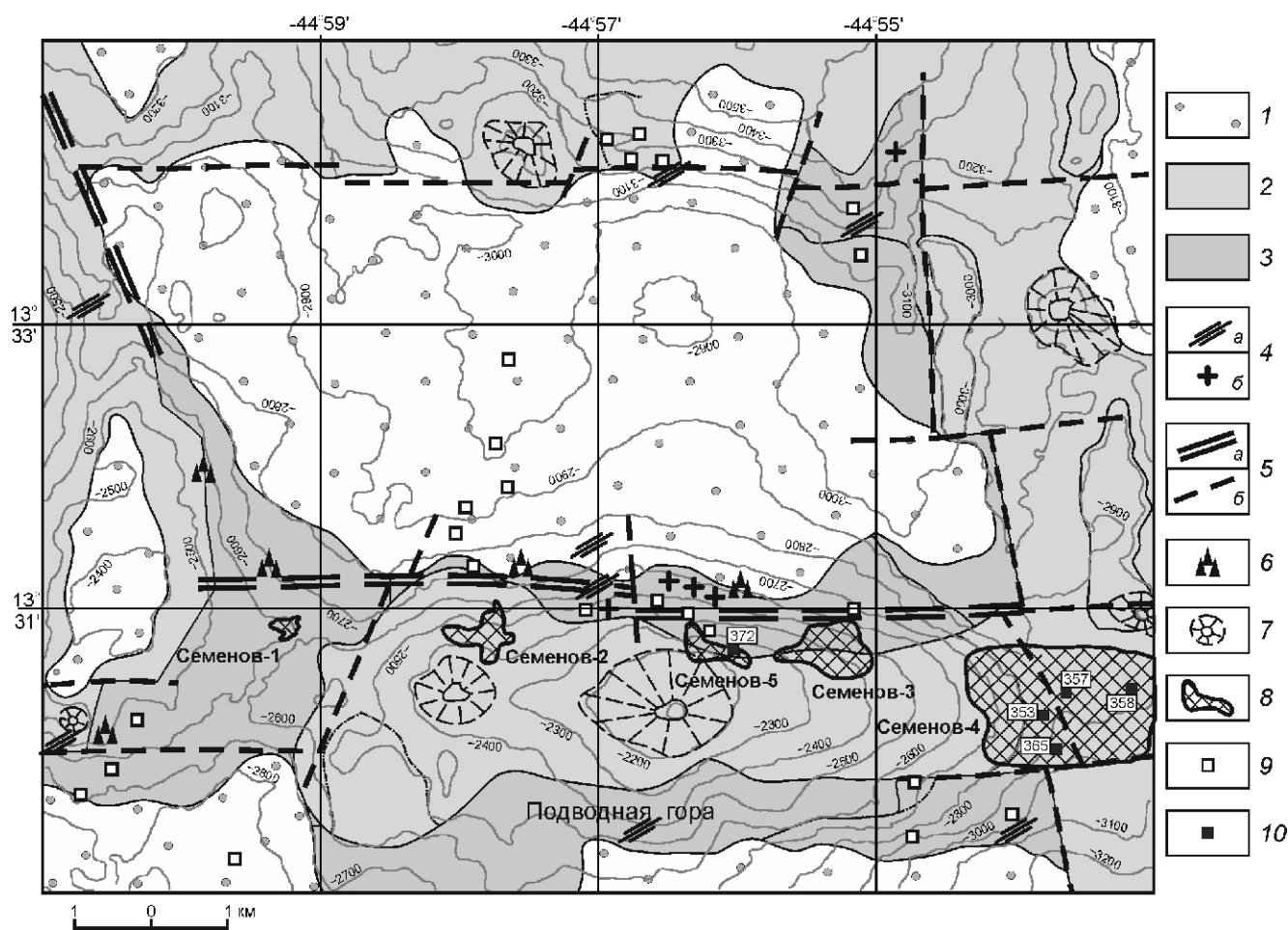


Рис. 2. Схема геологического строения рудного узла Семёнов. По В.Е.Бельтеневу с соавторами (2009) с изменениями:

1 — кокколито-фораминиферовые сильно карбонатные илы (верхний плейстоцен—голоцен); 2 — толеитовые базальты афировые и порфировые (средний плейстоцен); 3 — породы верхнемантийного и нижнекорового комплексов (различные габброиды и серпентинизированные перидотиты); 4 — локальные выходы: а — дайковых долеритов и б — жильных плагиогранитоидов; 5 — разломы, выделенные по геологическим и геоморфологическим данным: а — крупноплутудные и б — малоамплитудные; 6 — участки развития брекчированных пород; 7 — предполагаемые вулканические постройки; 8 — площади выявленных рудных полей; 9 — станции опробования с рудной минерализацией и (или) с аномальными содержаниями минералов-индикаторов гидротермальной деятельности вне рудных полей; 10 — станции опробования (с номерами), упомянутые в данной статье (приведены без начального общего шифра 32л)

