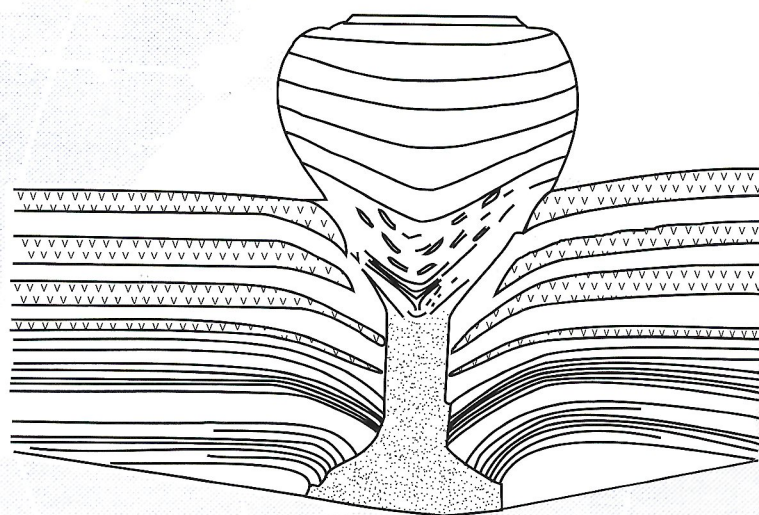




Отечественная геология



5/2004

ПРОБЛЕМЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ БАЙКАЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ

**ВЫБРОСОПАСНЫЕ МУЛЬДЫ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ
КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ**

ЗОЛОТО И ОЛОВО ВО ФЛЮИДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

5/2004

Учредители:

Министерство природных
ресурсов РФ

Российское геологическое общество

Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. Кривцов

Бюро:

И.Ф.Глумов, Р.В.Добровольская (зам. главного редактора), В.А.Ерхов, В.И.Казанский, А.А.Кременецкий, Г.А.Машиковцев, Н.В.Милетенко, Л.В.Оганесян (зам. главного редактора), А.Ю.Розанов, Г.В.Ручкин (зам. главного редактора), В.И.Старостин

Редсовет:

А.Н.Барышев, Э.К.Буренков, В.С.Быкадоров, Г.С.Вартанян (председатель редсовета), В.И.Ваганов, Н.Н.Ведерников, А.И.Жамойда, А.Н.Золотов, М.М.Константинов, Т.Н.Корень, Л.И.Красный, Н.К.Курбанов, Н.В.Межеловский, И.Ф.Мизгачев, В.М.Питерский, Е.И.Семенов, В.С.Сурков, В.А.Ярмолюк

МОСКВА

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ

Кислицын А.Г., Меньшиков Ю.П., Шебухова С.В., Кон-
тарь Е.С.
Об особенностях локализации медепроявлений и залежей
углеводородов на юго-востоке Восточно-Европейской
платформы

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ

Сизых В.И., Дзюба А.А., Исаев В.П., Коваленко С.Н.
Проблемные вопросы нефтегазоносности Байкальской
впадины

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Шашорин Б.Н.
О природе рудоконтролирующих тектонических напряже-
ний в Стрельцовском урановорудном узле Восточного За-
байкалья

Афанасьев Г.В.
Метод абстрактных аналогий в региональном прогнози-
ровании на уран

Мотов А.П., Соколов С.В., Листков А.Г., Дешко Ю.В.
Влияние локальных термально-купольных структур на ло-
кализацию рудомещающих гидротермалитов и связан-
ную с ними золотокварцевую минерализацию

Тараборин Д.Г.
Аномальная радиоактивность месторождений твердых по-
лезных ископаемых Южного Урала (Оренбургская об-
ласть) как фактор осложнения радиационной обстановки в
регионе

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Феоктистов Г.Д.
О возможности корреляции долеритовых силлов Сибир-
ской платформы по петрохимии и характеру внутрикамер-
ной дифференциации

Фатьянов И.И., Хомич В.Г.
К проблеме концентрирования золота и олова в связи с раз-
витием гранитоидных флюидно-магматических систем

Ковалевский А.Л., Ковалевская О.М., Прокопчук С.И.
Микробиолиты элементов платиновой группы в золе рас-
тений, определяемых сцинтилляционным эмиссионным
спектральным анализом

Воробьева С.В.
Сульфидные и сульфидно-магнетитовые крутонаклонные
залежи во внутриразломных зонах тектонического обрам-
ления блоковых орогенных сооружений на восточном
склоне Урала и в Орском Зауралье

ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Поляков В.А., Соколовский Л.Г.
Скорость водообмена в различных гидрогеодинамических
зонах 61

Островский В.Н.
3 Сравнительная гидрогеологическая характеристика арте-
зианских бассейнов древних и молодых плит (на примере
Русской и Западно-Сибирской плит) 65

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Одесский И.А., Сиренко Ю.Г., Ковальский Е.Р., Афо-
нов А.С.
8 К вопросу об образовании выбросоопасных мульд погру-
жения Старобинского месторождения 69

Бгатов В.И., Золотарев А.Л., Кужельный Н.М., Лиза-
лек Н.А., Шаламов И.В.
Геологический субстрат растительного покрова 72

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ МИРОВОГО ОКЕАНА

Кошелева В.А.
17 Ориентировочная оценка запасов циркона, граната, тита-
нистых и черных рудных минералов в голоценовых осад-
ках арктических морей России 77

ДИСКУССИИ

Лузгин Б.Н.
25 Полнота извлечения руд и металлов как экологический им-
ператив 79

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Яркин И.Г.
29 Геохронология и галактический год 84

ИЗ РЕДАКЦИОННОЙ ПОЧТЫ

Булнаев К.Б.
О карбонатитовом комплексе Западного Забайкалья 85

РЕЦЕНЗИИ

Андреев С.И.
35 Крупный вклад в познание минерально-сырьевого потенци-
ала России и проблему национального недропользования 87

Иванов А.Н.
40 Шарьяжно-надвиговая тектоника окраин древних плат-
форм 88

Контарь Е.С., Левин В.Я.
45 Важное и крайне необходимое издание 89

К 100-летию Якова Давыдовича Готмана 91

К 100-летию Николая Дмитриевича Соболева 92

Памяти Льва Михайловича Трубникова 94

52 Памяти Виктора Филипповича Рогова 95

Редакция: Р.В.Добровольская, Н.С.Рябова
Верстка и оригинал-макет Н.П.Кудрявцева

Подписано в печать 05.10.2004. Формат 60×88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 129«б».
Телефон: 315-28-47. Факс: 313-18-18. E-mail: tsnigri@tsnigri.ru

Отпечатано ООО «Русская полиграфическая группа»

Об особенностях локализации медного оруденения и залежей углеводородов на юго-востоке Восточно-Европейской платформы

А.Г.КИСЛИЦИН, Ю.П.МЕНЬШИКОВ, С.В.ШЕБУХОВА (ФГУП «Баженовская геофизическая экспедиция»);
Е.С.КОНТАРЬ (ОАО «Уральская геологосъемочная экспедиция»)

На юго-востоке Восточно-Европейской платформы (рис. 1, прямоугольник — положение рассматриваемой зоны), в области сочленения Соль-Илецкого свода и Восточно-Оренбургского поднятия с Предуральским краевым прогибом, известен обширный ареал проявлений медистых песчаников в пестроцветных отложениях поздней перми. К их числу относятся Алабайтальское, Кызыл-Обинское, Чанкино, Бердянское, Каменноозерное и др. Южная часть этого ареала совпадает с территорией, на которой установлена промышленная нефтегазоносность эмско-пермских отложений осадочного чехла платформы. Здесь расположены Рождественское, Чкаловское, Южно-Оренбургское, Северо-Копанское, Копанское и Бердянское нефтегазоконденсатные и Теректинское, Староключевское, Красноярское, Комаровское газоконденсатные месторождения, а так же восточная нефтяная часть Оренбургского газоконденсатного месторождения (рис. 2). При этом, рудопоявления медистых песчаников, как правило, пространственно приурочены к краевым зонам Оренбургского, Комаровского, Староключевского и Теректинского месторождений углеводородов.

Такая тесная пространственная связь медистых песчаников и залежей углеводородов в этом районе как и во всем Предуралье, по-видимому, не случайна и, скорее всего, является парагенетической.

Проблема парагенезиса рудных и нафтоидных месторождений не нова и впервые была обозначена В.И.Вернадским в начале XX в. Впоследствии эта идея неоднократно обсуждалась как в отечественных, так и зарубежных гео-

логических изданиях. В 1990 г. опубликована монография, в которой подведен итог многолетних исследований по этой проблеме [6]. Авторы обоснованно утверждают, что исследования нефтегазоносности и рудоносности осадочных бассейнов или их частей должны проводиться комплексно с применением методов, разработанных для поисково-разведочных работ соответствующих геологических отраслей. Однако в настоящее время эта весьма продуктивная идея не находит серьезного воплощения в практике геологоразведочных работ.

Одним из эталонных полигонов для координированных поисков углеводородов и рудных месторождений может явиться зона сочленения Соль-Илецкого свода и Восточно-Оренбургского поднятия с Предуральским краевым прогибом, характеризующаяся достаточно сложным геологическим строением и высокой плотностью проявления углеводородов и меди в отложениях плитного осадочного чехла юго-восточной части Восточно-Европейской платформы. Следует отметить своеобразие геологического строения рассматриваемой территории, которое заключается в: 1) развитии мощной толщи осадков рифей-нижнедевонского (промежуточного) структурного этажа платформы; 2) присутствию в плитном эмско-пермском этаже чехла мощной (600—2500 м) эвапоритовой толщи кунгурского яруса; 3) масштабном проявлении соляной тектоники в пермских и мезозойских образованиях; 4) развитии ортогональных дислокаций субширотного и субмеридионального направлений.

Все выявленные к настоящему времени месторождения и проявления углеводородов зоны сочленения характеризуются структур локализацией в трех из восьми нефтегазоносных комплексах (НГК) эмско-пермских образований: визейско-башкирском (НГК-IV), каширско-позднекаменноугольном (НГК-VI) и раннепермском (НГК-VII).

В комплексе НГК-IV, сложенном карбонатными породами поздневизейского и башкирского возраста, залежи углеводородов связаны с проницаемыми пластами (коллекторами) А₄ и А₅, приуроченными к верхам башкирского яруса и представленными кавернозными известняками и доломитами. Покрышкой служат аргиллиты и глинистые доломиты верейского горизонта.

Комплекс НГК-VI охватывает карбонатную часть подсолового разреза чехла от каширского горизонта до гжельского яруса включительно. В этом комплексе установлен один проницаемый пласт карбонатов Г, приуроченный к верхней части гжельского яруса.

Комплекс НГК-VII образован сульфатно-карбонатными отложениями ассельского, сакмарского, артинского и кунгурского ярусов. Данный комплекс представлен карбонатными пластами-коллекторами: Р_{III}, Р_{IV}, Р_{V-1}, Р_{V-2}, Р_{V-3} и Р_{VIII}. Региональная покрышка для комплекса — ангидриты и каменные соли иренского горизонта.

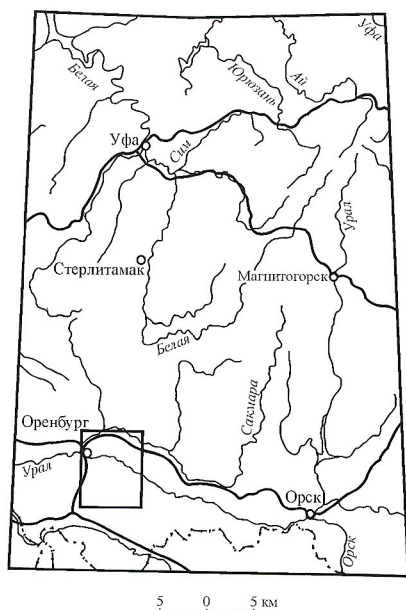


Рис. 1. Обзорная геологическая карта

Выявленные залежи углеводородов этих комплексов на большинстве месторождений мелкие или средние и только на Оренбургском нефтегазоконденсатном месторождении

они крупные и даже гигантские. Размер залежей, очевидно, зависит не столько от невыдержанности проницаемых пластов, сколько от степени тектонической нарушенности

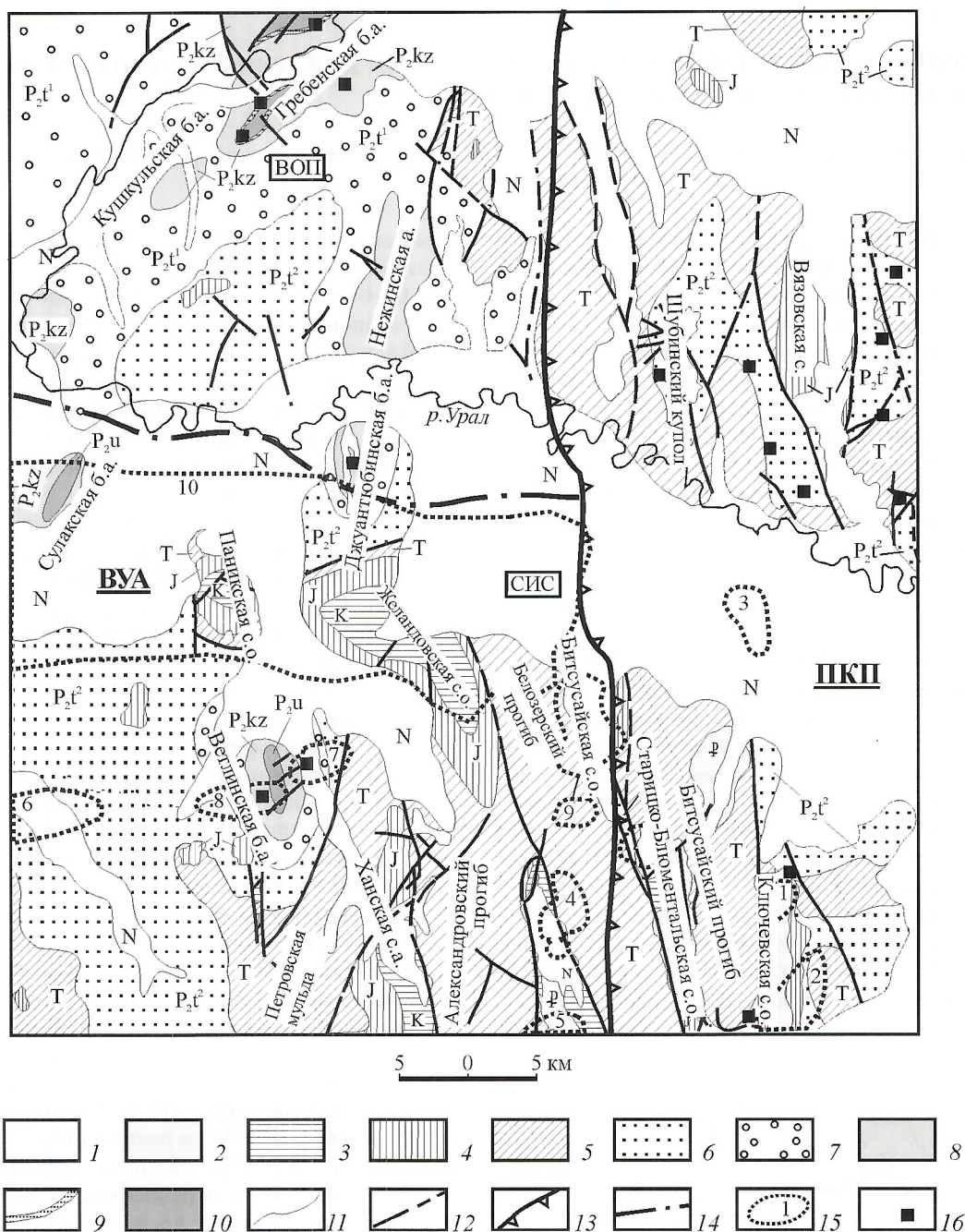


Рис. 2. Геолого-тектоническая схема дочетвертичных образований месторождений углеводородов и проявлений меди:

1—9 — стратиграфические подразделения; системы: 1 — неогеновая (глины, алевролиты, пески), 2 — палеогеновая (пески, алевролиты, галечники, гравелиты), 3 — меловая (алевролиты, глины, прослои известняков, песков; вверх мергели, мел), 4 — юрская (глины, алевролиты, пески и песчаники, галечники, линзы и прослои мергелей и известняков), 5 — триасовая (пестроцветные глины, алевролиты, песчаники, конгломераты); 6—10 — пермская: 6 — верхнетатарский подъярус и 7 — нижнетатарский подъярус (пестроцветные глины, алевролиты, песчаники, каличе, прослои известняков, мергелей, конгломератов), 8 — казанский ярус (пестроцветные ритмично-слоистые алевролиты, глины, доломиты, прослои песчаников, известняков); 9 — калиновская свита (алевролиты, глины, доломиты, прослои известняков); 10 — уфимский ярус (алевролиты, глины, песчаники с прослоями доломитов, известняков и мергелей); 11 — стратиграфические границы; 12 — разрывные нарушения; 13 — граница Предуральского краевого прогиба (ПКП) с Волго-Уральской антеклизой (ВУА) по артинскому ярусу; 14 — граница Соль-Илецкого свода (СИС) с Восточно-Оренбургским поднятием (ВОП); 15 — контуры месторождений углеводородов (нефтяные: 1 — Теректинское, 2 — Староключевское; газонефтяные: 3 — Рождественское, 4 — С-Копанское, 5 — Копанское, 6 — Черниговское; газоконденсатные: 7 — Красноярское, 8 — Комаровское, 9 — Чкаловское; нефтегазоконденсатные: 10 — Оренбургское); 16 — проявления меди; сокращения в названиях на рисунке: а. — антиклиналь, б.а. — брахиантиклиналь, с.о. — синклираль оседания, с. — синклираль, нгк — нефтегазоконденсатное, гн — газонефтяное, н — нефтяное

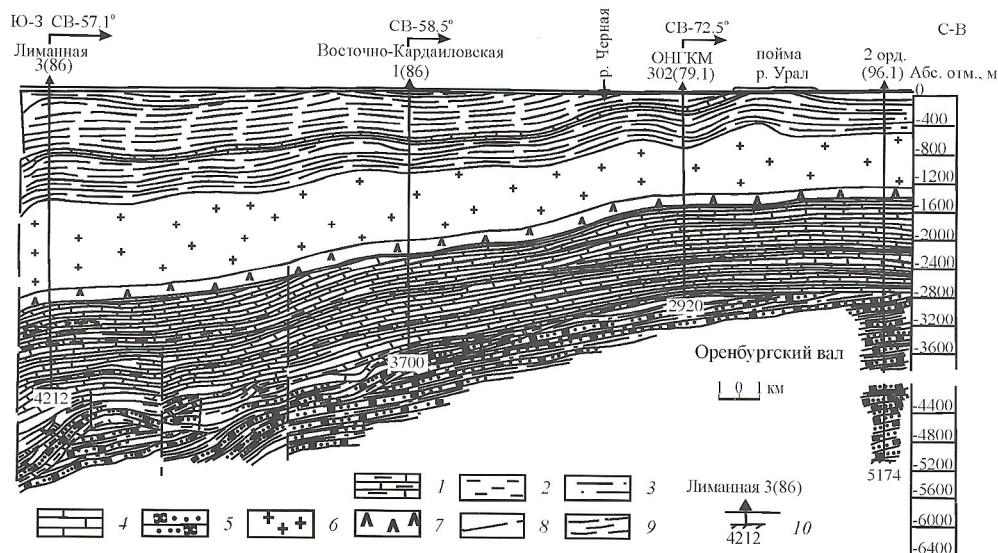


Рис. 3. Схематический геологический разрез палеозойских отложений со слабо проявленной солевой тектоникой:

литология: 1 — глинисто-карбонатные породы, 2 — аргиллиты, 3 — алевролиты, 4 — известняки и доломиты, 5 — песчаники, 6 — соли, 7 — ангидриты; 8 — предполагаемые тектонические нарушения; 9 — надсолевые терригенные отложения; 10 — скважина, ее номер, скобки — альтитуда, внизу — глубина забоя, м

слоистой толщи нефтегазоносного комплекса и особенно их «непроницаемых» покровов — флюидоупоров.

Главный региональный флюидоупор для подсолевых нефтегазоносных комплексов — сульфатно-галогенная толща иренского горизонта, мощность которой 700—800 м в Соль-Илецком своде (рис. 3) и 1500—2000 м и более в Предуральском краевом прогибе. В ненарушенном состоянии подобный солевой панцирь служит почти идеальным экраном на пути вертикальной миграции углеводородных флюидов или любых растворов. Однако такая покровка являлась непреодолимой преградой лишь до тех пор, пока не накопилась довольно мощная толща позднепермских, преимущественно терригенных осадков и не создались условия для диапиризма солей, вследствие чего непроницаемость покровки резко снизилась, а местами — в бессолевых «окнах» — полностью исчезла. Механизм миграции флюидов через сульфатно-галогенный экран рассмотрен в ряде публикаций [2, 5]. Солевой диапиризм в пределах рассматриваемой зоны проявлен повсеместно. При этом амплитуда и размеры солевых штоков, валов, гряд увеличиваются с запада на восток к осевой зоне Предуральского краевого прогиба. В прибортовой зоне Соль-Илецкого свода и Восточно-Оренбургского поднятия, а также на значительной части Предуральского прогиба солевые диапиры протрудились всю позднепермскую толщу осадков, а частично и низы триасовых отложений до букобайской свиты среднего отдела. В междиапировых прогибах (мульдах) соли в отдельных случаях полностью отжаты с образованием бессолевых «окон». По существу, в области полномасштабного проявления соляной тектоники вертикальная миграция флюидов и разного рода рассолов и гидротерм через иренскую толщу столь же вероятна, как и в подсолевом комплексе. Это значит, что перспективность надсолевого нефтегазоносного комплекса на поиски залежей углеводородов в пределах рассматриваемой зоны при наличии зональных флюидоупоров ни сколько не меньше, чем нижележащего, промышленная нефтегазоносность которого очевидна.

Перспективы нефтегазоносности так называемого «соле-тектонического комплекса», включающего сульфатно-галогенные осадки кунгурского яруса ранней перми, а также позднепермские и мезозойские образования, обосновываются в работах [5, 2]. По мнению этих исследователей, отсутствие залежей углеводородов на юге Оренбургской области в породах рассматриваемого комплекса не означает его бесперспективности, а является функцией изученности, определяемой отсутствием необходимого внимания к этому региональному геологическому объекту. Следует лишь заметить, что залежи углеводородов могут иметь место и на некотором удалении от области полномасштабной соляной тектоники в сторону осевых зон Соль-Илецкого свода (см. рис. 3) и Восточно-Оренбургского поднятия вследствие латеральной миграции углеводородных флюидов по восстанию проницаемых пластов и экранов в надсолевом комплексе, где над солевыми поднятиями образуются антиклинальные структуры облекания.

Актуальность исследования этого комплекса в пределах рассматриваемой зоны еще больше возрастает в связи с тем, что к нему стратиграфически приурочено большое число рудопроявлений медистых песчаников, тесно ассоциирующих с залежами углеводородов (см. рис. 2).

Характеристика медистых песчаников пермского возраста приведена в ряде публикаций [3 и др.]. Эти образования распространены на обширных территориях Предуралья, в основном в Предуральском прогибе и более западных структурах платформы. Наиболее интенсивное оруденение приурочено к различным стратиграфическим уровням таких структур и обладает определенной латеральной зональностью. Например, в Пермском Предуралье меденосны отложения шешминского горизонта (верхнеуфимский подъярус), Башкирском — нижнеказанские отложения; Оренбургском — верхнеказанские и татарские, а Актюбинском — кроме татарских, еще и нижнетриасовые. Продуктивные пестроцветные отложения, представленные сложно переслаивающимися красно- и сероцветными песчаниками, конгломератами, аргиллитами,

Опробованные образования	Содержания						
	Pt	Pd	Rh	Ru	Ir	Au	Ag
Объединенная валовая технологическая проба из отвалов	18,3	13,8	0,27	0,46	20,5	2,37	22,4
Штуфные пробы мелко- и среднезернистого песчаника	20—75	2,93—23	0,76—6,65	1—7,73	1,3—7,42	7,7—25,8	57—267
Углефицированная древесина (до)	18	7,5	1,0	1,0	2,8	16,8	267

алевролитами, мергелями, известняками. Для сероцветных образований характерны примеси как диспергированного, так и углефицированного органического вещества, прослои бурых углей, загипсованность, особенно при переходе к красноцветам. Эти осадки накапливались в разнообразных фациальных обстановках — прибрежно-морских, русловых, озерных, дельтовых. Рудные скопления ленто-, линзо-, лепешкообразной формы в условиях прибрежно-морской седиментации, или в виде роллов в русловых и дельтовых фациях. Размеры их изменяются в широких пределах: по длине — от первых десятков метров до 1,5 км, по ширине — от первых до 150 м, редко 400 м, мощность — от 0,1 до 8 м. Залегают они в интервале от поверхности до изученных глубин 80 м и часто расположены на нескольких гипсометрических уровнях, разделенных безрудными или слабоминерализованными породами. На некоторых участках присутствует 2—6 рудных горизонтов. Интенсивность оруденения определяется литологическим составом рудовмещающих пород. Наиболее высокие содержания (до 12% Cu) свойственны конгломератам. Песчаники содержат Cu 2—2,5%, мергели, глинистые сланцы 2—4%, известняки до 1,5%. Средние содержания меди, как правило, не превышают 1,5—2%. Помимо Cu, медистые песчаники содержат V до 1%, Ag до 100 г/т, Au до 2 г/т, Pb и Zn до 2—3%, а также Cd, Ge, Se, Te, Co, Re.

Основные рудные минералы — халькозин, борнит, халькопирит, пирит. В зонах окисления развиты ковеллин, куприт, тенорит, малахит, азурит, самородная медь, фольбортит (водный ванадат меди), самородная сера. Минералы меди цементируют конгломераты и песчаники, в известняках, мергелях и сланцах они располагаются по плоскостям наслонения, трещинам и концентрируются вблизи участков, обогащенных органическими остатками и углефицированным веществом.

Медное оруденение в пределах Соль-Илецкого свода и Восточно-Оренбургского поднятия локализовано преимущественно в пестроцветных отложениях казанского яруса (калиновская свита). Исключение — Каргалинское месторождение, которое находится северо-западнее рассматриваемой площади. В силу достаточно хорошей изученности данное месторождение может рассматриваться как типовой объект.

Каргалинское месторождение (Оренбургская область) приурочено к отложениям нижнетатарского подъяруса. В XVIII—XIX столетиях оно отрабатывалось мелкими карьерами и неглубокими шахтами, отвалы которых доступны для изучения. Оруденение распространено на площади около 300 км². Рудные тела месторождения ленто-, линзо-,

лепешкообразной формы протяженностью 50—1500 м, шириной 4—150 м, мощностью — 0,2—4,5 м. Залегают они на глубинах до 60 м. Главные минералы руд — малахит и азурит, редко присутствуют куприт и халькозин. Неравномерность распределения рудных минералов отражается на содержании меди, диапазон колебаний которого от 0,5 до 15%. В конце 30-х—начале 40-х годов XX в. В.Л.Малютин подсчитал запасы меди категорий В+С₁+С₂, составляющие 153,3 тыс.т при среднем содержании 1,68% [1]; с тех пор месторождение не переоценивалось.

В последние годы в рудах Каргалинского месторождения установлены высокие содержания благородных металлов [4], которые приведены в таблице.

Данные таблицы сопоставимы с концентрациями благородных металлов в месторождениях польского цехштейна (в г/т): Pt 10—370, Pd 10—120, иногда до 1000, Au 5—3000, Ag 20—5780 [9]. Рудопоявления, расположенные в непосредственной близости от Каргалинского месторождения (Старо-Березовский отвод, Кармалинское, Ново-Мясниковский, Кузьминовский отводы и др.), также как и остальные проявления Пермского и Башкирского Предуралья не изучались на наличие минералов платиновой группы.

Медистые песчаники Предуралья и крупные рудные скопления Предсудетско-Мансфельдского региона Центральной Европы одного возраста [7, 8]. Меденосны здесь отложения красного лежня (нижняя пермь) и цехштейна (верхняя пермь). Образования красного лежня представлены конгломератами, аркозовыми песчаниками, сланцами и небольшими количествами щелочных вулканитов неизвестных в районах Предуралья. Отложения цехштейна, залегающие выше, состоят из чередующихся конгломератов, песчаников, глинистых сланцев, мергелей, доломитов, известняков, солей, ангидритов. Литология и фации этих отложений идентичны развитым в Предуралье. Зона промышленных руд с содержанием меди свыше 1% и средней мощности около 2 м (пределы колебаний 0,3—11,2 м) приурочена к стратиграфическому уровню, отвечающему контакту красного лежня и цехштейна. В отложениях цехштейна расположена надрудная забалансовая (Cu 0,3—0,9%) и верхняя зоны малых концентраций (Cu до 0,3%). Аналогичные подрудные зоны развиты локально. Однако главный рудоносный уровень находится ниже соленосных отложений. Поэтому представляется, что меденосные горизонты Предуралья, которые расположены выше эвапоритовых толщ кунгурского яруса и соликамского горизонта, могут быть сопоставлены с надрудной забалансовой зоной нижнего цехштейна. Зоне промышленных руд Предсудетско-Мансфельдской меденосной области в Предуралье может отвечать

нижняя часть уфимского яруса P_2 , кунгурский и артинский ярусы P_1 . Здесь развиты известняки, доломиты, мергели, песчаники, алевролиты, аргиллиты и мощные толщи солей. Поскольку продуктивный уровень в Предсудетско-Мансфельдской области расположен под солями, то можно допустить, что и в Предуралье благоприятными могут быть не только подсолённые, но и флангово-солённые отложения. В то же время наличие Каргалинского месторождения не исключает промышленной рудоносности и надсолённых отложений. Приуроченность известных проявлений меди к градиентной части поля высот дневной поверхности (рис. 4) объясняется тем, что большинство из них выявлены и отработаны, начиная с бронзового до конца XIX в. в наиболее доступных обнаженных участках рудоносных горизонтов. Меденосность более глубоких горизонтов верхнепермских и более ранних отложений в этой части Предуральского краевого прогиба не исследовалась, поэтому нельзя, по-видимому, исключать выявление здесь более значительных скоплений медистых песчаников, не вскрытых эрозией.

В структурно-тектоническом отношении проявления медистых песчаников выявлены в крыльях антиформных надсолёвых структур (куполов, брахиантиклиналей и др.), ядерные части которых эродированы. Не исключено, что руды в таких структурах подверглись разрушению, а обнаруженные проявления представляют собой реликты некогда более значительных скоплений. В связи с этим первостепенное значение имеет выявление незэродированных или слабоэродированных надсолёвых антиформных структур, которые могут быть потенциально перспективными на обнаружение как медного оруденения, так и залежей углеводородов.

Несмотря на обилие проявлений пермских медистых песчаников Предуралья, объекты, подготовленные для поисковых и оценочных работ, в настоящее время отсутствуют. Поисково-ревизионные и тематические работы на медь, проводившиеся по инициативе А.В.Пуркина в небольших объемах, были прекращены в 60-е годы XX в.

В настоящее время единственный вид геологоразведочных работ, который может способствовать реализации металлогенического потенциала медистых песчаников в Предуралье — это ГДП-200. При этом должны учитываться и использоваться материалы геологоразведочных работ на нефть и газ, с продуктивными комплексами которых медистые песчаники тесно пространственно, стратиграфически, парагенетически, а, возможно, и генетически, связаны [6]. Следует подчеркнуть также, что крупные промышленные скопления медистых песчаников Предсудетской зоны (район городов Любин и Серошовице, Польша) были открыты при геологоразведочных работах на нефть и газ [7]. Кроме того, медистые песчаники, как это видно на примере Каргалинского месторождения, содержат такие концентрации благородных металлов, которые существенным образом повышают их геолого-экономическую значимость.

Как показывает опыт проведения геофизических исследований в Оренбуржье Баженовской геофизической экспедицией, картирование рудно-нефтегазоносных структур надсолёвого комплекса наиболее эффективно с привлечением высокоточной гравиразведки, проведенной с опережением сейсморазведочных работ. Выделяемые в процессе интерпретации отрицательные локальные аномалии силы тяжести (рис. 5, показаны контуры месторождений углеводородов) с высокой степенью достоверности определяют плановое положение даже незначительных по вертикальной амплитуде солёвых диапиров, а, следовательно,

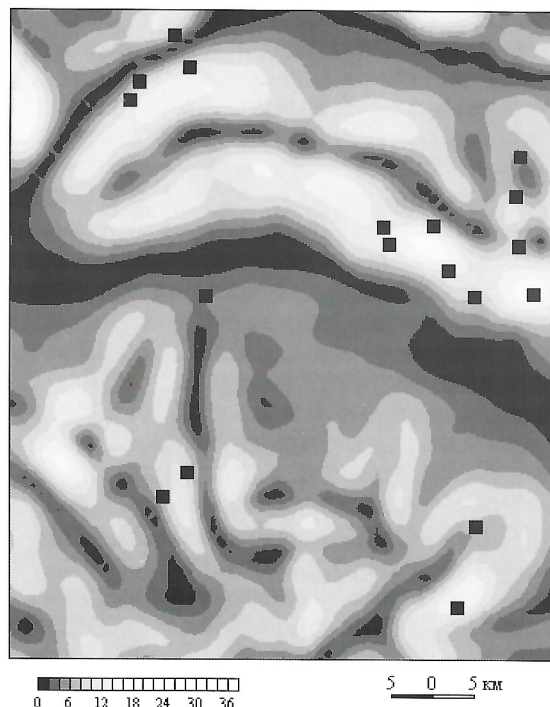


Рис. 4. Карта градиента гипсометрического поля дневной поверхности

и структур их облегающих. На рис. 5 видно, что интенсивность солёвого диапиризма увеличивается с запада на восток к центральной части Предуральского краевого прогиба, о чем свидетельствуют размеры и интенсивность аномалий силы тяжести. В зоне интенсивного диапиризма медистые песчаники занимают более высокое положение в разрезе надсолёвого комплекса, т.е. положение оруденения, по-видимому, определяется интенсивностью тектонических движений, способствующих мобилизации и миграции рудных растворов вверх по разрезу.

Приуроченность медного оруденения к антиформным структурам позднепермских отложений может служить критерием выявления залежей углеводородов в надсолёном комплексе в случае установления парагенетических связей медного оруденения с углеводородами подсолённого комплекса. Это и определяет актуальность изучения металлогеохимической специализации залежей углеводородов и окружающих их водных растворов, обнаруженных в рассматриваемом районе.

Таким образом, подлинная перспективность надсолёного структурно-литологического комплекса в отношении рудных месторождений и углеводородов на юге Оренбургской области в зоне сочленения Соль-Илецкого свода и Восточно-Оренбургского поднятия с Предуральским краевым прогибом наиболее эффективно может быть решена при взаимоувязанных исследованиях углеводородов и медистых песчаников. При этом поиски проявлений меди и сопутствующих металлов [3] в надсолённых отложениях могут быть одновременно ориентированы как на обнаружение углеводородных залежей на данном комплексе, так и на подсолённом.

При этом с целью установления парагенетических связей углеводородов и медистых песчаников первостепенное значение приобретают металлометрические исследования керна и (или) шлама как бурящихся, так и пробуренных скважин при поисках углеводородов и твердых полезных иско-

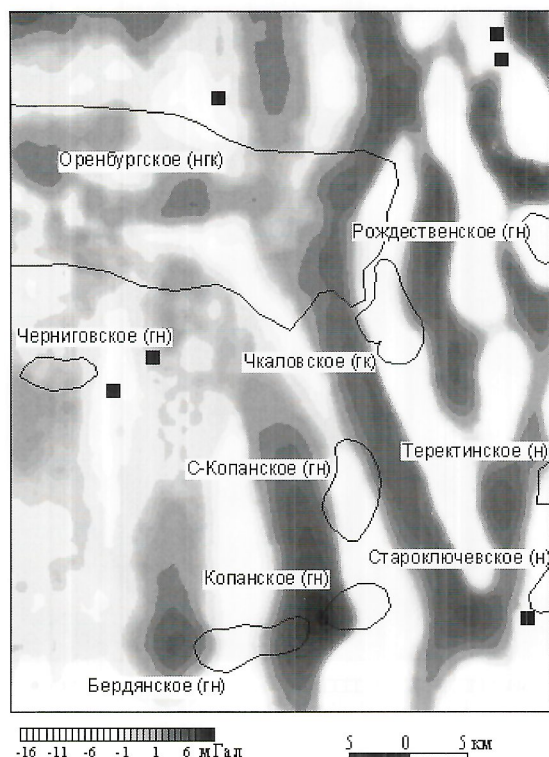


Рис. 5. Локальные аномалии поля силы тяжести

паемых, а также нефти, газоконденсата и околонефтяных пластовых вод во всех нефтегазоносных комплексах.

На площадях с установленными проявлениями медистых песчаников следует тщательно проанализировать все имеющиеся материалы сейсморазведочных исследований МОГТ для структурных и сейсмofациальных построений по солевому и надсолевому комплексам.

Одновременно с этим целесообразно проведение высокоточной гравиразведки с целью выявления особенностей солевой тектоники, а также возможного обнаружения крупных скоплений руд или углеводородов.

Геофизические и геохимические исследования должны завершиться комплексной интерпретацией всех геолого-геофизических материалов с применением передовых компьютерных технологий и определением наиболее перспективных участков на поиски как углеводородов, так и металлических ископаемых. По результатам комплексной интерпретации может быть определен комплекс и последовательность проведения дальнейших поисково-разведочных работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геология СССР*. Т. XIII. Ч. II. — М.: Недра, 1966.
2. Карнаухов С.М., Политыкина М.А., Тюрин А.М., Леонов Г.В. Надсолевые отложения — новый объект поисков залежей углеводородов на юге Оренбургской области // *Геология нефти и газа*. 1999. № 3—4. С. 20—27.
3. Контарь Е.С. Геологическое строение и минерагения Предуральского осадочного бассейна // *Отечественная геология*. 2002. № 3. С. 3—14.
4. Константинов В.М., Заварзин А.В., Фазлуллин М.И. и др. Нетрадиционные типы рудопоявлений платиноидов и золота на востоке Русской платформы и в Уральском регионе // *Руды и металлы*. 1999. № 4. С. 13—21.
5. Леонов Г.В., Дубинин В.С. Закономерности и перспективы нефтегазоносности надсолевых отложений Оренбургской области // *Геология нефти и газа*. 1994. № 11. С. 24—29.
6. *Парагенезис металлов и нефти в осадочных толщах нефтегазоносных бассейнов* / Под ред. Д.И. Горжевского, Д.И. Павлова. — М.: Недра, 1990.
7. Наркелюн Л.Ф., Салихов В.С., Трубаев А.И. Медистые песчаники и сланцы мира. — М.: Недра, 1983.
8. Лурье А.М. Генезис медистых песчаников и сланцев. — М.: Наука, 1988.
9. Kucha H. Platinum-Group Metals in the Zechstein Copper Deposits, Poland / *Econ. Geol.* 1982. Vol. 77. № 6. P. 1578—1591.

Энергетические минерально-сырьевые ресурсы

УДК 553.981.2 (571.53)

© Коллектив авторов, 2004

Проблемные вопросы нефтегазоносности Байкальской впадины

В.И.СИЗЫХ, А.А.ДЗЮБА, В.П.ИСАЕВ, С.Н.КОВАЛЕНКО (Институт земной коры СО РАН)

В Байкальской впадине как в миниатюре отразились основные представления о генезисе нефти и газа. Несмотря на многочисленные исследования по установлению перспектив нефтегазоносности байкальского региона, наличие прямых выходов нефти и газа в акватории оз. Байкал, до сих пор остаются неразгаданными проявления нефти и газа, как в пределах самого озера, так и на его восточном побережье в районе Селенгинской депрессии [11].

Открытие нефтяных месторождений в Восточной Сибири связано с начальными поисками нефти и газа именно в акватории оз. Байкал. И лишь сенсационные открытия нефти во внутренних регионах Сибирской платформы отвлекли внимание исследователей от этого региона и практически были забыты первые находки. На фоне открытия месторождений Непско-Ботуобинской антеклизы о байка-

льской нефти можно было и не вспомнить. Однако в последние годы развитие мобилистских идей, как у нас, так и за рубежом, заставило пересмотреть многие устоявшиеся концепции и в частности возможность обнаружения новых крупных нефтегазовых залежей в осадочном чехле, а также открытия месторождений нефти и газа в коре выветривания кристаллического фундамента. Все это побудило авторов вернуться к теоретическим истокам происхождения байкальской нефти и попытаться объяснить его нетрадиционным способом [10].

Первые упоминания о нефти в районе оз. Байкал относятся к XVII в., когда осваивалось Прибайкалье русскими перепроходцами. Начавшаяся первая мировая война на долгие годы оборвала поиски байкальской нефти и лишь в начале 30-х годов проблема поисков возникла снова. В ходе иссле-

дований удалось установить признаки присутствия нефти и в рыхлых молодых отложениях кайнозойского возраста, и в древнейших кристаллических породах. Такой парадокс заставлял геологов задуматься над вопросом: в каких же породах искать промышленную нефть, где ее истоки и почему прямо на водной поверхности оз. Байкал наблюдаются нефтяные пятна? Ряд геологов (В.В.Самсонов, Г.Е.Рябухин и др.) связывают байкальскую нефть с вероятностью нефтеобразования в осадках пресноводного водоема в условиях рифтогенеза. Другие исследователи объясняют образование нефти неорганическим происхождением (Н.А.Кудрявцев, А.Н.Терещенко, В.В.Ламакин и др.). В.А.Успенский, С.П.Ситников и Г.Г.Мартинсон считали, что источником нефти являются морские толщи кембрия; Е.А.Пресняков, Е.В.Кравченко, В.Г.Васильев относили ее к меловому возрасту. В.К.Шиманский, детально изучив образец байкальской нефти, пришел к выводу о ее биогенном происхождении. М.М.Мандельбаум предполагал рифейский возраст байкальской нефти на основании находок в ней спор синийского возраста [8]. «Проведенным полинологическим анализом установлено присутствие в байкальской нефти спор, аналогичных спорам в отложениях трехчленного байкальского комплекса» [8, с. 95]. Подобной точки зрения придерживались С.М.Замараев, В.Г.Васильев, Е.В.Павловский и Н.А.Флоренсов [9, 12], писавший по этому поводу: «В 1953 г. автор высказал мнение о возможно верхнепротерозойском возрасте байкальской нефти. Это предположение автор и сейчас считает не лишним оснований, хотя оно и не разделяется сибирскими геологами-нефтяниками» [12, с. 243].