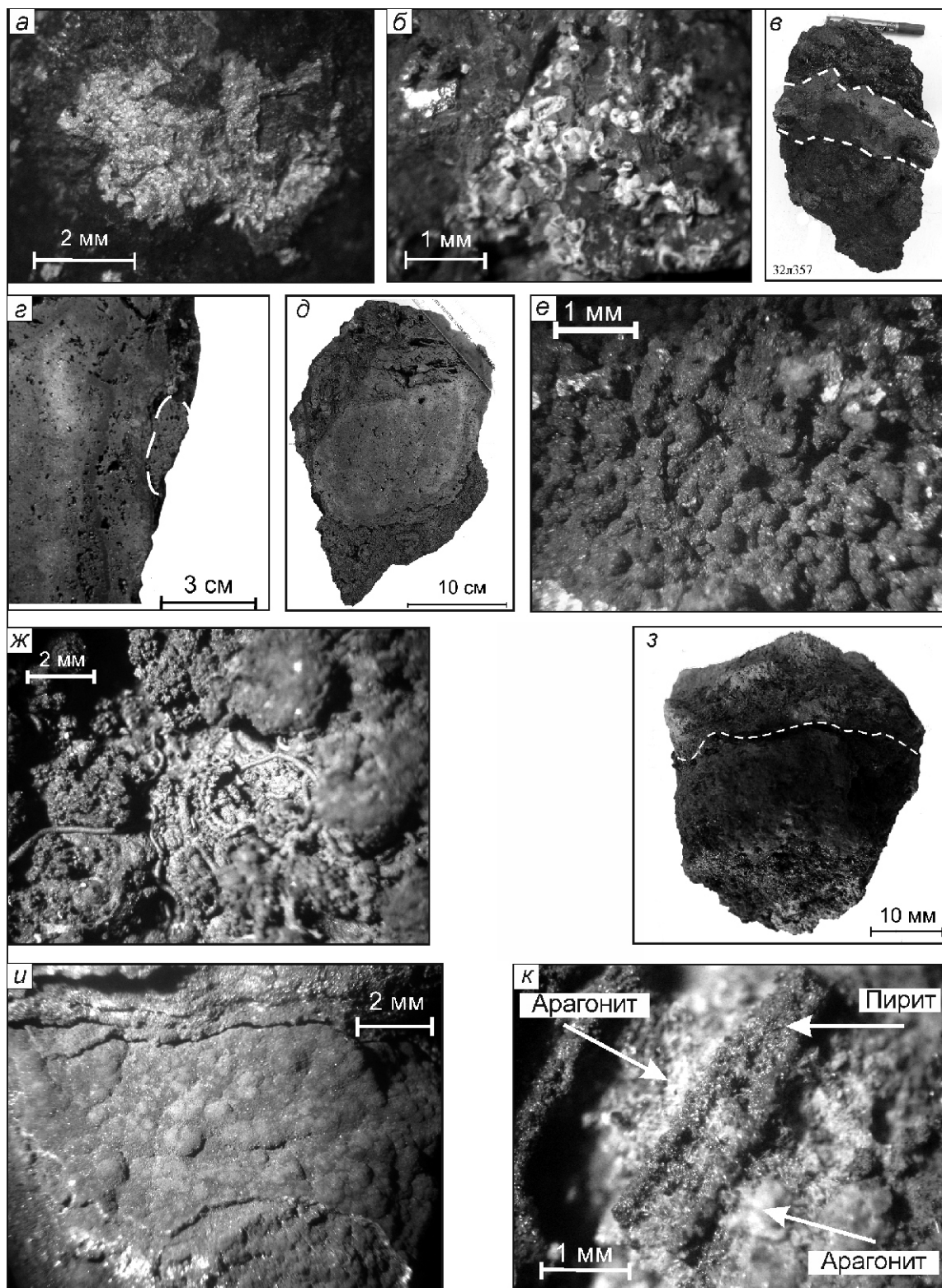


Рис. 3. Образцы руды и вмещающих пород рудных узлов Семёнов и Ашадзе:

а — выделение самородной меди третьей генерации в базальте (станция 32л353); *б* — фораминиферовые шарики в закалочных зонах базальтов, замещенные почти нацело вулканическим стеклом и покрытые частично смектитом (станция 32л374); *в* — образец рудной постройки с литифицированным осадком на внешних стенках (пунктир; станция 32л357); *г* — контакт сульфидных руд с биогенным литифицированным осадком (пунктир) на спиле образца рудной постройки (станция 32л357); *д* — рудная постройка в разрезе, сложенная сульфидной брекчией (станция 32л357); *е* — фораминиферовые шарики, замещенные рудными сульфидами (станция 32л357); *ж* — бентосная и планктонная фауна, замещенная рудными сульфидами (станция 32л357); *з* — образец рудной постройки, покрытый сверху слоем биогенного литифицированного осадка в форме грибной шляпки (станция 32л357); *и* — псевдоморфозы рудных минералов по различным видам фораминифер (станция 32л365); *к* — новообразование арагонита вокруг пиритовых выделений (станция 32л 357)

Медь второй генерации развивается по тонким пленкам смектита (полевое определение), проникающим по трещинкам в базальты. Она также представлена насыщенной пылевидной вкрапленностью, чаще равномерно распределенной по пленкам смектита.

Медь третьей генерации образует наиболее крупные тонкопластинчатые (листовидные) выделения по трещинам в базальте, а иногда медь развивается совместно с нонтронитом (полевое определение). У отдельных пластин меди отмечается неравномерное распределение окраски, что, возможно, указывает на неоднородный состав металла (рис. 3, а). Наиболее характерными примесями в самородной меди являются цинк и серебро. Для самородной меди, выявленной в сульфидных рудах гидротермального поля Семёнов-4, характерна примесь олова (до 6% по определению А.Н.Перцева, 2009, ИГЕМ). Наличие самородной меди в базальтах способствует образованию минералов группы атакамита на поверхности образцов гидротермально измененных базальтов, в т.ч. на закалочных стеклах.

Наличие не менее трех генераций самородной меди в базальтах свидетельствует об определенной длительности и стадийности гидротермальных процессов. При этом первая генерация, реализованная практически в свежих базальтах, указывает на обогащенность самого базальтового расплава самородной медью, тогда как медь второй и третьей генераций привносилась в базальты уже после их излияния. В целом можно говорить об определенной взаимосвязи базальтовых подводных извержений с гидротермальными процессами. Имеется в виду не генетическая, а скорее динамическая связь: вулканическое извержение на данном участке послужило своего рода проводником и катализатором для последующей гидротермальной активности.

Исследованные образцы базальтов имеют характерный внешний облик, свидетельствующий, очевидно, о поступлении небольших порций вязкого базальтового расплава на поверхность дна сквозь обводненные карбонатные осадки. Так, на внешней поверхности базальтовых образцов, представленной закалочным стеклом мощностью не более 1 см, наблюдается тонкий слой из шариков фораминиферовой размерности (0,1—0,2 мм, см. рис. 3, б). Эти шарики также сложены стеклом, но предположительно содержат примесь биогенного карбонатного вещества, так как в иммерсионном препарате под микроскопом они не полностью изотропны, а имеют слабое секториальное погасание. По-видимому, стекловатые шарики унаследовали свою форму от замещенных почти нацело фораминифер. Базальты содержат также типичные миндалины, но те имеют более крупные размеры, ничем не заполнены, а на их стенках также нередко присутствуют мелкие стеклянные шарики — бывшие фораминиферы. Для заполненных миндали-

характерны такие минералы как смектит, хлорит, карбонат, цеолиты или сульфиды.