Микрорепериментологический анализ нефти, проведенный Б.В.Тимофеевым в 1960 г. (ВНИГРИ) и Т.Ф.Субицкой в 2000 г. (ВСНИИГГиМС), позволил датировать нефть рифей-вендским возрастом.

Детальное изучение Р.Н.Пресновой (ВСНИИГГиМС) химического состава байкальской нефти позволило связать ее генезис с морскими дофанерозойскими нефтепродуцентами толщами. Возможен нетрадиционный вариант — источником байкальской нефти могут быть залежи нефти в докембрийских отложениях, перекрытых шарьяжно-надвиговым комплексом кристаллических пород Байкало-Патомского нагорья (рис. 1). Е.В.Павловский отмечал: «Несмотря на обилие гипотез, происхождение, возраст и практическое значение байкальской нефти продолжают оставаться загадочными. Наиболее правильный путь к ее разрешению — это разбуривание глубокими скважинами древних кристаллических пород, слагающих восточный берег озера, выяснение природы тех отложений, на которые надвинут древний массив и с которыми, вероятно, связана байкальская нефть» [9, с. 167].

Анализ пространственного размещения нефтегазовых месторождений в плане и разрезе юго-восточной окраины Сибирской платформы позволяет сделать следующие основные выводы:

1. Все месторождения нефти и газа юго-восточной окраины Сибирской платформы размещаются в пределах региональной сигмоиды северо-восточного простирания, прослеживающейся конформно Байкало-Патомскому нагорью на сотни километров, согласно модели поясной зональности, вписываясь в пояс фронтально-надвиговых и отраженных структур. Эта закономерность хорошо согласуется с представлениями о неразрывности процессов шарьирования Байкало-Патомской складчатой области и

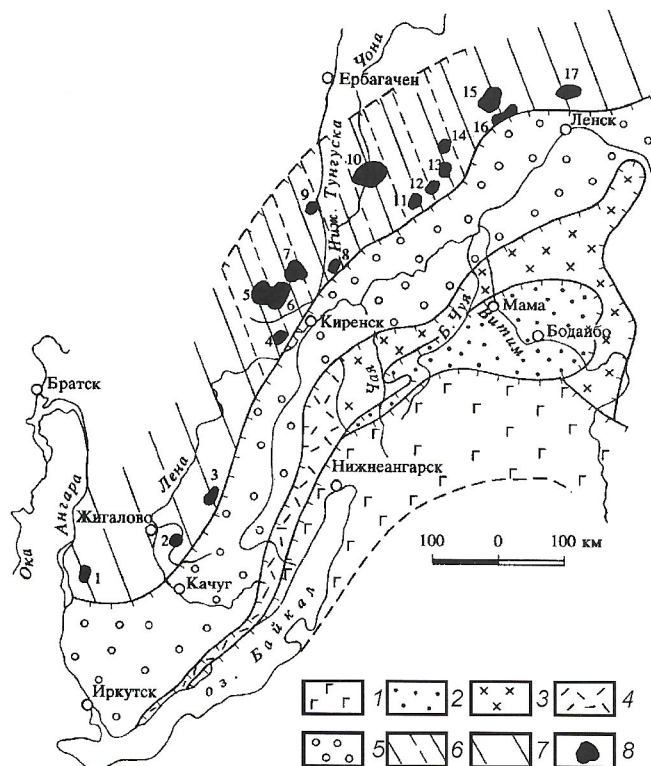


Рис. 1. Схема тектонических структур и нефтегазоносности юго-восточной окраины Сибирской платформы на границе с Байкало-Патомским нагорьем:

1 — Байкало-Муйский офиолитовый пояс — корневая внутренняя зона, сформированная пакетами сорванных тектонических покровов, сложенных островодужными и офиолитовыми комплексами; 2 — Мамско-Бодайбинская зона, представленная шельфовыми формациями пассивной окраины, характеризующейся покровно-складчатым строением; 3 — Чуйско-Тондско-Нечерская зона, состоящая из мегапластин, сложенных структурно-вещественными комплексами, являющимися фрагментами переработанного фундамента Сибирской платформы; 4 — Аkitканская мегапластина; 5 — Прибайкало-Предпатомская поднадвиговая зона; 6 — Непско-Ботуобинская фронтальная мегапластина; 7 — фронтальная зона отраженной складчатости в осадочном чехле платформы; 8 — месторождения нефти и газа: 1 — Атовское, 2 — Ковыктинское, 3 — Тутурское, 4 — Марковское, 5 — Ярактинское, 6 — Аянское, 7 — Дулисьминское, 8 — Пилюдинское, 9 — Даниловское, 10 — Верхнечонское, 11 — Таранское, 12 — Центральноталаканское, 13 — Нижнехаканское, 14 — Озерное, 15 — Среднеботуобинское, 16 — Хотого-Мурбайское, 17 — Верхневилючанское

юго-восточной окраины Сибирской платформы и вытекает из последовательного перемещения фронта шарьяжеобразования от складчатой рамы в глубь платформы, что приводит к миграции углеводородов из Байкало-Патомского первичного палеобассейна к периферийному обрамлению надвиговых структур.

2. В стратиграфическом разрезе осадочного чехла юга Сибирской платформы наблюдается отчетливая вертикальная зональность продуктивных залежей; самые мощные скопления нефти и газа приурочены к базальным горизонтам осадочного чехла вендского нефтегазоносного терригенного комплекса, т.е. непосредственно к границе «чехол—фундамент». Нефтегазовые залежи преимущественно связаны с зонами вторичных коллекторов, приуроченных к подошвенным срывам — дetchментам, персе-

ходящим последовательно с юго-востока на северо-запад от Предпатомского прогиба до зоны Непских складок с уровня рифейских отложений на уровень венда и нижнего кембрия. Нефтегазоносность верхневендско-нижнекембрийского карбонатного комплекса, как правило, обнаруживает прямую связь с подстилающим рифей-вендским терригенным нефтегазоносным комплексом. Однако самое парадоксальное заключается в том, что практически все скважины остановлены на границе «чехол—фундамент» (на самом продуктивном уровне) и далее кристаллические породы не бурились, хотя признаки нефтегазоносности не исчезали, судя по специфическим «черным» цирконам. Следовательно, на потенциально перспективных площадях надо изучать кристаллический фундамент на сотни метров и более с целью вскрытия вероятной аллохтонной расслоенности кристаллических пород — зон разуплотнения и нижних горизонтов осадочного чехла и выявления многоэтажных поднадвиговых нефтегазовых залежей. Сказанное подтверждается многочисленными примерами в других хорошо изученных регионах, где скопления нефти и газа приурочены не только к базальным горизонтам осадочного чехла (Североморские месторождения и др.), но очень часто залегают ниже в кристаллических породах фундамента на глубинах 300—1500 м, в таких месторождениях, как Эдисон, Мара, Ла-Пас, Оймша, Еллей-Игайское, Тутома, Молоичское, Маунтин-Вью, Лубны, Костеляны, Нойленбах, Хухрянское. При этом вторичная пористость и проницаемость пород бывают настолько большими, что нефть из скважины фонтанирует с дебитом 5000 т/сут.

Происхождение углеводородов Байкальской впадины исследуется давно и рассматривается с самых различных точек зрения. Особый интерес представляют два района — Усть-Селенгинская депрессия и Баргузинско-Чивыркуйский перешеек.

В Усть-Селенгинской депрессии пробурено множество мелких (100—500 м) и 11 глубоких (2—3 км) скважин (рис. 2, А). В настоящее время имеется полная сводка проявлений газов и нефти на земной поверхности и в скважинах, дана оценка прогнозных ресурсов и разгрузки метана. Анализ газов позволил установить некоторые особенности в их составе. В менее погруженных окраинных частях Усть-Селенгинской депрессии преобладают азотные и кислотные газы, содержание метана незначительное. Во внутреннем поле депрессии обратная картина. С позиций органической гипотезы залежи обычно формируются в результате латеральной миграции. В многокилометровом разрезе (5—7 км) осадочного покрова рассматриваемой депрессии такой процесс логичен (см. рис. 2).

В вертикальном разрезе Усть-Селенгинской депрессии отчетливо видна гидрогеохимическая зональность. В приповерхностном интервале повсеместно распространена зона низкоминерализованных вод. Химический состав их почти однообразный, аналогичен составу вод р.Селенга, стариц, болот. Среди отрицательно заряженных ионов преобладает обычно гидрокарбонат. Катионы представлены в основном Са и Mg. Общая минерализация 0,1—0,3 г/л. Мощность зоны 300—500 м. Во внутреннем поле депрессии зона развита примерно в пределах четвертичных осадков.

Ниже господствует зона гидрокарбонатных натриевых вод. В прибортовых частях депрессии минерализация вод 0,2—0,3 г/л, в центральной увеличивается до 0,4—0,7 г/л. Отличительная черта вод этой зоны — незначительное со-

держание хлора и сульфат-иона. В целом эти воды свойственны кайнозойским отложениям депрессии. Однако эпизодически наблюдаются аazonальные подземные воды специфического химического состава, характерные для Сибирской платформы [3].

Уникальная гидрохимическая аномалия выявлена на глубине 2885 м в Истокской скважине 3-р:

$$M_{3,1} \frac{C_{184}HCO_3 \cdot 14SO_4 \cdot 2}{Na70Ca24Mg5},$$

где М — минерализация, г/л, ионы, % (эквивалентное содержание).

Подчеркнем, что вмещающий горизонт этих вод представлен озерно-речными пресноводными песками.

Иная картина на Баргузинско-Чивыркуйском перешейке (см. рис. 2, Б). По аналогии с разрезами на западном берегу п-ва Святой Нос и донных осадков хр.Академический возраст осадков перешейка определяется как миоцен-плиоцен-четвертичный. В строении перемишки отчетливо выделяются два крупных блока: северо-восточный (чивыркуйский) и юго-западный (баргузинский). Мощность четвертичных рыхлых осадков на чивыркуйском блоке небольшая и составляет первые десятки метров. Преимущественно это береговые наносы, сложенные материалом р.Малый Чивыркуй. Мощность осадочных отложений на баргузинском блоке несколько больше и достигает первых сотен метров. Они представлены чередованием пластов песка, глин, ила.

При любых оценках Баргузинско-Чивыркуйский перешеек находится в зоне активного водообмена с резко окислительной обстановкой. Отложения его вовсе не нефтематеринские, но проявления углеводородных газов в них весьма активные. В 4—5 мелких скважинах, пробуренных еще в 1905—1906 гг., наблюдалось неоднократное «кипение» бурового раствора. В скв.2 вследствие давления газа проходка на глубине 57 м сопровождалась поднятием бурового инструмента на высоту 0,6 м. Более того, в скв.3 при достижении отметки 140 м произошел полный выброс инструмента, что возможно при значительных ресурсах углеводородных газов.

Для указанного перешейка характерны специфические образования, которые следует отнести к «грязевым сопкам» или сальзам. Они имеют вид конусов высотой 0,5—3 м и жерло глубиной 1—2 м. Диаметр основания конусов 1—5 м. Из жерла наблюдается фонтанирование подземных вод, грязи, азотно-углеводородных газов. Интенсивность их поступления периодическая — длительные стадии накопления газов и воды чередуются с кратковременным фонтанированием. Подземные воды грязевых сопкок сульфатные натриевые, термальные, что указывает на их глубинность. Грязь сопкок по химическому составу аналогична минеральному веществу, выносимому гидротермами. Поступление их по молодым разломам из кристаллического фундамента очевидно. Наиболее крупные разломы северо-восточного и субмеридионального простираения [7].

Прогноз [2] и открытие [6] газогидратов в последние годы в донных осадках оз.Байкал имеет большое теоретическое и практическое значение. Достаточно сказать, что впервые в мире установлен факт открытия в осадке пресноводного бассейна газогидратов. В практическом отношении это открытие трудно переоценить. «Газогидраты представляют собой льдоподобные кристаллические растворы. Растворителем в них является вода, молекулы которой образуют

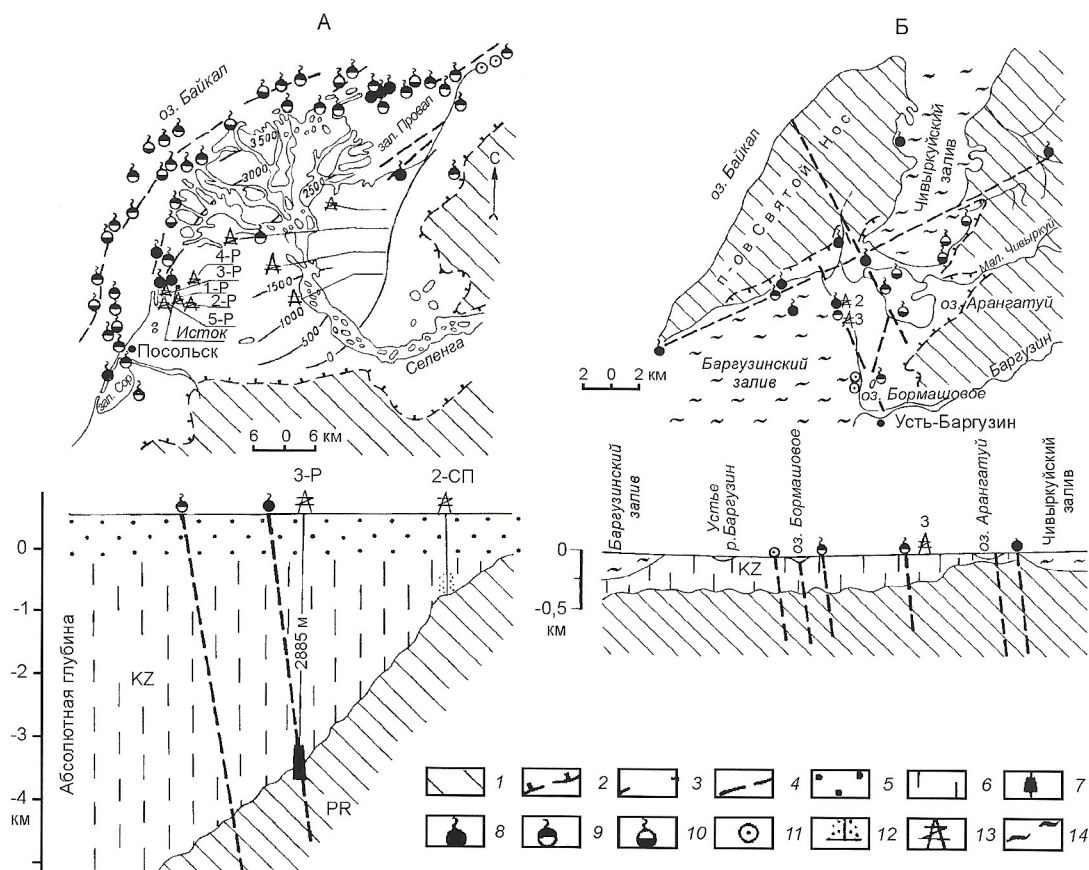


Рис. 2. Схема нефтегазопоявлений Усть-Селенгинской депрессии (А) и Баргузинско-Чивыркуйского перешейка (Б):

1 — кристаллический фундамент; 2 — граница осадочного чехла; 3 — глубина залегания подошвы кайнозойских отложений; 4 — некоторые кайнозойские разломы; зона гидрокарбонатных вод: 5 — кальциевых, 6 — натриевых; 7 — проявления соленых хлоридных натриевых вод; 8 — родник термальных вод; 9 — выход горючих газов; 10 — пропарины; 11 — проявления озокерита; 12 — газопоявление в скважине; 13 — скважина и ее номер (Р — Истокская площадь, СП — Селенгинская); 14 — акватории Баргузинского и Чивыркуйского заливов

ячейки объемного каркаса. В их полостях находятся молекулы газа. В осадочных толщах акваторий такой газ — метан. Газогидраты — новый, еще не востребованный человечеством энергетический источник» [1, с. 7—8].

Приуроченность газовых грифонов к прибрежной акватории оз.Байкал объясняется тем, что в центральной части его дна на глубине свыше 350 м присутствует газогидратный слой [4, 6], представляющий региональную покрывку для субвертикально мигрирующих газов. На больших глубинах озера толщина слоя больше, на малых — меньше. К берегам газогидратный слой выклинивается.

В тех местах, где существует повышенный тепловой поток, газогидратный слой имеет минимальную толщину, т.е. его подошва приподнята и образует «антиклинальные» структуры, в которых могут находиться газовые скопления. При очень сильных землетрясениях сплошность газогидратного слоя нарушается, и по сформировавшемуся разлому метановые газы устремляются вверх, образуя на дне оз.Байкал вулканический конус. Поскольку толщина газогидратного слоя наиболее сильно уменьшается в сторону восточного берега, особенно к дельте р.Селенга (за счет асимметрии дна, мелководья и повышенного теплового поля), то по воздымающейся подошве газ «соскальзывает» в сторону дельты, формируя на водной поверхности пунктирные цепочки газовых грифонов, наблюдающиеся весной в виде пропарин [5].

Предлагаемая схема, формирования газовых потоков (рис. 3) позволяет положительно оценить перспективы всех

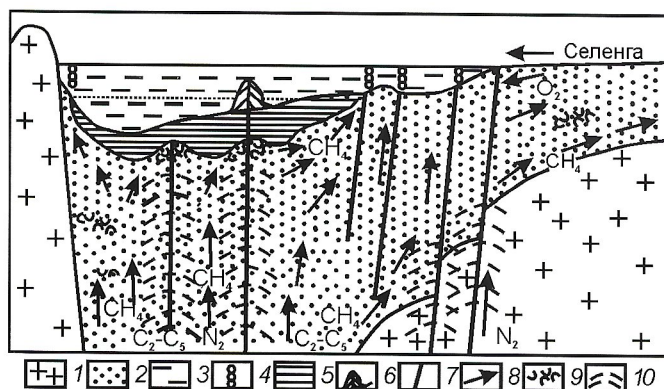


Рис. 3. Схема формирования газовых потоков, газовых грифонов, пропарин и вулканов на оз.Байкал в районе Бугульдейско-Селенгинской перемычки:

1 — магматические и метаморфические породы; 2 — осадочная толща; 3 — водная толща оз.Байкал; 4 — газовые грифоны; 5 — газогидратный слой; 6 — газовый вулкан; 7 — разломы; 8 — направления газовых потоков; 9 — скопления горючих газов; 10 — тепловые потоки

примыкающих к оз. Байкал впадин, так как внутрирезервуарная миграция основной массы углеводородов направлена вверх по восстанию слоев из зон преимущественного газообразования к зонам преимущественного газонакопления.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ № 01-05-97216, грант Министерства образования РФ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Голубев В.А. Газовые гидраты донных осадков Байкала / Нефть и газ в современном мире: геолого-экономические и социально-культурные аспекты. — Иркутск: Изд-во ИГУ, 2001. С. 7—9.
2. Голубев В.А. Геотермический прогноз глубин нижней границы газогидратного слоя в донных отложениях озера Байкал // Докл. АН. 1997. Т. 352. № 5. С. 652—655.
3. Дзюба А.А. Разгрузка рассолов Сибирской платформы. — Новосибирск: Наука, 1984.
4. Ефремова А.Г., Гритчина Н.Д. Газогидраты в морских осадках и проблема их использования // Геология нефти и газа. 1981. № 2. С. 32—35.
5. Исаев В.П. О газовом палеовулканизме на Байкале // Геология нефти и газа. 2001. № 5. С. 45—50.
6. Кузьмин М.И., Калтычков Г.В., Гелетий В.Ф. и др. Первая находка газогидратов в осадочной толще озера Байкал // Докл. АН. 1998. Т. 362. № 4. С. 541—543.
7. Логачев Н.А. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья / История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. — М.: Наука, 1974.
8. Мандельбаум М.М. Тектоника Селенгинской депрессии и проблема байкальской нефти // Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Вып. V (XXVI). — Иркутск, 1959. С. 89—97.
9. Павловский Е.В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области // Тр. ин-та геол. наук АН СССР. Вып. 99. Серия Геология. 1948. № 31.
10. Сизых В.И. Шарьяжно-надвиговая тектоника окраин древних платформ. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001.
11. Сизых В.И., Лобанов М.П. Загадка байкальской нефти // Природа. 1996. № 1. С. 23—34.
12. Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. — М., Л.: Изд-во АН СССР, 1960.

Рудные и нерудные месторождения

УДК 551.248.2 (571.54/55-11)

© Б.Н.Шашорин, 2004

О природе рудоконтролирующих тектонических напряжений в Стрельцовском урановорудном узле Восточного Забайкалья

Б.Н.ШАШОРИН (ФГУП ВИМС МПР России)

В статье приведены результаты компьютерного моделирования палеотектонических полей напряжений, выполненного на базе ГИС-технологий и структурных карт кровли фундамента Стрельцовской ураноносной палеокальдеры Восточного Забайкалья. Установлена связь высокопродуктивного жильно-штокверкового уранового оруденения с локальными центрами декомпрессии. На основе сопоставления геологических фактов и результатов моделирования утверждается, что природа силового поля напряжений, генерирующего урановорудный процесс в Стрельцовском районе (узле), обусловлена перемещениями палеоплит в полосу силовой развязки Монголо-Сибирского палеоконтинента с блоками Северо-Китайской древней платформы в активизационные периоды (J_3 — K_1 , позже).

Геологическое строение Стрельцовского урановорудного узла. Стрельцовская группа месторождений урана (Антейское, Стрельцовское, Тулукуевское и др.) — крупнейшая в Центральной Азии; расположена она в юго-восточной части Монголо-Сибирского палеоконтинента (рис. 1), сформированного в процессе аккреции к Сибирскому кратону рифейских блоков микроконтинентов, и их гранитной спайки во время каледонской орогенеза. Стрельцовская группа месторождений урана находится в пределах Восточно-Монгольского активизационного (J_3 — K_1) вулканического пояса рифтогенной природы [1, 6, 7]. Месторождения урана локализованы в фундаменте и вулканитах Стрельцовской палеокальдеры, которая представляет собой изометричную депрессию со ступенчатым (от периферии к центру) погружением гранитных блоков фундамента (рис. 2, 3). Тектоническими ограничениями Стрельцовской палеокальдеры являются кольцевые и радиальные разломы, образовавшиеся на завершающих

стадиях становления J_3 — K_1 вулканогенного пояса, и неоднократно подновленные в процессе альпийского тектогенеза [3, 4, 5, 8, 11].

Фундамент Стрельцовской палеокальдеры сложен гранитоидами каледонского (PZ_1), варисийского (PZ_{2-3}) возрастов (см. рис. 3) и более древними породами. В строении и выполнении кальдеры — верхнего структурного этажа Стрельцовской палеокальдеры — принимают участие лавовые покровы основного, среднего, кислого и субщелочного составов (J_3^2 — J_3^3 , K_1), разделенные горизонтами туфогенно-осадочных пород (см. рис. 3).

Гранитоиды каледонского возраста (PZ_1) представляют собой крупнозернистые порфировидные породы, образованные в процессе метасоматической проработки докембрийского гранитогнейсового субстрата Аргунского (Южно-Керуленского) блока — микроконтинента («обломка» древней дорифейской коры). Каледонские граниты обогащены SiO_2 , Al_2O_3 , K. Для них характерны повышенные концентрации U ($9,6$ — $12,0 \times 10^{-4}\%$) и Th ($25,3$ — $28,6 \times 10^{-4}\%$) [3, 4, 5, 8, 11].

Гранитоиды варисийского возраста (PZ_{2-3}) представлены преимущественно биотитовыми гранитами и секущими их жилами среднезернистых лейкогранитов, аплитов и пегматитов. По химизму они относятся к формации субщелочных лейкогранитов. Причем в биотитовых гранитах среди щелочей несколько преобладает натрий, а в более поздних лейкогранитах — калий. Для них характерны низкие концентрации U ($2,5$ — $4,1 \times 10^{-4}\%$) и Th ($7,1$ — $23,2 \times 10^{-4}\%$) [3, 4, 5, 8, 11].

Лавовые покровы (J_3 — K_1) составляют ~80% объема верхнего структурного этажа Стрельцовской палеокальдеры. Они представлены базальтами, андезитобазальтами, анде-

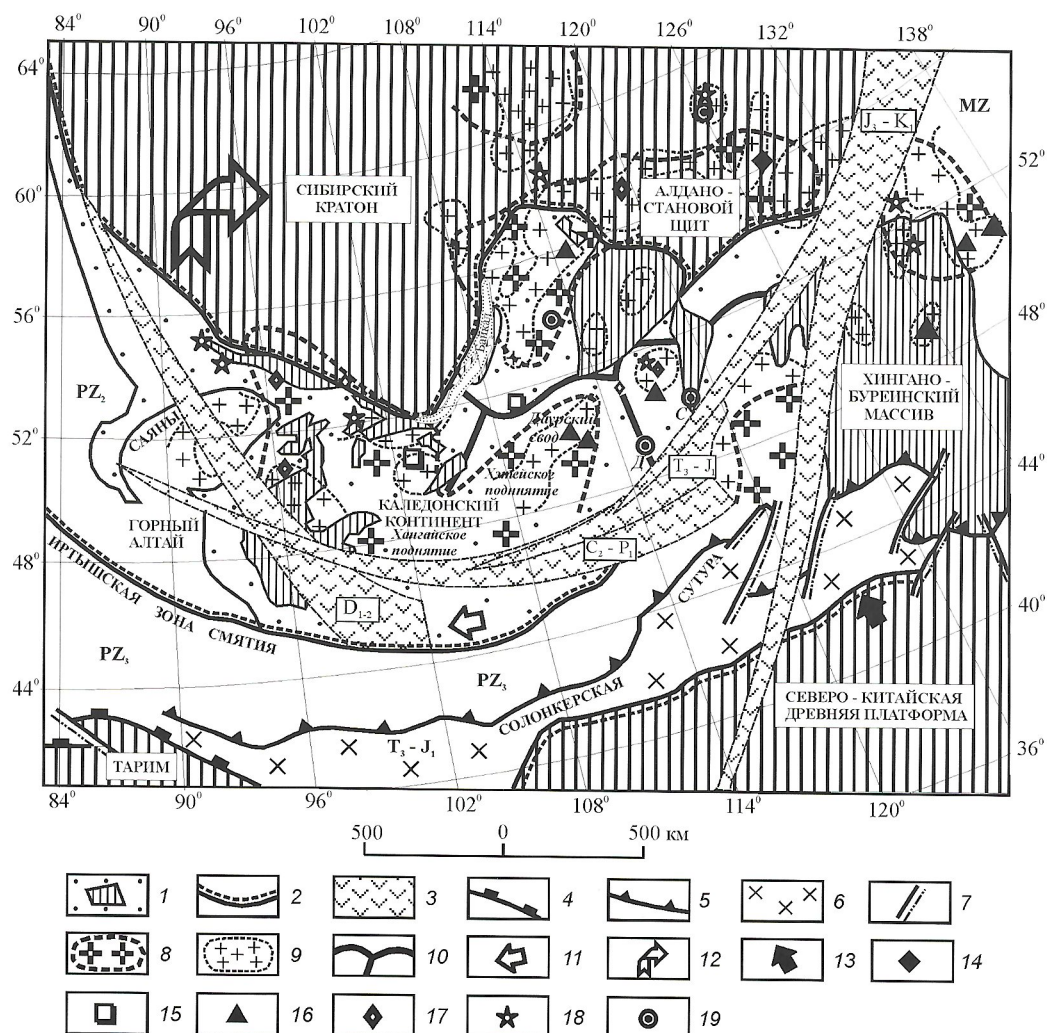


Рис. 1. Палеоплитный ансамбль Восточно-Сибирского региона. Схема составлена [14] на основе Тектонической карты Северной Евразии масштаба 1:5 000 000 [9] с использованием карт наблюдаемого поля силы тяжести масштаба 1:1 000 000;

1 — каледонское складчатое обрамление Сибирской древней платформы (штриховка — блоки-микроконтиненты с дорифейской корой — «обломки» древних платформ); 2 — границы древних (дорифейских) и PZ_{1-2} континентальных плит (штриховка — древние платформы); 3 — окраинно-континентальные вулканические пояса (ОКВП) и их возраст; офиолитовые швы, сутуры, фронты надвигов: 4 — PZ_3 , 5 — MZ_1 ; 6 — континентальная кора, сформированная в MZ_1 ; 7 — сдвиговые зоны MZ_2 ; контуры региональных гравитационных минимумов, обусловленные разуплотнением коры (по расчетным данным): 8 — нижней, 9 — верхней; 10 — оси плотных масс в структуре земной коры Восточного Забайкалья (по геофизическим данным); 11 — вектор сдвижения Монголо-Сибирского палеоконтинента в D-C-P и T-J₁ время (по [1]); 12 — направление вращательного движения Монголо-Сибирского палеоконтинента в D-C-P и T-J₁ время (по Буслову и др., 2000); 13 — вектор силового давления Северо-Китайской плиты в MZ_2 ; рудные поля месторождений: 14 — Fe, 15 — W, 16 — Sn, 17 — Ta, Nb, TR, 18 — Au, 19 — U. Группы месторождений урана Монголии и Южного Приаргуны: Д — Дорнотская, С — Стрельцовская

зитами, дацитами, риолитами (фельзитами). Кислые вулканиды этой палеокальдеры весьма близки по химизму и существенно отличаются лишь по структуре и текстуре. По петрохимическим, геохимическим и радиогеохимическим особенностям они близки к субщелочным лейкогранитам. Их отличает повышенная щелочность при явном преобладании K над Na ($K_2O/Na_2O > 1$), очень высокие содержания U ($6,0—21,1 \times 10^{-4}\%$). По специфике и положению в разрезе они относятся к финальной риолит-дацитов серии. Присутствуют также субвулканические тела, экструзии и дайки мелкопорфировых риолитов, сиенит-порфиров, граносиенит-порфиров, гранит-порфиров, которые внедрялись вдоль кольцевых прибортовых разломов [3, 4, 5, 8, 11].

Контрастный наземный базальт-риолитовый вулканизм в Стрельцовском (Урулюнгуевском) районе связан с активизацией в J₃—K₁ крупных разломов фундамента (Уру-

люнгуевский, Чиндачинский и др.), образованием глубоководных магмоподводящих каналов. Палеотектонический режим развития территории Южного Приаргуны в этот период (J₃—K₁) характеризовался дифференцированными сводово-глыбовыми перемещениями геоблоков пород в верхних горизонтах земной коры [1, 7, 8], что определило пульсационно-прерывистое накопление лавовых покровов основного, среднего, кислого и субщелочного составов. Наиболее контрастные перемещения земной коры происходили в начале вулканического цикла (J₃). В это время накапливались базальные горизонты терригенных пород, изливались базальты. Ко времени накопления финальной риолит-дацитовой серии (J₃—K₁) интенсивность сводово-глыбовых перемещений ослабла. В верхнем мелу и палеогене за счет эрозии произошла нивелировка горного палеовулканического рельефа, сформировался современный слабохолмистый ландшафт.

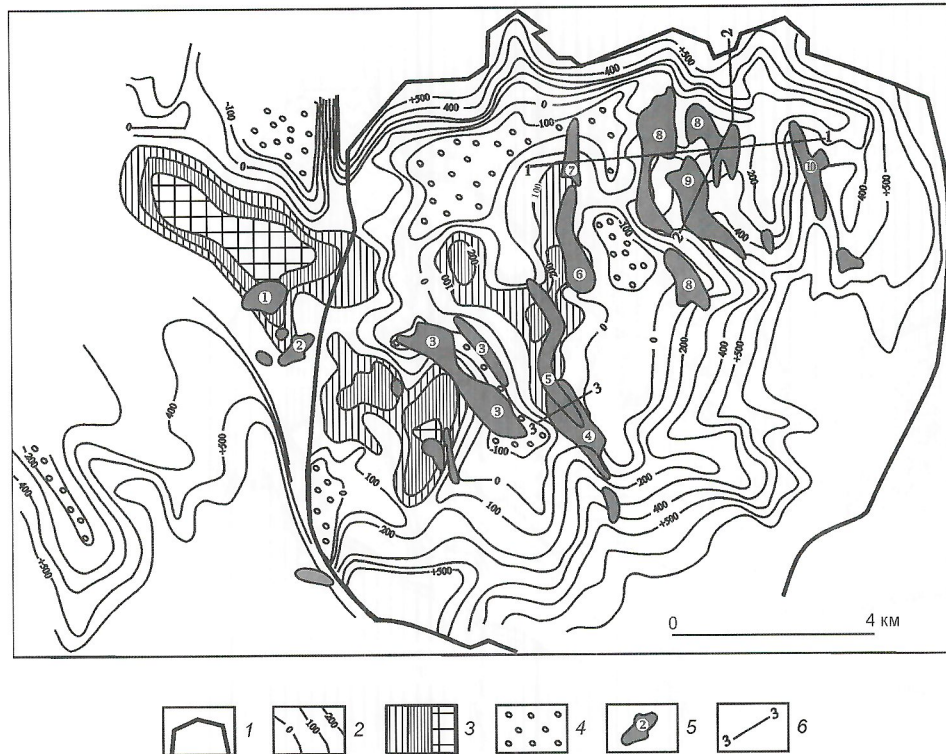


Рис. 2. Стрельцовская группа месторождений урана относительно структурно-тектонических неоднородностей в кровле палеозойского фундамента Стрельцовой палеокальдеры. Схема составлена по материалам Л.П.Ищуковой, В.Е.Вишнякова, А.Х.Шафикова и др.:

1 — прибортовые разломы; 2 — изогипсы кровли палеозойского фундамента; 3 — относительно приподнятые блоки фундамента (тектонические уступы) с превышением над гипсометрическим нулевым уровнем 100, 200, 300 м и более; 4 — относительно опущенные блоки фундамента (внутренние прогибы), гипсометрически ниже нулевого уровня; 5 — урановородные тела месторождений (цифры в кружках): 1 — Аргунское, 2 — Красный Камень, 3 — Тулукуевское, 4 — Мало-Тулукуевское, 5 — Мартовское, 6 — Лучистое, 7 — Октябрьское, 8 — Стрельцовское, 9 — Антейское, 10 — Широндукуевское; 6 — линии геологических разрезов (см. рис. 3).

Образование промышленных концентраций урана в Стрельцовой палеокальдере связано с позднемезозойской поствулканической деятельностью — низкотемпературным гидротермальным процессом [3, 4, 5, 8, 10, 11].

Промышленное урановое оруденение локализуется в породах фундамента рассматриваемой палеокальдеры — месторождения Антей, Аргунское — и в ее вулканитах — месторождения Стрельцовское, Тулукуевское, Мало-Тулукуевское, Октябрьское, Мартовское, Лучистое и др. Для урановородных тел характерно многоярусное строение — они локализуются в гранитах фундамента, приконтактовой зоне гранитов, подошве и кровле «нижних» дацитов, выше по разрезу (см. рис. 2, 3). Ведущий фактор рудоконтроля — структурный: урановородные тела локализуются в зонах хрупких деформаций (трещины скола, отрывы, полости приоткрывания трещин контракционной отдельности и др. [3, 4, 5, 8, 11]).

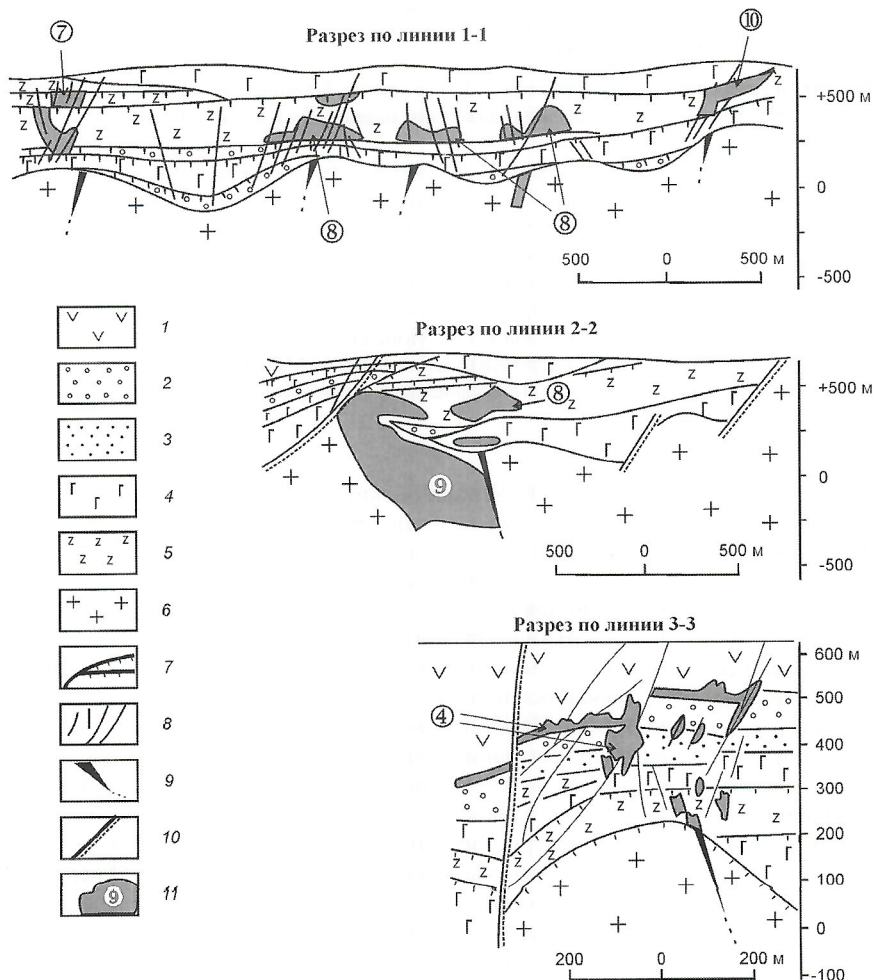


Рис. 3. Положение Стрельцовой группы месторождений урана в разрезах фундамента и вулканогенно-осадочных отложений Стрельцовой палеокальдеры. По данным Л.П.Ищуковой, В.Е.Вишнякова, А.Х.Шафикова и др., упрощено (линии разрезов см. рис. 2):

вулканогенно-осадочные отложения: 1 — фельзиты, туфы, 2 — конгломераты, 3 — песчаники, 4 — андезитобазальты, 5 — трахидациты; 6 — граниты фундамента; 7 — пологие срывы, 8 — крутопадающие разрывы; 9 — рудоподводящие каналы (разрывы фундамента); 10 — крупные межблоковые разломы; 11 — контуры штокверково-жильного уранового оруденения; месторождения (цифры в кружках): 4 — Мало-Тулукуевское, 7 — Октябрьское, 8 — Стрельцовское, 9 — Антейское, 10 — Широндукуевское

Предрудные процессы низкотемпературной гидротермальной деятельности представлены гидрослюдизацией и аргиллизацией. Альбитизация известна лишь в гранитах фундамента Стрельцовой палеокальдеры [3, 4, 8, 11].

Гидротермальные образования урановорудного этапа представлены кварц-настурановыми, кварц-молибденит-настурановыми, реже настуран-хлоритовыми прожилками. Время уранового рудообразования оценивается в 135 ± 3 млн. лет [3, 5, 8].

По В.Е.Вишнякову, А.Х.Шафикову, И.М.Свирскому и др., (ЗабНИИ) урановорудный процесс инициировался импульсами тангенциального сжатия северо-западной субмеридиональной ориентировки — распором трещин скола, отрыва, контракционной отдельности в вулканитах и породах фундамента Стрельцовой палеокальдеры. При тектоническом сжатии северо-западной субмеридиональной ориентировки приоткрывались также разломы ее гранитизированного фундамента и крутые трещины в вулканитах, параллельные ($\pm 15^\circ$) оси сжатия, что обусловило прорыв газово-жидких флюидов в верхние горизонты указанной палеокальдеры и эшелонирование урановорудных тел. На участках месторождений Антейское и Стрельцовское каскад «зияющих» трещин северо-западной субмеридиональной ориентировки образовал единую вертикальную палеодренажную колонну, в пределах которой сформировалось богатое жильно-штоковковое урановое оруденение (см. рис. 3). На участке Аргунского месторождения каскад «зияющих» трещин в древнем фундаменте образовал вертикальный канал проницаемости для газово-флюидных растворов глубиной до 1,5 км, в пределах которого, на контакте гранитов и доломитизированных известняков, локализовались богатые урановорудные тела.

Формирование урановых месторождений в фундаменте и вулканитах Стрельцовой палеокальдеры многие исследователи [4, 5, 10, 11] связывают с дегазацией ($\text{CO}_2 \uparrow$) углекислых растворов в зонах «зияющих» трещин. Причину возникновения в пределах Стрельцовой палеокальдеры богатых жильно-штоковковых урановых руд геологи ГЕОХИ, ИГЕМ (РАН), ЗабНИИ и ВИМС МПР России видят в «перепаде» палеогеодинамических обстановок компрессии—декомпрессии на уровне кровли гранитизированного фундамента и подошвы вулканитов данной палеокальдеры. «Перепад» палеогеодинамического давления на границе фундамент—вулканиты обусловил «перепад» (градиент) парциального давления в напорной гидротермальной уранорудобразующей системе. Пульсационно-прерывистый характер регионального поля напряжений обеспечивал неоднократную смену окислительно-восстановительных и кислотно-щелочных обстановок. Инверсия Eh, pH создавала благоприятные условия для формирования богатых жильно-штоковковых урановых руд [4, 5, 10, 11].

Палеогеодинамические условия образования урановорудных концентраций в Стрельцовском урановорудном узле. Автор статьи, опираясь на изложенные факты, провел компьютерное моделирование палеонапряжений в структурном плане основания Стрельцовой палеокальдеры, отражающее связь высокопродуктивного жильно-штоковкового уранового оруденения в Стрельцовском урановорудном узле с палеоплитной тектоникой [13, 14].

Отправными моментами для постановки и проведения компьютерного моделирования послужили следующие положения:

1. Стрельцовская палеокальдера расположена в полосе силовой развязки Монголо-Сибирского палеоконтинента с блоками Северо-Китайской древней платформы (см. рис. 1), где в альпийское время проявились импульсы си-

лового давления геоблоков, связанные с активизацией палеоплитных перемещений со стороны Альпийско-Гималайского коллизиионо-складчатого пояса.