Подтверждением факта проникновения базальтового расплава сквозь осадки может служить образец станции 32л353, где на поверхности базальта, в железо-кремниевом стекле, сохранился реликт фауны напминающей пелециподу (полевое определение), замещенную этим же стеклом и минералами группы атакамита. Кроме того, на этой же станции подняты образцы уплотненного и измененного осадка, представляющего собой светло-серую кремнисто-глинистую породу с реликтами и отпечатками все тех же фораминифер. Такие уплотненные («закаленные») осадки вполне могли образоваться под воздействием проникающего горячего базальтового расплава.

Изучение образцов базальтовых лав от периферии к центру рудных полей позволило выявить поэтапное изменение базальтов, связанное с активными гидротермальными процессами. Первым этапом наложенных изменений является хлоритизация подушечных базальтов с возможным частичным ожелезнением. Могут также отлагаться сульфиды ранней генерации, образующие редкую и мелкую (до 1 мм) вкрапленность в базальте.

На втором этапе по частым трещинкам в базальтах развиваются прожилки сульфидов с кварцем и (или) халцедоном. В отдельных случаях низкотемпературные гидротермальные агрегаты пирит-марказитового состава могут отлагаться на поверхности хлоритизированных и ожелезненных базальтов, а также развиваться по фораминиферам в осадках, не растворяя целиком последние. Данный процесс демонстрирует образец станции 32л353.

На третьем этапе, по мере приближения к рудному телу, появляются брекчии вмещающих пород, в которых гидротермальный кварц и (или) халцедон вместе с рудными сульфидами цементируют обломки хлоритизированных базальтов и уплотненных кремнисто-глинистых осадочных пород. По-видимому, низкотемпературный халцедон более характерен для верхних горизонтов брекчий, а кварц для нижних. С приближением к рудному телу, уменьшается размер обломков брекчий и нарастает объем кремнисто-сульфидного цемента. В итоге осуществляется постепенный переход к кварц-сульфидным и сульфидным рудам. Однако даже в рудах довольно часто отмечаются реликты хлоритизированных базальтов с характерными миндалинами, выполненными гидротермальными минералами.

Наконец, можно говорить о четвертом этапе гидротермальной переработки вмещающих пород. В основании рудных построек образуются наиболее поздние брекчии, в которых цементом служат оксиды железа с железо-кремниевым стеклом и атакамитом, а в качестве обломков диагностированы хлоритизированные базальты, уплотненные кремнисто-глинистые осадки и ранние халцедон-сульфидные руды.

В поднятых образцах сульфидных руд также отражены важные моменты преобразования биогенных карбонатных осадков под влиянием гидротермальных растворов, прошедших через их слой мощностью не менее 13 см. При этом как на внешней поверхности, так и во внутренней структуре руд сохраняются отчетливые следы характерных наложенных изменений.

При контакте кислых глубинных гидротермальных флюидов с указанным осадком происходит бурная реакция частичного или полного растворения карбонатного вещества с выделением CO_2 , ростом pH и резким падением температуры раствора, что в свою очередь вызывает кристаллизацию сульфидов, а также барита (ангидрита) и кремнистого вещества — опала и низкотемпературного кварца. При этом процессы преобразования биогенных осадков, несомненно, зависят от состава и физических параметров гидротермальных флюидов. Результаты полевых наблюдений позволяют говорить предварительно о четырех типах взаимодействия флюида с осадком в зависимости от флюидных параметров.

Первый тип взаимодействия. Гидротермальный флюид с сечением флюидного канала 5 см и с достаточно высокой тепловой энергией проникает в биогенные карбонатные осадки на всю их мощность. В этом случае карбонатное вещество растворяется примерно на две трети. При выходе флюида на поверхность дна происходит интенсивное смешивание гидротермального раствора с остатками карбонатного вещества и морской водой, в результате чего происходит его резкое охлаждение, повышение pH и кристаллизация растворенных веществ. Вместе с рудными минералами кристаллизуется и растворенный органический карбонат в новых минеральных формах: моногидрокальците, абиогенном кальците и арагоните. Моногидрокальцит был выявлен рентгеноструктурным анализом в сходных сульфидных рудах, отобранных с рудного поля Ашадзе-2 (Срединно-Атлантический хребет, 12 59 с.ш., 44 54 з.д.), где он находится в сростании с паратакамитом (полиморфная разновидность атакамита). Не исключено, что моногидрокальцит является промежуточной неустойчивой фазой, предшествующей образованию абиогенного кальцита и арагонита, которая возникает в момент контакта гидротермального флюида с холодной придонной водой. Наиболее представительный образец, демонстрирующий этот процесс — образец рудной постройки, поднятый станцией 32л357 на поле Семёнов-4 (см. рис. 3, в). На нем хорошо виден также сохранившийся литифицированный биогенный карбонатный осадок на вертикальных боковых контактах с рудным материалом (см. рис. 3, з).

Присутствие минерального карбоната в руде — своеобразный индикатор, указывающий на резкую смену кислой среды флюида на более щелочную, что возможно только при смешении его с морской водой уже в верхней части разреза осадочной пачки. Здесь

же происходит смена минерального состава гидротерм. Изначально его основу составляют сульфиды железа, кристаллизующиеся в форме пирита и марказита; в подчиненном объеме могут присутствовать сульфиды меди, выпадающие в форме изокубанита и халькопирита, а также кремнистое вещество и барит. На контакте литифицированного осадка с рудой в указанном образце наблюдаются новообразования игольчатого арагонита среди кристаллов пирита и марказита, тогда как барит развит лишь в нижней части рудного разреза. Из этого следует, что на определенном этапе продвижения флюида через осадок барит исчезает, а в руде появляется минеральный карбонат. По-видимому, граница исчезновения барита и появления минерального карбоната — своеобразный геохимический и температурный индикатор. В таком случае по распределению барита и карбоната можно реконструировать поступление и отложение рудного материала практически в каждом поднятом со дна рудном образце, в т.ч. определять его изначальную пространственную ориентировку.

По вертикальному разрезу образца 32л357 видно, что поступление гидротермального раствора сквозь карбонатный осадок происходило в несколько фаз, образовав в итоге сложную рудную брекчию (см. рис. 3, д). В первую, наиболее высокотемпературную фазу (в ней отсутствует барит, характерный для среднетемпературных гидротерм), флюид практически полностью растворил биогенное карбонатное вещество. При этом в кристаллизующемся одновременно рудном агрегате образовались многочисленные каверны и поры (следы бурно выделявшихся газов), на стенках которых сохранились частично растворенные шарики карбонатных фораминифер; нередко они также частично замещены рудными минералами. В зоне первоначального бокового контакта гидротермального флюида с осадком кристаллизовалась тонкая полоска новообразованного минерального карбоната (предположительно моногидрокальцита).

В верхней части рудного разреза возрастает количество и размеры пустот, образованных выделяющимся газом. При этом стенки пустот выложены пирит-марказитовыми агрегатами достаточно необычной формы. Мелкие рудные кристаллики собраны в шарики одинаковой размерности, соотносимые с размерами фораминифер: 0,1—0,5 мм. По-видимому, это и есть бывшие фораминиферы, замещенные пиритом и марказитом (см. рис. 3, е). Аналогичные шариковые агрегаты наблюдались и среди сульфидных руд гидротермального поля Ашадзе-2 в 26 рейсе научно-исследовательского судна «Профессор Логачёв» (2005).

Следующие порции гидротермальных флюидов имели, очевидно, меньшую тепловую энергию и более низкую скорость просачивания через осадок. Отложенный материал этих фаз представлен микробрекчией из обломков сульфидов первой фазы, сцементированных сульфидами и баритом второй фазы.

Вдоль вертикальных контактов с сульфидами ранней фазы отмечаются фораминиферы, по трещинкам частично замещенные рудными минералами. В другом случае вдоль зоны контакта образуются пирит-марказитовые агрегаты с минеральным карбонатом, псевдоморфозы рудных минералов по фораминиферам, а также пластинчатые кристаллы марказита, выросшие в мелких полостях.

На вершине рудного столба, маркирующей выход гидротермального флюида на поверхность дна, сохранились скопления бентосной фауны (полихеты и др.), псевдоморфно замещенной рудными сульфидами (см. рис. 3, ж). Сходная оруденелая фауна наблюдалась также в образцах станций 32л372 и 32л358.

Второй тип взаимодействия. Гидротермальный флюид, проникающий в осадок, имел меньшую температуру и давление, что при малом сечении проникающего канала (5 см) не позволило ему выйти на поверхность дна. Характерны рудные постройки покрытые слоем литифицированного осадка в форме грибной шляпки (см. рис. 3, з). В этом случае биогенный карбонат растворяется не полностью, и даже в нижних частях разреза он сохраняется в форме межполостных пленок среди рудных сульфидов. Сами сульфиды образуют частые псевдоморфозы по карбонатным фораминиферам. В нижней части рудной зоны сульфиды представлены агрегатами одноразмерных шариков, состоящих из мелких кристаллов пирита, марказита и реже сульфидов меди. На стенках пустот сохраняются тонкие пленки органического карбоната (вскипающие в растворе соляной кислоты) и нитевидные выделения бактериальной природы.

По мере просачивания гидротермального флюида сквозь осадок, снижения его температуры и насыщенности растворенным веществом, происходит смена кристаллических форм отлагаемых сульфидов. В нижней части рудного разреза (в нижней части поднятого образца) формируется слой из рудных шариков фораминиферовой размерности, а на более высоком уровне сульфиды образуют мелкокристаллическую однородную массу, которая выше сменяется слоем из рудных сульфидов дендритовой структуры. На верхнем контакте с горячим флюидом биогенный карбонат литифицируется и на границе с ним образуется тонкая полоска вновь образованного минерального карбоната. В том случае, когда в растворе флюида содержится кремний, может образоваться тонкая полоска железо-кремниевое стекла или агрегаты из кристаллов низкотемпературного кварца и минерального карбоната. В самом литифицированном осадке на контакте с рудой возможно появление минерального игольчатого карбоната (арагонита?). Кристаллы барита исчезают в верхней части рудного разреза, не достигая границы с литифицированным осадком.

Если в гидротермальном растворе присутствуют сульфиды меди, кристаллизующиеся обычно в форме халькопирита, борнита или изокубанита, то на верх-

нем контакте рудного столба с литифицированным осадком появляются минералы группы атакамита. Он может кристаллизоваться также и на поверхности дна, создавая атакамитовые псевдоморфозы по фораминиферам.

Минералы группы атакамита образуются, как показывают наблюдения, только при смешении гидротерм с морской водой, откуда они берут необходимый для их кристаллизации хлор. Таким образом, весьма вероятно, что они являются не побочным продуктом окисления медных сульфидов, а самостоятельной низкотемпературной минеральной фазой.

Третий тип взаимодействия. Гидротермальный флюид просачивается в осадок в форме маломощных (1—3 мм) струек. В результате формируются тонкие, той же толщины, рудные слойки-пластины, состоящие из кристаллов пирита и марказита. Одна сторона рудной пластины имеет, как правило, мелковыпуклую форму, как бы составленную из шариков фораминиферовой размерности, а другая сторона сложена из полых шариковых ячеек, иногда частично заполненных вторичными нестехиометрическими сульфидами меди. Более того, эти тонкие слойки-пластинки могут накладываться друг на друга при дальнейшем просачивании гидротермального раствора, образуя минеральные агрегаты по типу слоеного пирога (см. рис. 3, и).

Четвертый тип взаимодействия. Гидротермальный флюид проникает в карбонатный осадок целой серией из тонких (до первых миллиметров) сближенных струй как параллельных друг другу, так и расходящихся веерообразно. Каждая струйка оставляет в осадке вертикальный столбик рудной постройки. На боковых поверхностях каждой постройки образуется минеральный тонкоигольчатый карбонат (см. рис. 3, к), а в верхней части рудного столбика на контакте с литифицированным осадком такой же перекристаллизованный минеральный карбонат сохраняет форму шариков фораминиферовой размерности.