2. Формирование жильно-штоковкового объема урановых руд в фундаменте и вулканитах Стрельцовой палеокальдеры происходило на фоне импульсов субгоризонтального тектонического сжатия p северо-западной субмеридиональной ориентировки (В.Е.Вишняков, А.Х.Шафилов и др., ЗабНИИ) в скальных породах, после образования вулканических покровов (см. рис. 3).

3. Сформировавшиеся в предрудный период (J_3 — K_1) уступы гранитизированного фундамента указанной палеокальдеры (см. рис. 2, 3), а также ее прибортовые разломы (см. рис. 2) играли роль своеобразных упоров, которые воспринимали внешнюю палеогеодинамическую нагрузку сжатия p , и перераспределяли ее: на границе вулканиты—фундамент, внутри геоблоков фундамента, в трещинной инфраструктуре вулканитов. При этом: а) грани уступов фундамента, ориентированные в силовом поле палеотектонических напряжений перпендикулярно ($\pm 15^\circ$) к оси регионального сжатия p , находились в нагруженном (прижатом) состоянии и представляли собой экраны и палеогидродинамические барьеры для восходящих и растекающихся субгоризонтальных газово-флюидных потоков; б) грани уступов фундамента, ориентированные параллельно ($\pm 15^\circ$) к оси регионального сжатия p , находились в разгруженном (приоткрытом) состоянии и играли роль рудоподводящих каналов.

4. Величина внешней палеогеодинамической нагрузки p в геоблоках фундамента и вулканитах Стрельцовой палеокальдеры, а также на границе вулканиты—фундамент в несколько раз превышала литостатическую нагрузку (В.Е.Вишняков, А.Х.Шафилов и др., ЗабНИИ), что создавало напорный режим палеогидродинамической системы, поддерживало в приоткрытом состоянии разломы фундамента и трещины в вулканитах — именно те из них, которые были ориентированы параллельно ($\pm 15^\circ$) оси регионального тектонического сжатия p . Последнее обстоятельство способствовало восходящему току газово-жидких флюидов, их прорыву из разрывов фундамента в трещинные зоны в вулканитах палеокальдеры, разгрузке ураноносных газово-флюидных потоков в локальных центрах декомпрессии («потери» тангенциальных сжимающих усилий).

Технология компьютерного моделирования. Базисом компьютерного моделирования послужил алгоритм расчета палеотектонических напряжений, разработанный в ВИМС [12]; картографической основой — схема изогипс кровли гранитизированного фундамента Стрельцовой палеокальдеры (см. рис. 2).

Воспроизведение палеонапряжений $\sigma_{\min}$, $\tau_{\max}$, $\sigma_{\max}$ в серии компьютерных моделей (композициях) с различной ориентировкой региональной оси сжатия p проводился по программе ГИС-технологий (линеamentный анализ) в секторах: $270^\circ \pm 15^\circ$, $292^\circ 30' \pm 15^\circ$, $315^\circ \pm 15^\circ$, $337^\circ 30' \pm 15^\circ$, меридиан $\pm 15^\circ$. При этом на экране монитора в виде цветных пятен различной интенсивности и формы высвечивались участки сгущения и разряжения прямолинейных отрезков изогипс кровли гранитизированного фундамента Стрельцовой палеокальдеры, ориентированных параллельно ($\pm 15^\circ$) и перпендикулярно ($\pm 15^\circ$) региональной оси сжатия p ; т. е. участки декомпрессии $\sigma_{\min}$, касательных напряжений $\tau_{\max}$, тектонического сжатия $\sigma_{\max}$.

Результаты компьютерного моделирования. В компьютерных композициях (имитационных моделях) с северо-западной субмеридиональной ориентировкой региональ-

ных сжимающих усилий p отчетливо выделилась ураноносная Аргунская зона разломов в виде ослабленной полосы $\tau_{\max}$ северо-восточной ориентировки с локальными центрами декомпрессии $\sigma_{\min}$ (рис. 4, А, Б). Вдоль северо-восточной полосы палеотектонических напряжений $\tau_{\max}$, $\sigma_{\min}$ локализованы ореолы газово-жидких включений в кварце из гранитов фундамента (см. рис. 4, А), которые, по данным И.С.Модникова, М.Н.Кандинова, И.Г.Жадовской и др. (1988), маркируют область дегазации ураноносных растворов. Вдоль этой же полосы ($\sigma_{\min}$, $\tau_{\max}$) развиваются эшелонированные урановорудные тела месторождений: Аргунского, Тулукуевского, Мало-Тулукуевского, Мартовского, Лучистого, Стрельцовского, Антейского и др. (см. рис. 4).

Одновременно в компьютерных композициях (моделях) с той же ориентировкой региональных сжимающих усилий p отчетливо проявились (высветились) субмеридиональные, субширотные и прибортовые полукольцевые зоны тектонического сжатия $\sigma_{\max}$, играющие роль своеобразных мембран, гидроупоров, экранов. В имитационных моделях зоны тектонического сжатия $\sigma_{\max}$ блокируют (ограничивают) высокопродуктивное урановое оруденение. Масштабному оруденению (месторождения Аргунское, Антейское, Стрельцовское и др.) в имитационных моделях соответствуют субширотные и субмеридиональные зоны декомпрессии $\sigma_{\min}$ и компрессии $\sigma_{\max}$ — участки интерференции палеотектонических напряжений $\sigma_{\min}$, $\tau_{\max}$, $\sigma_{\max}$. Факт интерференции (наложения) палеонапряжений в основании Стрельцовской палеокальдеры, по-видимому, ретроспективно отражает пульсирующий характер регионального поля напряжений в области силовой развязки Монголо-Сибирского палеоконтинента с блоками Северо-Китайской древней платформы в позднем МЗ, что могло быть связано с активизацией палеоплитных перемещений.

В заключение следует подчеркнуть, что эндогенное урановое рудообразование в Восточном Забайкалье (Стрельцовский урановорудный узел) связано с активизационными событиями, протекавшими в краевой части каледонского континента (Монголо-Сибирский), в полосе его силовой развязки с блоками Северо-Китайской древней платформы (Южно-Керуленский, Хингано-Буреинский и др., см. рис. 1). Рудоносная структура урановорудного

узла — палеокальдера, сформированная на заключительных этапах становления Восточно-Монгольского активизационного (J_3 — K_1) вулканического пояса рифтогенной природы. Формирование эндогенных месторождений урана в палеозойском фундаменте и мезозойском вулканогенно-осадочном «чехле» палеокальдеры происходило в силовом поле палеотектонических напряжений. На основе сопоставления геологических фактов и результатов моделирования можно утверждать, что природа силового поля напряжений, генерирующего урановорудный процесс в Стрельцовском районе (узле), обусловлена перемещениями палеоплит в полосе силовой развязки Монголо-Сибирского палеоконтинента с блоками Северо-Китайской древней платформы в активизационные периоды (J_3 — K_1 и позже).

Различные аспекты проблемы, рассматриваемой в статье, неоднократно обсуждались с Г.А.Машковцевым, Р.Ф.Данковцевым, А.К.Мигутой, В.Н.Щеточкиным, И.Г.Печенкиным. Автор выражает искреннюю признательность и благодарность всем коллегам, оказавшим помощь в подготовке материалов к опубликованию в процессе подготовки статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. Геодинамика и металлогения Монголо-Забайкальского региона // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1545—1562.
2. Зонениайн Л.П., Кузьмин М.И., Кононов М.В. Абсолютные реконструкции положения континентов в палеозое и мезозое // Геотектоника. 1987. № 3. С. 16—27.
3. Ишукова Л.П., Игошин Ю.А., Авдеев Б.В. и др. Геология Урулюнгуевского рудного района и молибден-урановые месторождения Стрельцовского рудного поля. — М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1998.
4. Модников И.С., Перец Н.А., Сычев И.В. Условия формирования уранового оруденения в фундаменте вулканических депрессий // Советская геология. 1984. № 1. С. 24—33.
5. Модников И.С., Сычев И.В. Условия формирования уранового оруденения в вулканических депрессиях проседания // Геология рудных месторождений. Т. XXVI. 1984. № 1. С. 31—42.
6. Оболенский А.А., Берзин Н.А., Дистанов Э.Г., Сотников В.И. Металлогения Центрально-Азиатского орогенного пояса // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1588—1604.

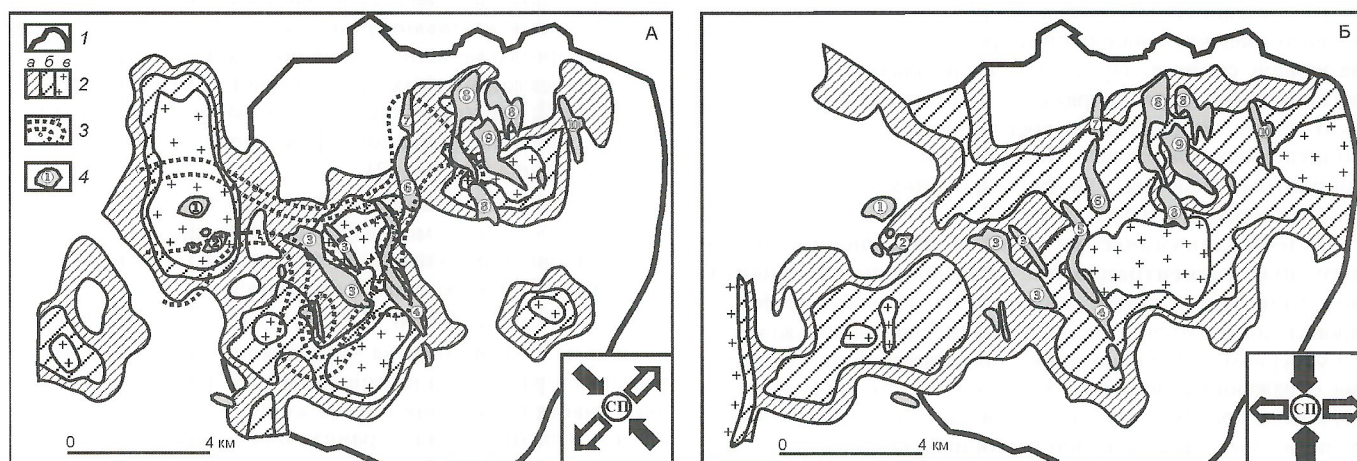


Рис. 4. Компьютерные композиции Стрельцовской группы месторождений урана в силовых полях тектонических напряжений при северо-западной (А) и субмеридиональной (Б) ориентировке региональных сжимающих усилий p :

Стрельцовская палеокальдера: 1 — прибортовые разломы, 2 — силовые поля в основании: а, б — сколовые напряжения $\tau_{\max}$, $\sigma_{\min}$; 3 — ореолы дегазации: изолинии содержания суммы CO_2 в растворах газово-жидких включений в кварце из гранитов фундамента (в моль/кг H_2O); 4 — урановорудные тела месторождений (см. рис. 2).

7. Парфенов Л.М., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15. № 4. С. 3—15.
8. Пельменев М.Д. Основные закономерности формирования и условия выявления урановорудных районов Восточной Сибири // Отечественная геология. 1995. № 9. С. 32—38.
9. Тектоническая карта Северной Евразии масштаба 1:5 000 000 / Главные редакторы А.В.Пейве, А.Л.Яншин. — М., 1980.
10. Шафиков А.Х. Палеогидродинамические условия рудообразования в пределах Стрельцовского фтор-молибден-уранового рудного узла (Восточное Забайкалье) // Тезисы докладов VI Международной конференции «Новые идеи в науках о Земле». Т. 2. — М., 2003. С. 265.
11. Шафиков А.Х. Тектонофизические условия размещения фтор-молибден-урановых месторождений Стрельцовского рудного узла (Восточное Забайкалье) // Тезисы докладов VI Международной Конференции «Новые идеи в науках о Земле». Т. 2. — М., 2003. С. 266.
12. Шашорин Б.Н. Тектонофизический анализ и опыт его применения при крупномасштабном прогнозировании и количественной оценке эндогенных урановорудных объектов. Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. — М., 1986.
13. Шашорин Б.Н. Суперпозиция Стрельцовской группы урановых месторождений в плитовой тектонике Центральной Азии // Уран на рубеже веков. Тезисы докладов Международной конференции. — М., 2000. С. 79.
14. Шашорин Б.Н. Палеоплитные системы Центральной и Восточной Азии и связь с ними разнотипного и разномасштабного эндогенного оруденения // Материалы Всероссийского совещания, посвященные 90-летию академика Н.А.Шило (XII годичное собрание Северо-Восточного отделения ВМО) «Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики». Т. 1. — Магадан, 2003. С. 27—30.

УДК 553.495.041 (4+5)

© Г.В.Афанасьев, 2003

Метод абстрактных аналогий в региональном прогнозировании на уран

Г.В.АФАНАСЬЕВ (ВСЕГЕИ)

Как известно, в основе методов металлогенического прогнозирования, применяемых большинством исследователей, лежит принцип аналогии. Он заключается в сопоставлении особенностей геологического строения и развития изучаемых территорий с особенностями определенных рудных прототипов (месторождений, районов, провинций), т.е. с прогнозными критериями различного рода и масштаба. Этот принцип был и остается продуктивным главным образом в процессе локального прогнозирования и поисков при наращивании минерально-сырьевой базы известных рудных регионов с определенным типом (типами) урановых месторождений. В этом варианте метод прогнозирования обычно называется «эмпирическим аналоговым подходом» [10]. Вместе с тем, при исследованиях новых территорий и межрегиональных металлогенических сопоставлениях эффективность такого подхода и соответствующего комплекса прогнозных критериев резко снижается. Причинами этого служат как общая гетерогенность земной коры, так и многообразие проявления определенных рудогенных процессов в различных структурно-вещественных и геодинамических обстановках.

Более надежным и оправданным при региональном прогнозировании на уран представляется разрабатываемый в настоящее время в ВИМС, ВСЕГЕИ и ИГЕМ генетический подход [10], часто называемый «безаналоговым». В его основе — создание историко-геологических моделей (металлогенограмм), отражающих наиболее общие и важные закономерности масштабного рудообразования различных формационных типов. По существу, однако, оба подхода (эмпирический аналоговый и генетический) — разновидности единого принципа аналогии, отражающие его разные стороны и масштабы прогнозирования. Учитывая это единство, указанные подходы лучше называть методами конкретных и абстрактных аналогий, заимствуя смысл понятий «конкретность» и «абстрактность» из учения о геологических формациях Н.П.Хераскова (конкретная формация — индивид, абстрактная формация — вид).

Таким образом, эмпирический аналоговый подход или метод конкретных аналогий — традиционный и исходит из

опыта изучения реальных рудных полей и месторождений. Предпосылки формирования и критерии прогноза, зафиксированные в структурно-вещественных моделях локальных объектов-прототипов этого ранга, оказывались эффективными главным образом при поисках их близкого подобия в регионах, для которых они и разрабатывались. В свою очередь генетический подход или метод абстрактных аналогий исходит из представлений о длительности и многоэтапности формирования урановорудных территорий в ранге районов и провинций с выделением определенной последовательности рудоподготовительных, предрудных активизационных и рудоформирующих геологических процессов [9—11]. При этом важно, что однотипные процессы могут проявляться в изменяющихся структурно-вещественных и даже пространственно-временных рамках, обуславливая иногда весьма существенные отличия аналогов от рудных объектов — прототипов. Исходя из этих представлений, определим основные задачи прогнозно-металлогенических исследований по методу абстрактных аналогий: 1) выявление главных — определяющих черт сравниваемых территорий путем анализа истории их геологического развития, а также палеорекострукций; 2) предвидение вероятных отличий прогнозируемых объектов от рудных прототипов. Неумение переходить от конкретных образов и понятий к абстрактным до сих пор порождает мнения о важных открытиях в истории отечественной геологии урана не благодаря, а вопреки принципу аналогии [14].

Особенности применения метода абстрактных аналогий проиллюстрированы в данной статье на примере изучения ураноносности срединных массивов, принадлежащих Средиземноморскому, Урало-Монгольскому и Тихоокеанскому подвижным поясам [16—18].

Согласно М.В.Муратову и А.Л.Яншину [19], впервые выделившим рассматриваемый тектонотип, срединные массивы представляют собой фрагменты основания древних платформ (кратонов), переработанные в процессе эволюции фанерозойских подвижных поясов и геосинклинально-складчатых систем. При этом срединные массивы проходят ряд этапов развития: сингеосинклинальный

плитный, коллизионный—орогенный и разнообразной тектономагматической активизации. Различные сочетания указанных процессов и их производных в разных поясах и системах определили большое разнообразие выступов древнего основания, относимых к срединным массивам. Однако лишь некоторые из них представляют собой рудоносные, в т.ч. урановорудные территории. Выяснение причин избирательной рудоносности срединных массивов — предмет сравнительных прогнозно-металлогенических исследований и развитие принципа аналогии.

К настоящему времени на основе обобщения материалов по Чешскому, Центрально-Французскому, Кокчетавскому, Аргунскому срединным массивам уже выяснен ряд специфических особенностей их строения и развития, которые, несомненно, ответственны за высокую рудоносность этих структур. Главными из них считаются [10, 11, 18]: формирование высокостарой коры в условиях сжатия и воздымания с проявлением многократной гранитизации и центробежным разрастанием ее ареалов; интенсивная геохимическая литофильная специализация древнего субстрата на уран и широкий спектр сопутствующих рудогенных элементов; мантийно-коровый магматизм (вулканизм) этапов активизации и рудогенеза, свидетельствующий о глубинных корнях рудоформирующих систем (проявление нелинейности развития). Эти особенности послужили важными предпосылками формирования разнотипного и разновозрастного гидротермального уранового оруденения в различных структурных ярусах срединных массивов при ассоциации с месторождениями Sn, W, Mo, Au, Ag и других металлов.

Вместе с тем, использование перечисленных предпосылок в качестве прогнозных критериев оказалось явно недостаточным для уверенной экспресс-оценки перспектив промышленной ураноносности ряда мало изученных и удаленных территорий Урало-Монгольского и, особенно, Тихоокеанского подвижных поясов: Буреинский, Ханкайский, Охотский, Оломонский, Колымский, Восточно-Чукотский массивы [18]. Это, скорее всего, свидетельствует о существенной неполноте комплекса критериев регионального прогнозирования на уран и необходимости его совершенствования. Одним из путей такого совершенствования может служить использование метода абстрактных аналогий для расширения круга рудных объектов-прототипов и выяснения ранее неизвестных общих закономерностей.

Основанием для применения метода абстрактных аналогий являются некоторые важные черты сходства крупных урановорудных территорий различного возраста, приуроченных к активизированным древним массивам, причем независимо от их принадлежности к разным тектоно-типам — срединным массивам или щитам древних платформ: важная роль сиалических блоков докембрийского кратонного основания и процессов полихронной гранитизации [9—11, 18]. Эти черты позволили применить к срединным массивам методы палеотектонических реконструкций*, которые ранее были использованы для Цен-

трально-Алданского, а затем Центрально-Украинского и Северо-Австралийского (Аллигейтор-Риверс) урановорудных районов в древних щитах [3, 4].

Результатом этих сравнительных исследований и палеореконокструкций послужили выводы о том, что основа ареалов полихронной гранитизации в ураноносных древних массивах — соразмерные им дорифейские гранитогнейсовые купола, диаметром первые сотни километров. Эти гигантские структуры центрального типа, точнее их цепочки, возникали на завершающих этапах развития (заполнения) раннепротерозойских линейных эпикратонных рифтогенных-тафрогенных прогибов (протоавлакогенов) под влиянием долгоживущих мантийных диапиров и плюмов [1, 4]. Системы протоавлакогенов, контролирующих размещение гигантских гранитогнейсовых куполов, трассируются вдоль Молданубского и Украинского фрагментов линеамента Карпинского в Европе, а также вдоль Алданского и Гоби-Аргунского выступов фундамента в Восточной Сибири. Общим для всех рассмотренных рудоносных древних массивов является контроль разновозрастного уранового, а также золотого и серебро-полиметаллического ($\pm$ Ga, Ge, Cd, TR, Au) оруденения омоложенными (унаследованными) элементами первичной инфраструктуры гигантских гранитогнейсовых куполов. Эти структурные элементы радиальной и концентрической ориентировки возникали в результате компенсационной деструкции их кровли, а затем были в различной мере трансформированы при последующих процессах активизации. Весьма характерно, что гранитизированная кровля рудоносных куполов, как правило, сложена раннепротерозойскими высокоуглеродистыми и сульфидоносными пестрыми по составу сериями, относящимися к выполнению протоавлакогенов и характеризующимися полиэлементной, в т.ч. урановой геохимической специализацией. Уровень концентрации урана в производных гранитизации многократно повышался по сравнению с исходными породами материнских пестрых серий.

Согласно палеореконокструкциям и результатам картирования рудных полей, главные рудоносные элементы омоложенных гигантских гранитогнейсовых куполов — структуры трех порядков: 1) секториальные блоки проседания и обрушения кровли (поля интенсивной гранитизации), которые составляют трехлучевую систему и сопрягаются в геометрическом центре купола; 2) ограничивающие эти блоки радиальные долгоживущие разломы, представленные мощными зонами протоклаза*; 3) крутопадающие бластомилонитовые швы, продольно рассекающие краевые протоклазиты и (или) образующие гигантские линейные штокверки внутри полей гранитизации. Гидротермально-метасоматическое и гидротермальное урановое оруденение различного минерального состава и возраста в структурах древних щитов развивается в брекчированных бластомилонитах и сопровождается щелочными метасоматитами калиевого, натриевого, магниевого, кальциевого или смешанного состава. В срединных массивах урановое

*Для диагностики гранитогнейсовых куполов и элементов их внутреннего строения были использованы результаты различных исследований, в т.ч. морфоструктурного анализа, дистанционных геофизических и аэрокосмических работ, реконструкций петрофизических условий формирования разломов различных генераций и пр.