Все описанные типы взаимодействия отражают весьма важные и ранее практически неизвестные процессы проникновения и взаимодействия гидротермальных флюидов с биогенным карбонатным осадком. Выявлены убедительные свидетельства о необычном генезисе минеральных карбонатов, присутствие которых в гидротермальных продуктах было трудно объяснимым из-за повышенной кислотности исходных гидротерм. Предлагаемая генетическая модель снимает указанное противоречие: кислые гидротермы насыщаются карбонатным веществом при просачивании сквозь биогенные осадки, а затем при контакте с морской водой следует переотложение карбоната в абиогенных минеральных формах. Большой интерес представляют также находки литифицированных осадков с вкраплениями гидротермальных минералов: их можно отнести к дополни-

тельным поисковым признаком, которые следует учитывать в ходе геологических работ ресурсной направленности. Кроме того, по смене минеральных фаз (исчезновению барита и появлению абиогенного карбоната) можно реконструировать поступление и отложение рудного материала в поднятых образцах, а также определять их начальную пространственную ориентировку.

Из приведенных материалов можно сделать следующие выводы:

1. В базальтовых пиллоу-лавах, прилегающих к гидротермальным полям рудного узла Семёнов, обнаружена самородная медь нескольких генераций, что указывает на определенную длительность и阶段性 гидротермальных процессов. Предполагается определенная динамическая связь между вулканизмом и гидротермальными процессами, когда вулканические извержения могли служить проводником и катализатором для последующей гидротермальной активности.

2. Установлены явные признаки внедрения горячего и вязкого базальтового расплава в рыхлые биогенные карбонатные осадки; под влиянием высокой температуры последние трансформируются в кремнисто-глинистые «закаленные» осадочные породы, сохраняющие отдельные реликты и отпечатки донной фауны.

3. Выявлено несколько последовательных этапов гидротермальных (метасоматических) изменений в базальтах, происходящих в широкой зоне контакта последних с гидротермальными рудными телами: хлоритизация, ожелезнение, насыщение рудными и нерудными гидротермальными минералами, брекчирование и цементация гидротермальными агрегатами. Указанные факторы могут служить надежным поисковым признаком в ходе работ по обнаружению новых рудных тел и полей.

4. Предварительно установлено, что минеральный карбонат в глубинных сульфидных рудах образуется

в ходе активного растворения гидротермальным флюидом биогенных карбонатных осадков и переотложения его в новой минеральной форме. Выявлены несколько типов взаимодействия гидротермальных флюидов с биогенными осадками вплоть до образования абиогенных литифицированных кремнисто-глинистых пород, находки которых могут служить дополнительным указателем на близкое присутствие рудных тел и полей.

5. Результаты многолетних исследований показывают, что минералы группы атакамита представляют собой не вторичный продукт окисления сульфидов меди, а являются самостоятельной низкотемпературной минеральной фазой, формирующейся при контакте гидротермального флюида с морской водой.

Рейс научно-исследовательского судна «Профессор Логачёв» был организован ПМГРЭ, и финансировался Федеральным агентством по недропользованию Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бельтнев В.Е., Иванов В.Н., Рождественская И.И. и др. Новые гидротермальные рудопроявления в районе 13 31 с.ш., САХ // Геология морей и океанов. Т. II. Тез. докл. — М., 2007. С. 7—9.
2. Бельтнев В.Е., Иванов В.Н., Рождественская И.И. и др. Новые данные о строении гидротермальных полей в районе 13 31 с.ш. САХ (рудный узел Семенов) // Тезисы докладов XVIII Международной школы морской геологии. Т. II. — М., 2009. С. 133—136.
3. Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. — М.: Наука, 2006.
4. Иванов В.Н., Бельтнев В.Е., Степанова Т.В. и др. Сульфидные руды нового рудного узла 13 31 с.ш. САХ // Металлогения древних и современных океанов. Тез. докл. — Миасс, 2008. С. 66—69.
5. Beltenev V.E., et. all. A new hydrothermal field at 13 30 N on the Mid-Atlantic Ridge // InterRidge News 2007. Vol. 16. Pp. 9—10.

Тунгусская комета, водородная супер-бомба и проблема космической охраны планеты для сохранения жизни на Земле

Б.С.ЗЕЙЛИК (Институт геологических наук им.К.И.Сатпаева; 050010, Республика Казахстан, г.Алматы, ул.Кабанбай батыра, 69-а)

Зейлик Борис Семенович, boris.zeilik@gmail.com

Tunguska comet, the hydrogen super-bomb and the space problem of the planet to sustain life on Earth

B.S.ZEILIK

Проблема Тунгусского «метеорита» на протяжении столетия интересует научное сообщество. В данное время наиболее достоверна кометная гипотеза. Важная особенность Тунгусского взрыва — его отчетливая выраженность на космических снимках, которыми не располагали первые исследователи данного события. На Космогеологической карте СССР [13], район взрыва находится внутри кольцевой структуры, рассматриваемой составителями карты как структура «неустановленного или сложного происхождения» (рис. 1).

Карта составлена на основе наиболее ранних первых космических снимков, полученных с помощью космических аппаратов «Метеор», «Космос», «Салют» и пилотируемых кораблей «Союз». Положение эпицентра взрыва определено по координатам, установленным разными методами семью специалистами в разное время (см. таблицу) [11].

Несмотря на то, что эти определения несколько различаются, близость полученных данных убеждает в их достоверности. Вместе с тем, необходимо обратить внимание на свидетельства очевидцев, которые сходятся на том, что взрывов было много. В таком случае разброс отдельных взрывов на некоторой площади неизбежен. Поэтому большой интерес вызывают новые весьма достоверные сведения итальянских геологов об оз.Чеко и двух других небольших по размерам озерах, находящихся севернее ранее установленного эпицентра взрыва [11, 15] (рис. 2).

Размеры структуры, вмещающей эпицентр Тунгусского взрыва на карте (см. рис. 1) составляют 12,5 10 км. При дешифрировании современных космических снимков улучшенного качества Landsat, окружаем эту структуру эллипсом размерами 17,7 15,2 км. Внутри эллипса отчетливо намечаются две кольцевых структуры меньших размеров (см. рис. 2). Можно увидеть дополнительно и другие структуры меньших размеров.

Структуры, связанные с падением астероидов и крупных метеоритов, безусловно, должны отличаться от структур, порожденных падением комет. Тунгусский «метеорит», демонстрирующий падение кометы, несмотря на высокую мощность космогенного взрыва, образовал лишь повал леса в виде «бабочки» [11] на площади 2150 км². На площади в 60 км² лес горел. Под точкой взрыва, который произошел по имеющимся данным на высоте 7—10 км в атмосфере, Л.А.Кулик, посетивший первым район катастрофы, обнаружил вертикально стоящие стволы деревьев с обломанными ветвями и такое явление назвал «телеграфником».

Наибольший по размерам эллипс отвечает кольцевой структуре, показанной на Космогеологической карте и заключенной в белый квадрат на рис. 1. Помимо этой структуры видны еще две меньшего размера. Все точки эпицентра взрыва, приведенные в таблице, находятся внутри средней по диаметру (южной) кольцевой структуры. В наименьшей кольцевой структуре расположено оз.Чеко и два других небольших озера, на которые обратили внимание итальянские геологи [15].

Образно говоря, если привершинные части поваленных деревьев до их падения рассматривать как принадлежащие некоей поверхности, то «припечатанные» к земле стволы как бы очерчивают большой несколько асимметричный кратер, но не в земной коре, а в ее лесном покрытии. «Телеграфник» в таком случае можно рассматривать как своеобразное подобие центрального купола-поднятия астроблем, возникающих при взрывах астероидов и крупных метеоритов, когда они создают кратеры в земной коре.

Поскольку Космогеологическая карта СССР составлена 30 лет назад, когда о кометных кольцевых структурах не было никаких упоминаний, а обсуждались только взрывы комет и на карте показаны лишь 15 астроблем астероидно-метеоритной (не кометной) при-



Рис. 1. Фрагмент Космогеологической карты СССР:

контуры кольцевых структур: *тектоногенные*: 1 — своды, 2 — впадины; *магматогенные*: 3 — плутонические, сопровождающие вскрытые или невскрытые интрузивные тела; 4 — неустановленного или сложного происхождения; горные породы: 5 — вулканогенные трапповые, преимущественно туфовые, с субгоризонтальным залеганием, 6 — сероцветные молассовые и молассовидные с субгоризонтальным залеганием, 7 — плутонические и субвулканические нерасчлененные основного состава; 8 — рыхлые образования; 9 — разломы различного ранга

роды, постольку факт пространственного совпадения Тунгусского взрыва и выявленной на космическом снимке кольцевой структуры не могли стать предметом совместного рассмотрения и анализа. Нельзя сбрасывать со счетов и обычную случайность, при которой данный факт не привлек внимания.

В настоящее время дело обстоит иначе. В Казахстане впервые в мире описаны две крупные кометные структуры — Челкар-Аральская и Байконурская [3].

Сравнивая кольцевые структуры, выявляемые в большом количестве при дешифрировании космических снимков, с указанными структурами, можно сделать вывод об идентичности их природы. Становится понятно преобладание числа структур *неустановленного или сложного происхождения* на приведенном фрагменте Космогеологической карты СССР (см. рис. 1). Судя по всему, это более древние кометные структуры.

Положение эпицентра взрыва, установленного различными методами

Автор	Координаты	Метод определения
Л.А.Кулик	60 54 07 с.ш. 101 54 16 в.д.	По радиальному повалу деревьев
И.С.Астапович	60 54 07 с.ш. 101 54 16 в.д.	По физическим параметрам взрыва
В.Г.Фаст	60 53 09 с.ш. 101 53 40 в.д.	По асимметричному повалу деревьев
А.В.Золотов	60 53 58 с.ш. 101 53 25 в.д.	
А.П.Бояркина	60 53 45 с.ш. 101 53 30 в.д.	
А.Г.Ильин, Г.М.Зенкин	60 52 08 с.ш. 101 55 03 в.д.	По ожоговым повреждениям деревьев

В специальной литературе [14] выдвигаются представления о том, что, в сущности, комета представляет собой ком грязного снега в космосе. При этом сведения об орбитах и теоретические соображения позволяют предположить, что «умершие» кометы должны занять свое место среди астероидов группы Аполлона (пересекает орбиту Земли) и Амура (с перигелием вблизи Земли), если каждая двадцатая комета может стать астероидом. Иными словами допускается, что ядро кометы — это агломерат кометезималей, каждая из которых может со временем превратиться в астероид. Кометезимали представляют собой крупные астероидные тела, погруженные в рыхлую слабо скрепленную массу мелких агрегатов льда и пыли.

Падение кометы можно представить следующим образом. При ударе об атмосферу происходит взрыв ледово-пылевой составляющей кометного ядра и ударная волна, достигая поверхности земли, нарушает целостность мишени, рассекает ее разломами, трещинами и формирует разуплотненное приповерхностное пространство.

Подобное разуплотненное приповерхностное пространство дешифрируется на космическом снимке как кольцевая структура. При этом не происходит выброс пород мишени, не возникает кратер, не нарушается стратификация пород, что обычно для астероидно-метеоритных кольцевых структур.

Однако астероидные кометезимали, входившие в ядро кометы, могут создать внутри кольца кометной структуры, астероидно-метеоритные кратеры меньшего диаметра с обычным для них набором признаков [3]. Таковыми, по-видимому, могут оказаться три озера, включая оз.Чеко [15]. Эти озера находятся внутри малой кольцевой кометной структуры (см. рис. 2), что аналогично многократно уменьшенной Челкар-Аральской кометной структуре с метеоритными кратерами Жаманшин и Тоғыз [3].

Все три структуры наложены на коренные горные породы — вулканогенные трапповые, преимущественно туфовые, с субгоризонтальным залеганием. Эти породы распространены на обширной территории. В районе структуры, показанной на Космогеологической карте (см. рис. 1), ничего, кроме некоторой всхолмленности и приподнятости рельефа для них не отмечается. На всхолмленность и приподнятость рельефа обратили внимание исследователи, работавшие в данном районе. Холмам в районе эпицентра взрыва даны своеобразные названия: Гора Стойковича, Гора Чирвинского, Гора Вюльфинг, Гора Фарингтон, Гора Паллас. Совершенно очевидно, что это не