*Зоны протоклаза образуются в результате компенсационного проседания секториальных блоков кровли при синхронном проявлении тектоники и палингенного магматизма: сложной складчатости, будинажа и гранитных (аляскитовых, пегматоидных) инъекций. С последующим обрушением блоков и их частей связано формирование бластомилонитов и бластокатаклазитов амфиболитовой фации метаморфизма.

оруденение часто локализуется в тектонических и магматических структурах этапов тектономагматической активизации (разломы, массивы, кальдеры), которые «вложены» в рамки рудоносных секториальных блоков гранитогнейсовых куполов.

Все перечисленные первичные и вторичные (активизационные) рудоносные структуры свойственны главным образом внутренней круговой, эллипсовидной зоне гранитогнейсовых куполов, характеризующейся преобладающей радиальной ориентировкой блоков, разломов и вложенных дорифейских коллизионных и более поздних активизационных магматитов. Внешняя кольцевая зона куполов отличается от внутренней преобладающей концентрической ориентировкой складчато-разрывных дислокаций и бедностью предрифейскими коллизионными магматитами. В срединных массивах в эпохи тектономагматической активизации происходит насыщение этой зоны гранитоидами (разрастание ареала гранитизации), которые прорывают пакеты плитных комплексов фанерозоя. При этом внешняя зона купола с деформированными чехлами включается обычно в состав так называемого «складчатого обрамления» срединного массива.

Реконструкции гигантских дорифейских гранитогнейсовых куполов и элементов их первичной и вторичной (активизационной) инфраструктуры служат основой проведения аналогий при сравнительном изучении рудоносных срединных массивов. При этом для позднего докембрия (предрифья—рифья) такие аналогии имеют конкретный характер, т.к. относятся к глобальной генерации крупных однотипных структур сходного строения. Для фанерозоя, напротив, аналогии приобретают более абстрактный характер в связи с различиями в истории развития срединных массивов, особенно принадлежащих разным подвижным поясам.

Сравнение особенностей геологии и металлогении основных рудоносных срединных массивов Евразии: Чешского и Аргунского показывает ряд существенных различий между ними. Главное из отличий состоит в значительно большем числе эпох гранитообразования в венде—фанерозое Аргунского массива по сравнению с Чешским, т.е. в значительно большей степени переработки структур основания. Для Аргунского массива характерно последовательное проявление патомской, байкальской, каледонской и герцинской эпох, которые, вероятно, «отраженно» связаны с формированием разновозрастных складчатых зон Забайкалья. Наиболее поздняя эпоха гранитообразования и вулканизма при этом — рудогенная мезозойской автономной тектономагматической активизации [7, 8]. Для Чешского массива наиболее достоверно проявление байкальской и особенно герцинской эпох гранитообразования. Герцинская здесь представляет главную рудную эпоху [15]. Палеотектонические реконструкции позволяют абстрагироваться от указанных различий и по фрагментам и реликтам восстановить единую картину закономерного размещения уранового оруденения в структурах дорифейских гранитогнейсовых куполов.

В Чешском массиве элементы радиальной и концентрической делимости хорошо диагностируются по унаследованному размещению современной гидросети, главных долгоживущих зон разломов и массивов гранитоидов позднепалеозойского этапа активизации (рис. 1). Геометрический центр Чешского гранитогнейсового купола предполагается восточнее Праги. Во внутренней зоне купола

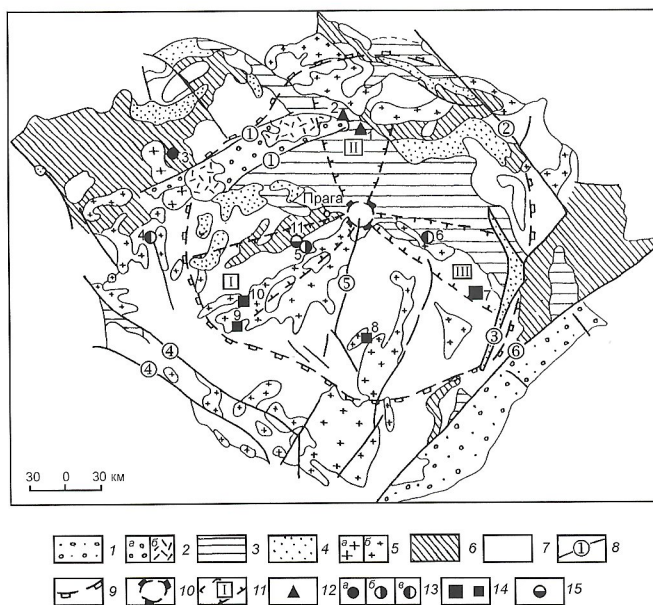


Рис. 1. Размещение урановорудных полей и месторождений в структурах омоложенного Чешского гранитогнейсового купола. Основа по тектонической карте Европы масштаба 1:10 000 000, 1977 и В.Е.Хайну [16]:

1 — альпийские молассы; 2 — неогеновое выполнение грабена Огже (а — молассы, б — вулканыты); 3 — мезозойский платформенный чехол («чешский мел»); 4 — герцинские молассы (карбон—пермь); 5 — герцинские гранитоиды (а — поздние редкометалльные «рудногорские», б — ранние «горские»); 6 — палеозойский субгеосинклинальный—плитный комплекс (кембрий—девон); 7 — докембрийские комплексы (альгонк, молданубик); 8 — главные системы разломов (цифры в кружках): 1 — Рудногорская, 2 — Внешнесудетская, 3 — Босковицкая, 4 — Франконская, 5 — Пшебыславская, 6 — Предкарпатская; элементы инфраструктуры дорифейского гранитогнейсового купола (реконструкция): 9 — граница внутренней и внешней зон, 10 — ядро, 11 — секториальные блоки проседания и обрушения кровли (I — Среднечешский, II — Бланицкий, III — Лабский); урановые рудные поля и месторождения: 12 — стратиформные инфильтрационные в меловом чехле, 13 — жильные гидротермальные в экзоконтактах герцинских гранитоидов (а — в породах пестрой серии нижнего палеозоя, б — в песчаниках рифея (верхнего альгонка), в — в породах пестрой серии нижнего протерозоя (нижнего альгонка)), 14 — гидротермально-метасоматические в зонах протоклаза и полиметаморфизма, 15 — жильные серебро-полиметаллические в породах рифея и кембрия; урановорудные поля: 1 — Гамр, 2 — Кёнигштайн, 3 — Западно-Рудногорское (Шлема-Альберода), 4 — Западно-Чешское, 5 — Пшибрамское, 6 — Железногорское, 7 — Моравское (Рожна-Олши); отдельные месторождения и рудопоявления урана: 8 — Округла Радонь, 9 — Усталец, 10 — Уезд; 11 — Богутин, Бжезовы горы, серебро-полиметаллические месторождения Пшибрамского рудного поля

выделены три рудоносных секториальных блока: Среднечешский, Лабский и Бланицкий. Среднечешский прорван одноименным гранитным плутоном, а Бланицкий перекрыт платформенным чехлом. Наиболее уверенно трассируются краевые зоны Среднечешского и Лабского блоков: соответственно Иловская и Свратецкая, проявленные протоклазитами и бластомилонитами. Внешняя зона купола, совпадающая с зоной центробежного разрастания ареала гранитообразования, по всем признакам, скорее всего, со-

ответствует обширной дуге Саксоно-Судетско-Силезского складчатого обрамления ядра Срединного массива [16].

Интенсивной рудоносностью в Чешском массиве характеризуются как внутренние, так и внешняя зоны. К внутренней зоне гранитоидного купола и ареала полихронной гранитизации приурочены крупные урановорудные территории Среднечешского, Лабского и Бланицкого секториальных блоков — соответственно Пшибрамское, Моравское и Гамр-Кёнигштайское рудные поля. В северной Саксонской части зоны внешнего складчатого обрамления Чешской «глыбы» расположены уникальные по масштабам и богатству руд урановые месторождения Рудных гор, а также значительно меньшие по масштабам месторождения Западной Чехии.

Для обеих зон Чешского массива единым является размещение наиболее крупных гидротермальных жильных месторождений урана в экзоконтактах позднепалеозойских гранитных батолитов, причем обязательно в пространственной связи с породами геохимически специализированных углеродистых и сульфидоносных пестрых серий нижнего протерозоя и (или) нижнего палеозоя. При этом небольшие месторождения Западной Чехии размещены в породах пестрых серий нижнего протерозоя, а урановорудные гиганты Саксонских Рудных гор — в оближенных по разрезу толщах пестрых серий нижнего палеозоя и нижнего протерозоя [5, 15].

Источниками рудного вещества позднепалеозойских месторождений Чешского массива могли быть не только геохимически специализированные породы углеродистых пестрых серий разного возраста, но и более древние — докембрийские рудные концентрации урана. Такого рода реликтовые гидротермально-метасоматические урановые месторождения, сходные с украинскими (кировоградскими) и канадскими (Биверлодж), сохранились в первичных, хотя и значительно омоложенных зонах протоклаза и полиметаморфизма вне сфер активного влияния герцинского гранитоидного магматизма. К ним отнесены месторождения настуран-браннеритовых руд Рожна и Олши в Моравском рудном поле, а также аналогичные рудопоявления Усталец и Уезд к западу от Пшибрамского рудного поля [5, 15]. Изотопное омоложение дорифейских руд этих месторождений в позднем палеозое привело датировки их возраста к «общему знаменателю» 270—280 млн. лет при отдельных отклонениях до 700—400 млн. лет [20]. Не исключено также, что формирование рудного гиганта Пшибрам с богатейшими жилами карбонатно-настурановых руд связано с существованием «промежуточных» месторождений типа несогласия в основании рифейского Пражского (Баррандова) бассейна [4]. Пшибрамское рудное поле размещено в северном экзоконтакте Среднечешского герцинского плутона. Оно вытянуто вдоль контакта на 25 км при ширине 1—2 км, разведано на глубину около 2 км и включает пять рудных узлов (месторождений) [15].

Многочисленные крутопадающие жилы рудного поля залегают перпендикулярно контакту среди песчаников молассоидной «постспилитовой» серии верхнего альгонка (рифей). Эти песчаники мощностью 1—2 км несогласно перекрывают высокоуглеродистые и сульфидоносные породы пестрой («спилитовой») серии нижнего протерозоя и смяты в серию линейных складок, субпараллельных интрузивному контакту (рис. 2). От поверхности предрифейского структурно-стратиграфического несогласия (по вертикали) и контакта плутона (по латерали) урановое оруде-

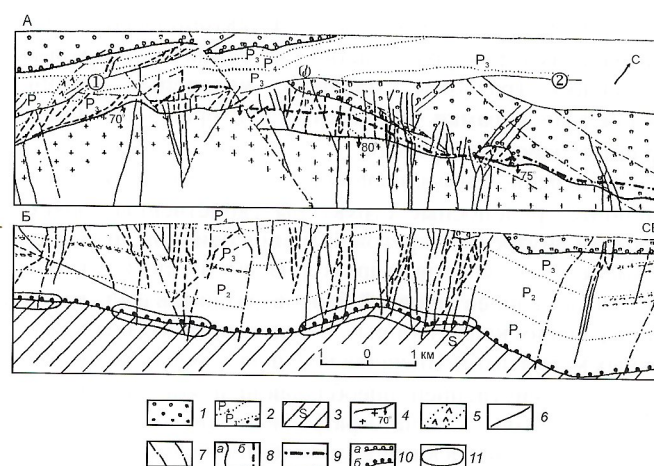


Рис. 2. Пшибрам — регенерированное месторождение урана типа несогласия (?). По [5, 15]:

А — план рудного поля; Б — продольный разрез; 1 — кембрийские отложения; 2 — алевролит-песчаниковая «постспилитовая» серия рифея (P_1 — P_5 — подразделения разреза, в т.ч. линзы конгломератов); 3 — пестрая «спилитовая» серия нижнего протерозоя; 4 — герцинские гранитоиды Среднечешского массива; 5 — шток габбро-диоритов; 6 — главные разломы (цифры в кружках): 1 — Дедовский, 2 — Дубенецкий; 7 — неминерализованные пострудные нарушения; 8 — кварц-карбонатные жилы (а — без урановой минерализации, б — с урановой минерализацией); 9 — ось Пшибрамской антиклинали; 10 — структурно-стратиграфические несогласия (а — предкембрийское, б — предрифейское); 11 — вероятное положение урановорудных залежей типа несогласия до регенерации

нение распространено вдоль сквозных жильных систем на 1,5—2 км и более. Ассоциирующее с урановым сульфидное серебро-полиметаллическое оруденение контролируется теми же системами разрывов, поперечных контакту плутона. Однако самостоятельные крупные серебро-полиметаллические месторождения Богутин и Бжезовы горы локализованы обособленно и выше по разрезу, чем урановые, причем преимущественно среди перекрывающих рифей терригенно-карбонатных отложений кембрия и на большем удалении по латерали от плутона [15]. Все это может свидетельствовать о существовании древних, скорее всего, рифейских урановых и комплексных рудных концентраций типа несогласия, которые под воздействием плутона были регенерированы (по Г. Шнейдерхёну) с перемещением вещества из зоны несогласия вдоль трещинных систем на значительные расстояния в толщи вышележащих отложений рифея и палеозоя. Эти же процессы, вероятно, ответственны за широкое распространение в рудоносных жилах Пшибрама твердых битумов — ураноносного антраксолита, корродирующего настуран. При этом характерно, что количество антраксолита в жилах увеличивается с глубиной по мере приближения к контакту песчаников рифея с подстилающими породами пестрой «спилитовой» серии, которые обогащены углеродистым веществом (до 15% C_{org}) и сульфидами (до 8%) [15].

Необходимо особо отметить, что предположение о существовании месторождений типа несогласия в Среднечешском блоке может быть проверено. Во-первых, на нижних шахтных горизонтах Пшибрама — на глубинах около 2 км в зоне предрифейского несогласия могут сохра-

ниться остаточные метасоматические и изотопно-геохимические ореолы (см. рис. 2, Б). Во-вторых, крупные рудные залежи с высокими содержаниями урана могут быть встречены вблизи несогласия за пределами зоны ороговения и линейных складок, т.е. вне зоны регенерации. Такой относительно слабо переработанный участок существует, в частности, к северо-востоку от Пшибрамского рудного поля — в пределах обширной ($60 \times 10 \div 15$ км) Добришской брахисинклинали. На западной ее окраине вблизи основания рифея известны сульфидно-полиметаллические и урановые рудопоявления, а также месторождение золота Илове [15], которые могут считаться индикаторами рудогенных процессов в зоне несогласия. Подтверждение этого предположения может не только пролить свет на происхождение богатейших руд Пшибрама, но и позволит считать срединные массивы наряду с выступами основания древних платформ (щитами) структурами, перспективными на тип несогласия.

Из изложенного следует, что вопреки традиционной для Европы модели, постулирующей генетическую связь гидротермального уранового оруденения с очагами герцинского гранитоидного магматизма, роль последнего, скорее всего, ограничивается активизацией структур, их омоложением и формированием верхнекоровых гидродинамических систем. В этих системах утилизировался уран, заимствованный под влиянием тепла и растворов из «местных» источников, перечисленных выше. Лишь в пределах внешней зоны массива (купола) — в Рудных горах, где локально распространены поздние калиевые «рудногорские» граниты Эйбенштоковского массива, вероятен принос части рудного вещества (Sn, W, Mo) из магматического очага с формированием редкометалльных жил в обособленных системах разрывов среди скарноидов и скарнов пестрых серий.

Рассмотренная генетическая модель формирования урановых месторождений Чешского массива (купола) позволяет считать все их разновидности гомологами, которые связаны общностью первичных источников рудного вещества и крупных рудоконтролирующих структур и составляют единый эволюционно-гомологический ряд — серию, по Д.В.Рундквисту [12]. В этот ряд входят: раннепротерозойские гидротермально-метасоматические концентрации урана в зонах протоклаза и бластомилонитизации (Морава), гипотетические рифейские полигенные стратиформные месторождения типа несогласия (прото-Пшибрам), позднепалеозойские гидротермальные жильные месторождения Пшибрама и Саксонских Рудных гор.

Стратиформные концентрации урана в угленосных отложениях верхнего палеозоя (Фрайталь на востоке Рудных гор) и меловых отложениях платформенного чехла (Гамр и Кёнигштайн) также, скорее всего, представляют собой звенья упомянутого эволюционного гомологического ряда Чешского массива. Они сформированы сложными, вероятно, гидротермально-инфильтрационными процессами за счет переотложения вещества указанных реальных источников. Расположены при этом в гетерогенном чехле краевых частей Бланицкого рудоносного секториального блока Чешского гранитогнейсового купола.

Абстрагируясь от различий между чешским рудным прототипом и Аргунским массивом, можно использовать метод аналогии для более глубокого познания металлогении последнего и выявления резервов перспективных площадей как в пределах выступов докембрийского основа-

ния (например, Урулунгуевском), так и их плитно-скалчатом Газимуро-Аргунском обрамлении. В основу применения к Аргунскому массиву метода абстрактных аналогий положена палеореконструкция гигантского Приаргунского дорифейского гранитогнейсового купола, диаметром более 120 км, в гранитизированной кровле которого распространены геохимически специализированные на уран пестрые углеродистые и сульфидсодержащие серии нижнего протерозоя (урулунгуевская, надаровская и др.).

Приаргунский гранитогнейсовый купол реконструируется в рамках Урулунгуевского геоблока (сводового поднятия) и объединяет три выделяемых Л.П.Ищуковой мегаблока разуплотнения земной коры [6, 7], трактуемых ею как самостоятельные сопряженные гранитогнейсовые купола: Аргунский, Маргуцекский и Кличкинский. Геометрический центр — ядро гигантского Приаргунского купола по данным геофизики предполагается на участке стыка указанных мегаблоков, который характеризуется максимальным разуплотнением земной коры и, по Л.И.Ищуковой, фиксирует «единый питающий центр» полихронного гранитообразования. От этого центра радиально расходят-

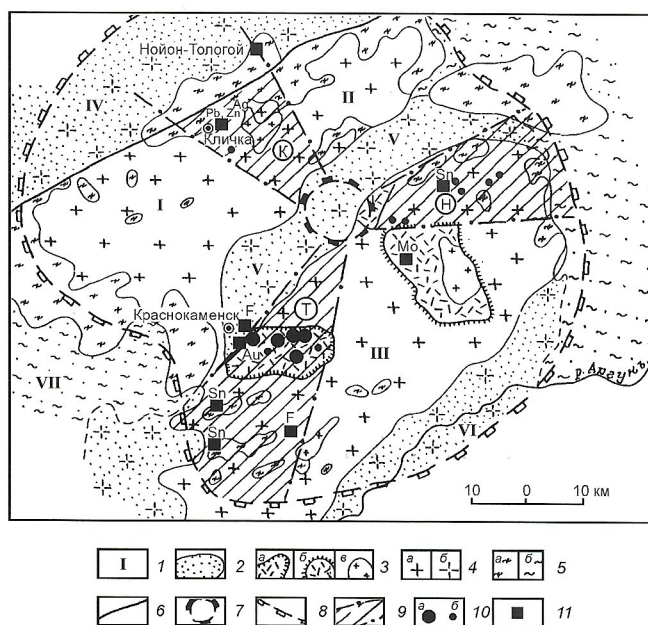


Рис. 3. Размещение рудных полей и месторождений в структуре омоложенного Приаргунского гранитогнейсового купола (мезозойского сводового поднятия). По [6, 8]:

структурные элементы мезозойского сводового поднятия: 1 — выступы домезозойского основания — антиклинории (I — Маргуцекский, II — Кличкинский, III — Аргунский), 2 — терригенные впадины K_1 (IV — Западно-Урулунгуевская, V — Восточно-Урулунгуевская, VI — Южно-Аргунская, VII — Шаманская), 3 — магматогенные структуры (а — Тулукуевская вулканическая кальдера, б — Куйтунский экструзивный купол, в — субвулканические интрузии гранитоидов); домезозойские образования (а — на поверхности, б — под меловым покровом): 4 — гранитоиды (PR_1-PZ_3), 5 — метаморфические породы (AR—PR); 6 — Быркинский региональный разлом; элементы инфраструктуры дорифейского гранитогнейсового купола (реконструкция): 7 — ядро, 8 — граница между внутренней и внешней зонами купола, 9 — рудоносные секториальные блоки проседания и обрушения кровли купола (Т — Тулукуевский, К — Кличкинский, Н — Надаровский); 10 — месторождения (а) и рудопоявления (б) урана; 11 — месторождения и рудопоявления молибдена, золота, полиметаллов, олова, флюорита

ся системы рудоносных долгоживущих разломов типа Аргунского, которые размещаются, скорее всего, в рамках секториальных блоков проседания и обрушения кровли гигантского купола. Эти блоки условно названы Тулукуевским, Кличкинским и Надаровским (рис. 3). Секториальные блоки и разломы в совокупности составляют трехлучевую систему, характерную для гранитогнейсовых куполов дорифейской генерации [3, 4].

Главные концентрации урановых и молибден-урановых руд размещены в позднемезозойской Тулукуевской вулканотектонической депрессии (кальдере) и ее основании, которое сложено герцинскими гранитоидами, прорываемыми гранитизированные породы докембрийского фундамента [8]. Оруденение в слоистых вулканогенно-осадочных образованиях кальдеры (Стрельцовское и другие месторождения) имеет вертикальный размер более 350 м и контролируется комбинацией послойных и секущих нарушений. В породах основания кальдеры (месторождения Антей и Аргунское) рудоносны преимущественно мощные и протяженные крутопадающие зоны дробления, которые, скорее всего, наследуют радиальные долгоживущие разломы внутренней зоны купола. По этим зонам урановое оруденение прослеживается по вертикали на 1 км и более, причем на нижних горизонтах в его составе браннерит преобладает над настураном. Наиболее масштабные рудные залежи локализованы вблизи поверхности предмезозойского несогласия под экраном безрудного нижнего покрова андезитобазальтов.

Изотопный возраст урановых руд месторождения Антей (400—135 млн. лет) свидетельствует о полихронности и многоэтапности рудообразования. Вероятнее всего, мезозойские руды Тулукуевской кальдеры «наращивают» эволюционный ряд урановых концентраций, сходный с таковым Чешского массива. Важную роль при этом также играл этап позднепалеозойской тектономагматической активизации, зафиксированный гранитоидным магматизмом, кислым вулканизмом и перераспределением рудного вещества. В двух других секториальных блоках Приаргунского купола пока не известны масштабные урановые месторождения. Однако ряд признаков свидетельствует о перспективах рудоносности этих структур.

Комплексная рудоносность Кличкинского секториального блока подтверждается наличием рудопоявлений урана (например, Екатерининское), флюорита и масштабных жильных серебро-полиметаллических месторождений, локализованных в пшибрамской ситуации: в экзоконтакте и надинтрузивной зоне Кир-Кириного массива кукульбейских (J_2-3) гранитов среди карбонатно-терригенных отложений венда (кличкинская свита) [6, 8]. Относительно небольшая мощность покрова — пластины этих отложений (0,2—0,9 км), смятых в асимметричные складки, позволяет предполагать существование масштабных урановых и комплексных рудных залежей как на уровне предвендского несогласия (экрана), так и в крутопадающих радиальных зонах дробления среди подстилающих гранитизированных пород пестрых серий нижнего протерозоя и герцинских гранитоидов. Прогноз в данном случае проведен для иных по сравнению с прототипом временных рамок.

Ураноносные зоны этого рода, в т.ч. представленные милонитами и бластомилонитами, установлены также в пределах Надаровского субширотного секториального блока, перекрытого частично отложениями рифея и мело-

вой впадины. Отсутствие существенных проявлений мезозойского магматизма в этом блоке может свидетельствовать о большей сохранности рудных залежей предшествующих металлогенических эпох.

Таким образом, версия о существовании омоложенного дорифейского гранитогнейсового купола с трехлучевой системой рудоносных секториальных блоков и долгоживущих разломов, по аналогии с Чешским массивом, позволяет считать недостаточно обследованными структуры Кличкинского и Надаровского блоков Аргунского срединного массива. При этом на уровне современного эрозионного среза урановое оруденение в структурах гранитизированного основания этих блоков, скорее всего, слабо проявлено на поверхности, а его вертикальный размах может превышать 1,5 км. Известные серебро-полиметаллические

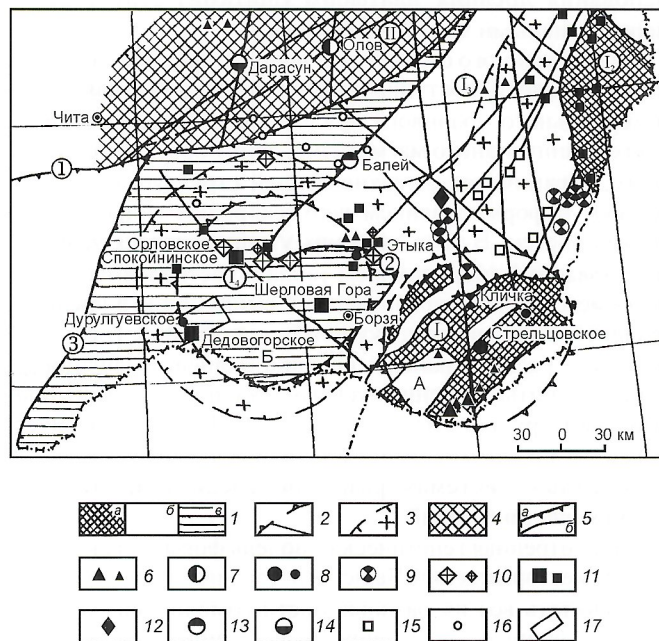


Рис. 4. Положение перспективной на уран Среднеононской площади в структурах Восточного Забайкалья. Основа по [13]:

I — Аргунский срединный массив (блоки массива: а — антиклинорные Урулюнгуевский I_1 и Урюмкано-Уровский I_2 , б — синклинорный Газимуро-Борзинский I_3 , в — складчато-плитный Агинский I_4); структуры полихронной гранитизации в пределах срединного массива: 2 — омоложенные гранитогнейсовые купола (А — Приаргунский, Б — Приононский), 3 — Газимуро-Агинский периферический ареал позднего гранитообразования (MZ₂); 4 — Хэнтей-Даурская позднепалеозойская складчатая система (II); 5 — региональные разломы (а — главные, б — второстепенные: 1 — Монголо-Охотский шов, 2 — Шилка-Ононский региональный надвиг — «сигмоида», 3 — Онон-Туринский разлом); месторождения и рудопоявления: 6 — флюоритовые, 7 — уран-мышьяковые (Олов), 8 — молибден-урановые (Стрельцовское, Антей, Дурулгуевское), 9 — свинцово-цинковые с серебром, золотом или оловом (Кличка, Нойон-Тологой), 10 — редкометалльно-редкоземельные (Орловское, Этыкинское), 11 — оловянные и (или) вольфрамовые (Шерловая Гора, Спокойнинское, Дедовогорское), 12 — молибденовые и медно-молибденовые с вольфрамом (Бугдая), 13 — золото-серебряные (Балей), 14 — золоторудные (Дарасун), 15 — железорудные скарновые, 16 — сурьмяно-ртутные; 17 — Среднеононская перспективная площадь (уран)

и флюоритовые жильные месторождения Кличкинского рудного поля по примеру Пшибрама могут оказаться наиболее удаленными по вертикали производными процесса регенерации первичных рудных концентраций.

К западу от рудоносного Урулунгуевского антиклинорного геоблока Аргунского срединного массива расположен южный фрагмент Газимуро-Агинского периферического ареала мезозойского гранитообразования (рис. 4). Данный фрагмент наложен на структуры Агинской плиты и имеет форму овала, диаметром 180—200 км. От Приаргунского омоложенного гранитогнейсового купола этот овал, назовем его Приононский, отделен Шилка-Ононским региональным надвигом («сигмоидой»).

Крупные выступы докембрийского гранитизированного основания в Приононской структуре отсутствуют, а наиболее широко распространены слабо метаморфизованные отложения сланцевой ононской (рифей—кембрий) и молассоидной акшинско-илинской (T_1) серий. Эти плитные комплексы неравномерно и местами интенсивно (альпино-типно) дислоцированы: смяты в системы дуговых и линейных опрокинутых складок, рассечены на пластины надвигами. Все структуры Приононского овала прорваны многочисленными небольшими массивами поздне-мезозойских гранитов шахтаминского (J_3) и кукульбейского (J_3-K_1) комплексов. По геофизическим данным эти массивы представляют собой выступы — купола, апофизы крупных нескрытых многофазных плутонов, залегающих на глубинах 200—1500 м. Для наиболее распространенных массивов кукульбейского комплекса характерны процессы грейзенизации и отчетливая редкометалльно-редкоземельная геохимическая специализация (Ta, Nb, Zr, Sn, W, Be, Li, Cs, Rb, F, U, Th).

Во внешней части овала расположена известная кольцеобразная (дугообразная) Шерловгорско-Спокойнинско-Ималкинская рудная зона с металлической специализацией, соответствующей геохимической специализации кукульбейских гранитов. Здесь известны месторождения тантала (Орловское, Этыкинское), вольфрама (Спокойнинское, Дедовогорское), олова (Шерловая гора), молибдена, флюорита. Месторождения связаны с зонами грейзенов, щелочных метасоматитов и кварцевыми жилами в эндо- и экзоконтактах гранитных массивов, причем наиболее крупные рудные концентрации размещены на уровне слоев ононской серии и под экраном отложений триаса (Орловское). Постоянное присутствие урана в рудах таких месторождений, несомненно, свидетельствует об особой специализации фундамента этой структуры.

В целом Приононский овал представляет собой гигантский рудоносный внутриплитный гранитный купол, сформированный в позднем мезозое. Не исключено, что основой его служит древняя структура, аналогичная по своей природе Приаргунской, но перекрытая многослойным плитным чехлом. Редкометалльная—редкоземельная геохимическая и металлогеническая специализация внешней кольцевой части гранитного овала позволяет сравнивать его особенности с особенностями Чарского омоложенного гранитогнейсового купола Алданского щита и таким образом попытаться косвенно подтвердить существование аналогичной древней структуры в основании Приононского овала.

Во внешней части Чарского купола существуют два возрастных уровня развития (генерации) редкометалльно-редкоземельных субщелочных гранитов, щелочных

метасоматитов и рудных месторождений, локализованных в кольцевой Куранахско-Катугинско-Бульбухтинской зоне: 1) предрифейский с кодарскими гранитами и катугинскими рудоносными щелочными метасоматитами; 2) мезозойский с гранитоидами алданского комплекса и рудоносными тектоно-магматическими образованиями типа торгойских. Эти два уровня, скорее всего, соответствуют элементам единого эволюционного ряда — серии, по Д.В.Рундквисту [12], с магматическими, тектоно-метасоматическими и рудными образованиями-гомологами, имеющими общий источник вещества и единую материнскую структуру (гигантский гранитогнейсовый купол). Метод абстрактных аналогий позволяет считать мезозойские редкометалльно-редкоземельные образования Приононского гранитного овала поздним элементом подобного эволюционного ряда, «корни» которого, вероятно, расположены в погребенном дорифейском гранитогнейсовом куполе типа Чарского.

С этих позиций внутренняя часть Приононского купола должна иметь преимущественно урановую металлогеническую специализацию при радиальной ориентировке главных контролирующих структур. Поэтому известные жильные урановые и молибден-урановые рудопроявления в Дедовогорско-Дурулгуевском рудном поле, локализованные как среди гранитов, так и отложений триаса, могут служить индикаторами более масштабного оруденения на глубине — в надинтрузивных зонах нескрытых мезозойских плутонов внутренней части Приононского овала. Здесь предполагается существование слабо проявленного на поверхности масштабного уранового, молибден-уранового, а также серебро-полиметаллического (+Au, Sn, Cd) оруденения как в крутопадающих разрывных структурах, оперяющих контакты гранитных массивов, так и в пологих коллекторах вдоль горизонтов с повышенной проницаемостью и под различными экранирующими поверхностями. Прогнозируемое оруденение может считаться отдаленным аналогом рудогорского и пшибрамского, сформированным в мезозойскую эпоху и локализованным в породах молассоидного и подстилающих комплексов [2].

Наибольшее число благоприятных прогнозных признаков зафиксировано на Среднеононской площади (хр.Эрманна), расположенной в полосе развития отложений триаса между Дедовогорским (Дурулгуевским) и Бугунтуевским гранитными массивами (см. рис. 4). Эта площадь рекомендуется для проведения средне- и крупномасштабных прогнозных работ с применением бурения, причем положение в непосредственной близости от Приаргунского горно-химического комбината выдвигает ее в число первоочередных для поэтапного изучения [2].

В итоге сравнительного рассмотрения предпосылок рудоносности активизированных древних, в т.ч. срединных массивов, следует сделать следующие выводы:

1. Урановорудные древние массивы основания молодых и древних платформ представляют собой ареалы полихронной гранитизации и гранитообразования, сформированные на основе гигантских дорифейских гранитогнейсовых куполов. Типоморфными рудоконтролирующими структурами в них для различных металлогенических эпох (эпох тектономагматической активизации) служат омоложенные — унаследованные элементы компенсационной и коллизионной деструкции кровли, сложенной гранитизированными породами пестрых серий нижнего протерозоя.

2. В отличие от активизированных геоблоков (массивов) древних щитов важную роль в размещении гидротермального уранового оруденения в срединных массивах и их плитно-складчатом обрамлении играют поздние — фанерозойские периферические ареалы гранитообразования, окаймляющие внутренние части гигантских гранитоидных куполов. При этом вероятно особо широкие структурно-вещественные и возрастные рамки рудовещающих комплексов в надвдвигивных зонах гранитных батолитов эпох активизации (PZ₃, MZ₂).

3. Эти общие закономерности позволяют использовать методы конкретных и абстрактных аналогий с реальными (конкретными) и виртуальными (реконструированными) критериями для оценки перспектив промышленной ураноносности срединных массивов. Потенциально рудоносные территории могут резко отличаться от рудных прототипов по набору фанерозойских комплексов пород, проявлению тектономагматической активизации и уровню современного эрозионного среза, но оказываются сходными — аналогичными по особенностям предрифейской истории развития, унаследованности структур и металлогении.

4. Проведение аналогий между Чешским и Аргунским срединными массивами дает возможность выделять в пределах Аргунского и его плитно-складчатого обрамления ряд недостаточно обследованных структур, перспективных для выявления масштабного уранового оруденения (Кличкинский и Надаровский блоки, Среднеононская площадь).

5. Анализ материалов по Аргунскому массиву и его Агинскому блоку в сравнении с Чарским геоблоком Алданского щита позволяет предполагать вероятность существования не только одиночных (циклопических), но и парных (сдвоенных) гигантских гранитоидных куполов. Такой вариант также возможен для Чешского массива, что дополнительно объясняет уникально-высокую рудоносность Саксо-Тюрингской части его плитно-складчатого обрамления.

В дополнение к изложенному следует заметить, что региональное прогнозирование по методу абстрактных аналогий применимо к различным типам урановых месторождений в структурах разных тектонотипов. При этом в большинстве случаев необходимо выявить масштабные рудные концентрации как в типоморфных, так и изменяющихся пространственно-временных рамках. Исключение из этого правила — прогнозирование некоторых преимущественно полигенных типов стратиформных урановых месторождений в осадочных бассейнах геологического прошлого. При формировании таких месторождений важную, а, может быть, и определяющую роль играли специфические экзогенные факторы, свойственные неповторимым уникальным эпохам в истории Земли, что определяет строгую фиксированность временных рамок рудообразования и прогнозирования при широких вариациях рамок пространственных.

Примерами подобных типов месторождений служат раннепротерозойские золотоурановые кварцево-галечные конгломераты (Витватерсранд), рифейские руды типа несогласия (Атабаска, Аллигейтор-Риверс) и кайнозойские ролловые залежи на выклинивании зон пластового окисления (Средняя Азия, Северная Африка). Для формирования первых важнейшую роль играл бескислородный состав ат-

мосферы Земли в раннем докембрии, для вторых — глобальная аридизация климата и мощное латеритное корообразование в рифее, для третьих — существование обширных артезианских бассейнов в сфере влияния новейших орогенов. В этих случаях при региональном прогнозировании по принципу аналогии палеотектонические реконструкции обязательно сопровождаются палеогеографическими построениями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев Г.В. Среднедокембрийские рудно-геохимические провинции и производные их трансформации // Советская геология. 1985. № 1. С. 107—117.
2. Афанасьев Г.В. Прогнозирование урановых месторождений в нетрадиционных геологических обстановках Восточного Забайкалья // Отечественная геология. 1996. № 10. С. 7—15.
3. Афанасьев Г.В. Омоложденные дорифейские структуры проседания и обрушения как масштабные рудные ловушки (Центральный Алдан, Россия) // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40. № 3. С. 292—296.
4. Афанасьев Г.В. Месторождения типа несогласия: предпосылки формирования, вероятные гомологи, критерии прогнозирования // Материалы по геологии урана, редких и редкоземельных металлов. 2001. Вып. 143. С. 13—21.
5. Бойцов В.Е. Геология месторождений урана. — М.: Недра, 1989.
6. Духовский А.А., Амантов В.А., Артамонова Н.А. и др. Сейсмические и гравитационные образы ведущих рудных районов и полей Юго-Восточного Приаргуны (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40. № 2. С. 99—114.
7. Ицуква Л.П. Геологическое строение Южного Приаргуны в Восточном Забайкалье // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 8. С. 102—118.
8. Ицуква Л.П. Стрельцовское рудное поле // Месторождения Забайкалья. Т. 1. Кн. 2. М., 1995. С. 130—157.
9. Казанский В.И., Лаверов Н.П., Тугаринов А.И. Эволюция уранового рудообразования. — М.: Атомиздат, 1978.
10. Машиковцев Г.А., Кисляков Я.М., Мизута А.К. и др. К методологии прогнозирования высокорентабельных урановых месторождений // Отечественная геология. 1995. № 9. С. 21—27.
11. Основы прогноза урановорудных провинций и районов / Под ред. Н.П.Лаверова. — М.: Недра, 1986.
12. Рундквист Д.В. Фактор времени при формировании гидротермальных месторождений: периоды, эпохи, этапы и стадии рудообразования // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 1. С. 11—24.
13. Рыбалов Б.Л. Эволюционные ряды позднемезозойских рудных месторождений Восточного Забайкалья (Россия) // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42. № 4. С. 377—388.
14. Тарханов А.В. Возможности использования принципа аналогии при прогнозировании месторождений урана на примере Центрально-Украинской урановорудной провинции // Отечественная геология. 2001. № 1. С. 43—49.
15. Урановые месторождения Чехословакии / Ю.А.Арапов, Г.В.Афанасьев, В.Е.Бойцов и др. — М.: Недра, 1984.
16. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Т. 2. Внеальпийская Европа и Западная Азия. — М.: Недра, 1977.
17. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Т. 3. Внеальпийская Азия и Австралия. — М.: Недра, 1979.
18. Чернов В.Я., Харламов М.Г. Рудные провинции срединных массивов (на примере Востока России и Северного Казахстана) // Региональная геология и металлогения. 1999. № 9. С. 77—85.
19. Янишин А.Л. Проблема срединных массивов // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1965. Т. 70. Вып. 5. С. 8—39.
20. Ordynec G.E., Zukova V.I., Habasko J. Prevariska uranova minerlizacie v proterozoiku Ceskeho masivu // Casopis pro mineralogii a geologii. № 1. S. 69—77.

Влияние локальных термально-купольных структур на локализацию рудовмещающих гидротермалитов и связанную с ними золотокварцевую минерализацию

А.П.МОТОВ (ВСЕГЕИ), С.В.СОКОЛОВ (ФГУГП «Амургеология»), А.Г.ЛИСКОВ, Ю.Е.ДЕШКО (ЦАГРЭ)

Пространственное тяготение золотокварцевой минерализации к куполовидным структурам и антиклиналям отмечалось многими исследователями [6, 8, 11, 12]. В.Г.Моисеенко и Л.В.Эйриш [11] объясняли эту тенденцию наложением позиции вертикальных тектонических проводников эндогенной тепловой энергии, создающих купольные структуры, последующими каналами поступления золотоносных гидротермальных растворов. Как правило, в указанных работах рассматриваются крупные куполовидные структуры, размеры которых измеряются первыми сотнями квадратных километров. Эти структуры хорошо выражены на геологических картах в виде антиклинальных поднятий, гнейсовых или гранитогнейсовых куполов. В результате проведенных авторами крупномасштабных исследований выяснилось, что внутри крупных куполовидных структур расположены более мелкие площади единицы—десятки квадратных километров, которые, как правило, не фиксируются в ходе традиционных геолого-съемочных работ, а выделяются только при специализированном картировании метасоматической зональности площадей. Эти структуры определяют продуктивность и морфологию ореолов развития рудовмещающих гидротермалитов. Представляемая работа посвящена анализу влияния подобных метасоматических термально-купольных структур на размещение золотокварцевой минерализации приразломного типа.

Участки проведенных исследований и методика их изучения. Изучение локальных куполовидных структур проведено на трех участках. Первый участок (Литкинский) расположен в юго-восточной части о.Большевик, принадлежащей Таймырско-Североземельской складчатой зоне. Два других участка (Олонгро и Укурум) находятся в пределах Алдано-Станового щита. Участок Олонгро входит в контуры листа N-51-VI (в разграфке масштаба 1:200 000), а участок Укурум расположен в пределах листа O-51-XXXII. В геологическом строении Литкинского участка (рис. 1) участвуют терригенно-осадочные толщ

риффея, смятые в складки и осложненные зонами тектонических нарушений субмеридионального простирания. На участках Олонгро и Укурум (рис. 2, 3) выходят раннеархейские кристаллические толщ, прорванные архейскими, протерозойскими, а на участке Олонгро и мезозойскими магматическими образованиями.

В основу методики картирования метасоматических образований перечисленных участков положена методика

Е.В.Плюшева и других [10], предусматривающая изучение гидротермалитов в полном объеме их проявления, включая продукты слабого взаимодействия гидротермального раствора с вмещающими породами. Сеть опробования для Литкинского участка соответствовала масштабу 1:100 000, а для Олонгро и Укурум — 1:50 000.