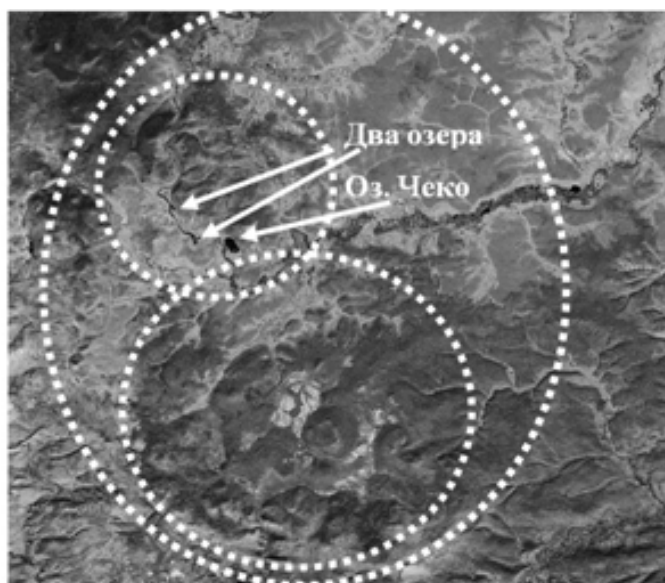
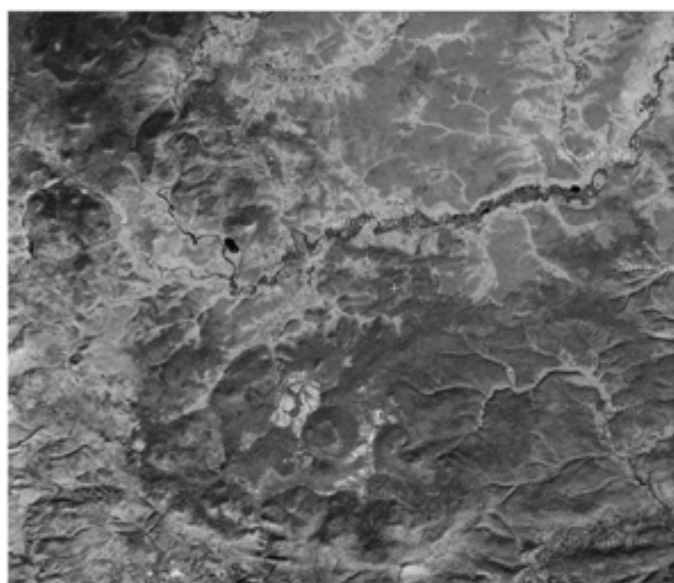


Рис. 2. Фрагмент космического снимка Landsat

местные, не эвенкийские названия. Выделение этих элементов рельефа указывает на то, что они привлекали внимание исследователей Тунгусского феномена. Такие аномалии рельефа — обычный атрибут космогенных кометных кольцевых структур [3]. Однако нельзя исключать и то, что подобные особенности рельефа существовали и до взрыва. Тем не менее кольцевая структура проявлена в рельефе, особенно в своей южной части, т.е. там, где сосредоточены предполагаемые точки эпицентра взрыва, указанные в таблице.

Очевидно, что масштабы кометных взрывов могут изменяться в широких пределах и подтверждается это как теоретическими расчетами, так и наблюдаемыми астрономическими данными, в частности, космическими снимками колоссальных разномасштабных возмущений в атмосфере Юпитера, обусловленных столкновением с ним осколков известной кометы Шумейкер-Леви 9 в июле 1994 г.

Мощность взрыва Тунгусского «метеорита» оценивалась в 20—40 Мт в тротиловом эквиваленте [Интернет. Расчеты профессора И.П.Пасечника].

На Космогеологической карте СССР показано около 5000 кольцевых структур разной природы размером от 10 км в поперечнике и крупнее. Порядка 2500 из них отнесены к структурам «неустановленного или сложного происхождения». Остальные около 2500 получили генетическую интерпретацию и отне-

сены к традиционно выделяемым на геологических картах плутоническим, вулканическим, вулканоплутоническим и другим кольцевым структурам.

В связи с этим природа структуры, внутри которой находится эпицентр взрыва, приобретает исключительное значение. Положение эпицентра взрыва внутри структуры делает ее природу очевидной. Это импактная космогенная структура. Данному факту весьма затруднительно придать иное толкование.

Тем не менее, факт наличия огромного числа кольцевых структур *неустановленного или сложного происхождения* явился причиной того, что авторы Геологической карты России, изданной в 2000 г. [2], кольцевые структуры, дешифрирующиеся на космических снимках и показанные на Космогеологической карте СССР 1984 г., решили исключить вообще. Аналогичная картина характерна и для Геологической карты Казахстана 1996 г. [1]. Иными словами, эти карты составлены так, как будто космическая эра еще не наступила. Космические снимки при составлении этих карт, по-видимому, не использовались.

Однако обилие кольцевых структур, подобных Тунгусскому «метеориту», указывает на серьезную космическую опасность, которая угрожает человечеству. Не замечать этого нельзя. Выраженность кольцевых структур на космических фотоснимках и в рельефе, построенном по радиолокационным космическим снимкам [3], указывает на относительную

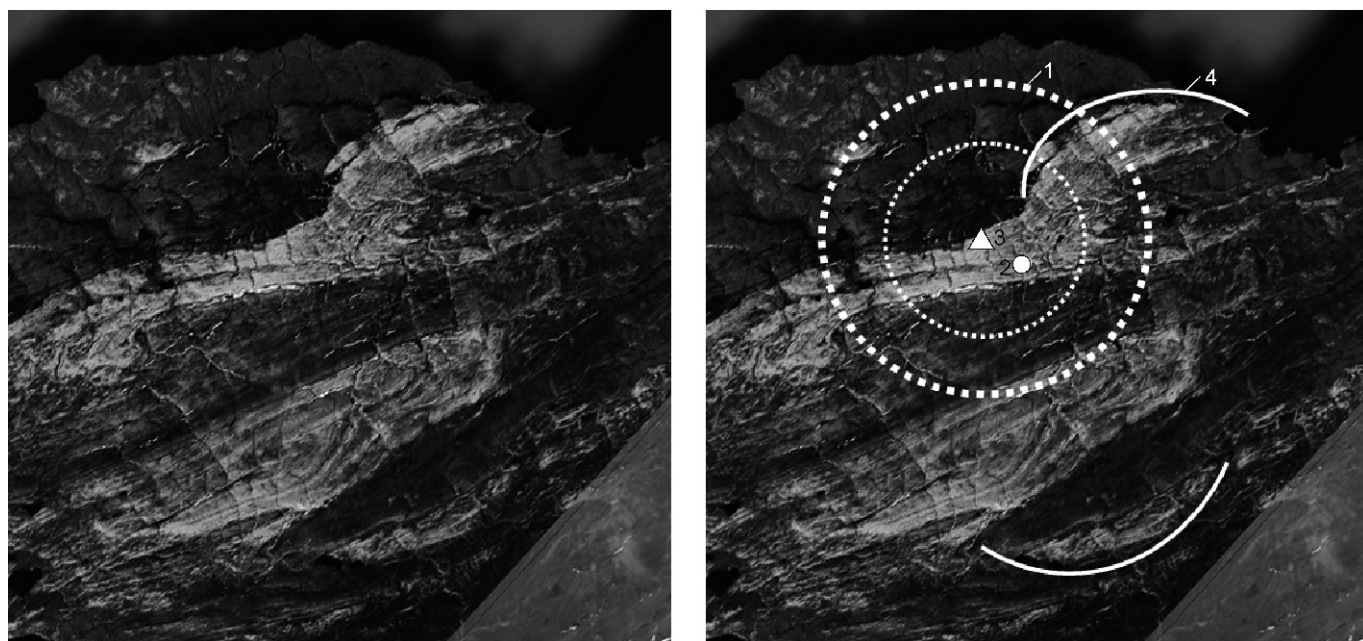


Рис. 3. Монтаж космических снимков на территорию испытательного полигона Сухой нос на о.Новая Земля:

1 — кольца обозначают слабо проявленную кольцевую структуру диаметром порядка 12 км, намечаемую по дугообразным элементам ландшафта, дешифрируемым на космических снимках; 2 — место сброса бомбы, нанесенное по координатам (Интернет); 3 — геометрический центр структуры, отвечающий точке, над которой в атмосфере произошел взрыв (точка взрыва находится от точки сброса бомбы на расстоянии порядка 1,7 км, что объясняется ветровым сносом огромного парашюта, имевшего купол площадью 1600 м², при падении бомбы с высоты 11 км до точки взрыва на высоте 4 км); 4 — линии — предполагаемая малая древняя кометная кольцевая структура и фрагменты подобных более крупных структур

молодость таких импактных образований. Возникает проблема космической охраны планеты для сохранения жизни на Земле [3—10, 12].

При этом необходимо обратить внимание на то, что мощность взрыва Тунгусского «метеорита», по-видимому, несколько занижена. Взрыв крупнейшей на Земле водородной бомбы, произошедший над о.Новая Земля в 1961 г., привел к образованию кольцевой структуры диаметром порядка 12 км, о чем свидетельствуют дугообразные фрагменты ландшафта, дешифрируемые на космических снимках (рис. 3). Мощность взорванной супер-бомбы составила 58 Мт в тротиловом эквиваленте [Интернет]. Тунгусский взрыв, судя по приведенным данным, сопоставим с этой мощностью.

В рамках проблемы космической охраны планеты для сохранения жизни на Земле по многочисленным следам космических кометных ливней (явно преобладающих) и астероидно-метеоритных бомбардировок Земли в недавнем прошлом должен быть дан прогноз на ближайшее будущее. Это могут сделать только геологи и геофизики на основе массового выявления по космическим снимкам и тщательного наземного изучения космогенных кольцевых структур с обязательным установлением их возраста.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геологическая карта Казахстана. Масштаб 1:1 000 000 / Под ред. Г.Р.Бекжанова. — Алматы, 1996.*
2. *Геологическая карта России и прилегающих акваторий. Масштаб 1:2 500 000 / Под. ред. Б.А.Яцкевича. — С-Пб, 2000.*
3. *Зейлик Б.С. Проблема космической охраны планеты для сохранения жизни на Земле (кольцевые структуры — геологическое свидетельство вулканизма и космогенных катастроф) // Отечественная геология. 2009. № 2. С. 61—71.*
4. *Зейлик Б.С. О космогенном воздействии на Землю в связи с идеями В.И.Вернадского // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1988. № 6(304). С. 10—18.*
5. *Зейлик Б.С. Ударно-взрывная тектоника и краткий очерк тектоники плит. — Алматы, 1991.*
6. *Зейлик Б.С. О реальности продолжения тяжелой космогенной бомбардировки Земли в фанерозое // Докл. Национальной АП Республики Казахстан. 1993. № 4. С.41—46.*
7. *Зейлик Б.С., Василенко А.Н., Зозулин А.В., Петренко В.Е. Высокая степень глобальной и региональной опасности. Продолжение тяжелой космогенной бомбардировки Земли // Докл. Междунар. Конф. «Проблемы защиты Земли от столкновения с опасными космическими объектами (SPE-94)», г.Снежинск (Челябинск-70). 1994. Ч. II. С. 25—27.*
8. *Зейлик Б.С. Разномасштабные кольцевые структуры — следствие катастрофических столкновений астероидов и комет с Землей // Большая Медведица. — Новосибирск. 2000. № 1. С. 16—23.*
9. *Зейлик Б.С. Проблема космической охраны планеты для сохранения жизни на Земле. Геонауки в Казахстане. Докл. казах. геологов на 32-ой сессии Междунар. Геол. Конгресса во Флоренции. — Алматы, 2004. С. 322—333.*
10. *Зейлик Б.С., Кузовков Г.Н. Проблема формирования платформенных депрессий, взрывных кольцевых структур и космическая защита Земли для сохранения жизни на планете // Отечественная геология. 2006. № 1. С. 78—82.*
11. *Золотов А.В. Проблема Тунгусской катастрофы 1908 г. — Минск, 1969.*
12. *Изменение окружающей среды и климата. Природные и связанные с ними техногенные катастрофы / Под ред. Н.П.Лаверова. — М.: ИГЕМ РАН, 2007. С. 70—72.*
13. *Космогеологическая карта СССР. Масштаб 1:2 500 000 / Под ред. Е.А.Козловского. — М., 1982.*
14. *Уинтл Ф.Л. Природа комет / Кометы и происхождение жизни. — М.: Мир, 1984. С. 9—28.*
15. *L.Gasperini, F.Alvisi, G.Biasini, et al A possible impact crater for the 1908 Tunguska Event. Terra Nova. 2007. Vol. 19 (4). Pp. 245—251.*