Рудовмещающие гидротермалиты. В металлогеническом отношении все рассматриваемые участки принадлежат золотоносным зонам крупных рудных провинций: Литкин-

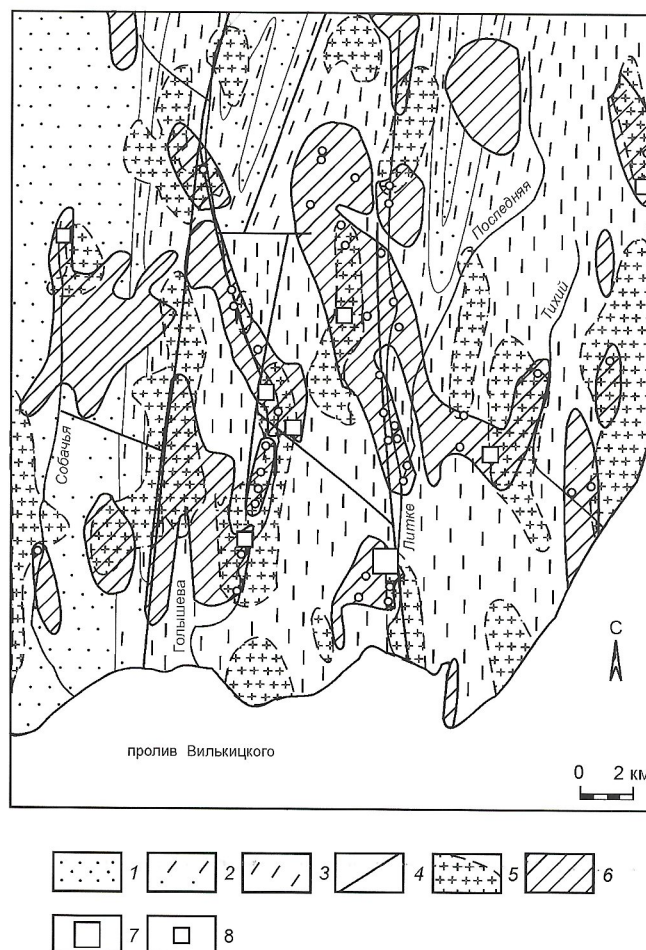


Рис. 1. Позиция проявлений золотокварцевой минерализации и рудовмещающих гидротермалитов Литкинской площади (Таймырско-Североземельская складчатая зона, юго-восточная часть о.Большевик) относительно локальных метасоматических термально-купольных структур:

структурно-геологическая основа: 1 — зеленоцветные и иногда красноцветные песчаники, аргиллиты, реже мергели и известняки сложинской толщ риффея, Rsl, 2 — сероцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты и гравелиты краснореченской толщ риффея, Rkr, 3 — ритмично переслаивающиеся темноцветные углистые песчаники, алевролиты и аргиллиты, реже гравелиты и конгломераты гольшевской толщ риффея, Rgl; 4 — разлом; 5 — локальные метасоматические термально-купольные структуры, представленные мусковитсодержащими пропилитами (мусковит, эпидот, биотит, серицит, кварц), иногда сочетающиеся с биотит-кордиеритовыми роговиками (биотит, кордиерит, андалузит, полевые шпаты, серицит); 6 — рудовмещающие листовиниты (карбонат, хлорит, кварц) промежуточной (5—10% листовинитовых минералов в породе) и внутренней (более 10%) зон, иногда сочетающиеся с серицитовыми березитами (серицит, карбонат, хлорит, кварц, пирит) или эйситами (альбит, карбонат, хлорит, кварц); золотокварцевые объекты: 7 — Нижнелиткинское месторождение, 8 — рудопроявления; точки — проявления золотокварцевой минерализации

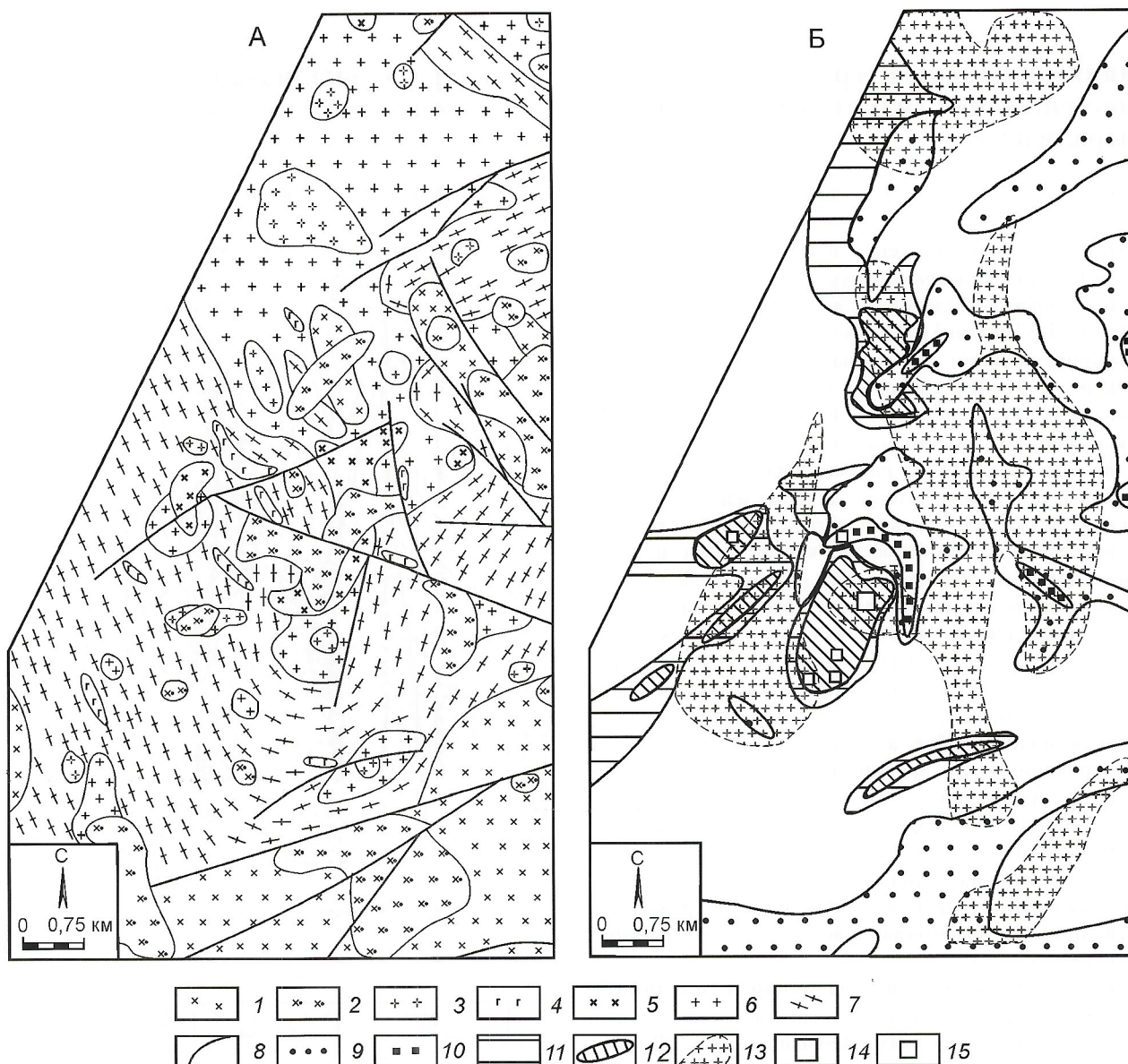


Рис. 2. Геологическое строение (А) и позиция проявлений золотокварцевой минерализации и рудовмещающих гидротермалитов относительно локальных метасоматических термально-купольных структур (Б) участка Олонгро:

структурно-геологическая основа: мезозойские породы: 1 — диориты и гранодиориты, δMZ , 2 — андезитовые и андезитодацитовые порфириты, $\alpha\text{п}$ — $\delta\text{пMZ}$; раннепротерозойские породы: 3 — граниты, γPR_1 , 4 — габбро-диориты, $\nu\delta\text{PR}$; раннеархейские комплексы пород: 5 — плагиограниты, гранодиориты и диориты древнестанового комплекса, $\delta\text{AR}_1\text{ds}$, 6 — граниты древнестанового комплекса, $\gamma\text{AR}_1\text{ds}$; 7 — гнейсы, гранитогнейсы, кристаллические сланцы и амфиболиты джигдалинской свиты, AR_1ds ; 8 — разлом; рудовмещающие гидротермалиты: гидросерицитовые березиты мезозойского возраста: 9 — внешней (гидросерицит, хлорит, лейкоксен) и 10 — внутренней (карбонат, гидросерицит, хлорит, кварц) зоны; полевошпатсодержащие кварциты (кварц, микроклин, альбит или олигоклаз домезозойского возраста: 11 — внешней (менее 20% кварцитовых минералов в породе) и 12 — внутренней (более 20%) зоны; 13 — локальные метасоматические термально-купольные структуры, представленные амфиболовыми пропилитами (актинолит или роговая обманка, цоизит, биотит, сфен, пренит, полевые шпаты) и интенсивно проявленными (более 20% новообразованных минералов в породе) биотитовыми пропилитами (биотит, эпидот, хлорит, серицит, мусковит, биотит, сфен, рудный минерал, кварц, альбит); золотокварцевые объекты: 14 — рудопроявление Олонгро; 15 — точки минерализации

ский — Мининско-Вальтеровской [14], Олонгро — Верхнеганамской [4] и Укурум — Становой [2]. На Литкинском участке известно одно коренное золотокварцевое месторождение — Нижнелиткинское, а также ряд проявлений и точек золотокварцевой минерализации. Золотокварцевая минерализация Литкинской площади локализована главным образом в ореолах лиственизации и в меньшей степени — в ореолах эйситизации и березитизации. Следует обратить внимание на то, что участки проявления березитов располо-

жены в северной части Литкинской площади, тогда как эйситы распространены на юге рассматриваемой территории. При этом превышение рельефа на севере Литкинской площади по сравнению с ее южной частью составляет около 300—400 м. Можно предположить, что южная часть Литкинской площади в большей степени подвергнута поверхностной эрозии, чем северная. Данное предположение согласуется с ранее принятой авторами моделью вертикальной зональности золотоносных гидротермалитов приразломно-

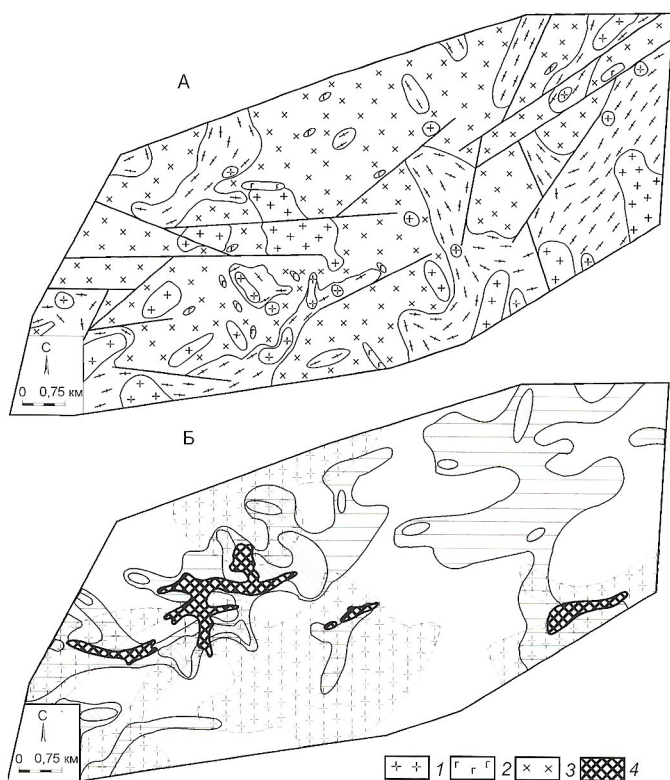


Рис. 3. Геологическое строение (А) и позиция проявлений золотокварцевой минерализации и рудовмещающих гидротермалитов относительно локальных метасоматических термально-купольных структур (Б) участка Укурум:

структурно-геологическая основа: 1 — раннепротерозойские граниты, граносиениты, лейкограниты и аляскитовые граниты, γPR_1 ; 2 — позднеархейские габбро и габбро-диориты олекмо-коларского комплекса, νPR_{1ok} ; 3 — плагииграниты, гранодиориты и габбро-диориты древнестанового комплекса, $\gamma \delta AR_{ds}$; 4 — вторичный ореол золота (более 0,078 г/т); остальные условные обозначения см. рис. 2

го типа [12]. Согласно такой модели, эйситы наряду с гумбеитами отражают средний уровень эрозионного среза вертикальной метасоматической колонны, а березиты и лиственины — ее верхнюю часть. В нижней части этой колонны расположены полевошпатсодержащие кварциты. Указанная вертикальная зональность хорошо согласуется с данными Г.П.Зарайского и других [5] по экспериментальному моделированию полевошпат-кварцевых гидротермалитов, гумбеитов и березитов, формирующихся из одной порции однородного по составу гидротермального раствора просто за счет снижения температуры. На Литкинской площади полевошпатсодержащие кварциты не обнаружены. Возможно, они будут встречены на участках Таймыро-Североземельской складчатой области с более эродированной золотоносной гидротермально-метасоматической системой.

На участке Олонгро известны одноименное золотокварцевое проявление и точки золотокварцевой минерализации. Это проявление и большая часть точек золотокварцевой минерализации расположены внутри ореолов развития полевошпатсодержащих кварцитов. Одна точка золоторудной минерализации локализована внутри ореола гидросерицитовой березитизации. Необходимо кратко остановиться на характеристике полевошпатсодержащих кварцитов, так как в

отличие от березитов, лиственинов, гумбеитов и эйситов, достаточно полно представленных в публикациях, посвященных классификации гидротермалитов, полевошпатсодержащие кварциты в эти классификации не вошли. Такие гидротермалиты на 80—98% состоят из кварца и на 2—20% из полевых шпатов (микроклин, олигоклаз). В их составе могут также присутствовать (первые проценты) биотит, серицит или мусковит, эпидот или клиноцоизит. Полевошпатсодержащие кварциты образуют протяженные жильно-метасоматические тела, контролируемые разломами и не имеющие видимой связи с проявлениями магматизма. Эти кварциты с определенной долей условности могут быть отождествлены с кварц-калишпатовыми гидротермалитами. Их отличия заключаются только в меньшем количестве калиевого полевого шпата в полевошпатсодержащих кварцитах по сравнению с кварц-калишпатовыми гидротермалитами. Согласно экспериментальным данным Г.П.Зарайского и других [5], кварц-калишпатовые гидротермалиты могут образовываться при температурах 350—400°C, давлении около 10 кПа и содержании калия около 0,01 моля при pH 4—7. В некоторых публикациях [3, 9, 11], посвященных характеристике металлогенических особенностей Дальневосточных районов России, приведено описание золото-рудовмещающих гидротермалитов, состав и структурно-геологическая позиция которых сходны с проявленными на участке Олонгро полевошпатсодержащими кварцитами, преимущественно развитыми в западной части площади Олонгро и замещающие только архей-раннепротерозойские породы, не захватывая породы мезозойского интрузивно-вулканического комплекса, тогда как березиты, распространенные в восточной части участка, замещают как архей-раннепротерозойские, так и мезозойские вмещающие породы. В пределах ореолов распространения березитов установлены вторичные ореолы накопления серебра и золота. На участках развития полевошпатсодержащих кварцитов при наличии вторичных ореолов накопления золота ореолы серебра отсутствуют. Учитывая разность температурных областей формирования гидросерицитовых березитов (200—250°C) и полевошпатсодержащих кварцитов (350—400°C), отсутствие признаков эволюционной зональности между ними, их структурно-геологическую позицию и геохимическую характеристику, можно предположить, что эти гидротермалиты связаны с разновозрастными этапами геологического развития рассматриваемой площади. Подобному заключению не противоречат ранее опубликованные данные Г.И.Неронского и В.Т.Доброй [13] о наличии двух групп россыпного золота в аллювии участка Олонгро. Здесь примерно в равных пропорциях встречается золото пробностью около 900 и 700, что, по мнению указанных исследователей, свидетельствует о двух этапах формирования коренных проявлений золотокварцевой минерализации на этом участке. По мнению В.Г.Ветлужских [1], в Становой золотоносной зоне существуют два типа промышленно перспективной золоторудной минерализации: золотокварцевый и золото-полисульфидно-кварцевый (золото-серебряный). Вероятнее всего, гидросерицитовые березиты контролируют минерализацию золото-полисульфидно-кварцевого типа, а полевошпатсодержащие кварциты — золотокварцевого.

На участке Укурум рудовмещающие гидротермалиты — полевошпатсодержащие кварциты. В настоящее время в них пока не установлены проявления золотокварцевой минерализации. Однако наличие контрастных вторичных ореолов накопления золота в пределах площадей развития

этих гидротермалитов (см. рис. 3), свидетельствует о существовании золоторудных концентраций в нижележащих полевошпатсодержащих кварцитах.

Общая особенность рудовмещающих гидротермалитов рассмотренных участков — приуроченность гидротермалитов к зонам разрывных нарушений и отсутствие связи гидротермалитов с магматическими образованиями. Все это свидетельствует о принадлежности данных гидротермалитов к гидротермально-метасоматическим образованиям интрателлурического, в терминологии Н.Ф.Иванкина и Н.И.Назаровой [7], приразломного, по Л.Я.Шмураевой [15], или тектоногенного, по Е.В.Плющеву и другим [10], типов.

Локальные термально-купольные структуры и их пространственные соотношения с рудовмещающими гидротермалитами и золоторудными концентрациями.

На Литкинской площади локальные метасоматические термально-купольные структуры представлены преимущественно мусковитсодержащими пропилитами и в меньшей степени биотит-кордиеритовыми роговиками, которые встречаются спорадически внутри ореолов развития пропилитов. Мусковитсодержащие пропилиты и роговики окружены полями развития биотитовых пропилитов с изменяющимися соотношениями в них эпидота и серицита. Как показало проведенное нами картирование метасоматической зональности юго-восточной части о.Большевик западнее контуров участка (см. рис. 1), перечисленные метасоматические образования связаны со становлением гранитоидов девонско-каменноугольного возраста массива Солнечный. В экзоконтакте позднепалеозойского гранит-гранодиоритового массива наблюдается хорошо проявленная околонинтрузивная метасоматическая зональность, выраженная последовательной сменой в направлении удаления от контакта гранитного массива роговиков мусковитсодержащими пропилитами и далее биотитовыми пропилитами. По представлениям многих исследователей, роговики и околонинтрузивные пропилиты формируются под воздействием потоков эндогенного тепла, распространяющегося над участками гранитизации земной коры. При этом ореолы проявления более высокотемпературных разностей околонинтрузивных метасоматических образований фиксируют участки наибольшего подъема тепловой энергии. На Литкинской площади такие участки проявлены ореолами развития мусковитсодержащих пропилитов и роговиков, которые рассматриваются в качестве локальных метасоматических термально-купольных структур. О контроле термально-купольными структурами проявлений золото-кварцевой минерализации на Литкинской площади свидетельствуют результаты изучения разрезов канав, вскрывающих зоны развития золото-кварцевой минерализации месторождения Нижнелиткинское. По этим данным установлено, что при наложении ореолов лиственизации на мусковитсодержащие пропилиты резко увеличивается количество кварцевых жил (почти на порядок). Следует отметить, что как само месторождение, так и все золото-кварцевые проявления расположены в пределах термально-купольных структур, тогда как многочисленные точки золоторудной минерализации встречаются как внутри, так и за пределами этих структур (см. рис. 1).

На участке Укурум локальные метасоматические термально-купольные структуры представлены высокотемпературными разностями пропилитов (амфиболовыми про-

пилитами) и ореолами интенсивной биотитовой пропилитизации, выраженными повышенной степенью замещения исходных пород пропилитовыми минералами (их доля в породе более 20%). Пропилиты, по-видимому, связаны с эпохой становления среднепалеозойских гранитов тасского комплекса, выходящих на дневную поверхность севернее рассматриваемого участка [2]. Роль структурного каркаса, выполняемого термально-купольными структурами, для рудовмещающих полевошпатсодержащих кварцитов на участке Укурум хорошо видна на примере западного фланга этого участка. Здесь ореол рудовмещающих гидротермалитов с севера, юга и юго-запада ограничен локальными термально-купольными структурами. На примере восточного фланга участка Укурум прослеживается влияние термально-купольных структур на продуктивность полевошпатсодержащих гидротермалитов. На данном участке наиболее контрастный вторичный ореол рассеяния золота приурочен к площади совмещения полевошпатсодержащих кварцитов с термально-купольной структурой (см. рис. 3).

На участке Олонгро метасоматические термально-купольные структуры выделены по тому же принципу, что и на Укуруме. В состав метасоматических ореолов, отражающих позицию термально-купольных структур, включены амфиболовые пропилиты и ореолы интенсивной биотитовой пропилитизации вмещающих пород. Так же как и на участке Укурум, на Олонгро направление развития рудоконтролирующих гидротермалитов задано конфигурацией обрамляющих полевошпатсодержащие кварциты локальных термально-купольных структур (см. рис. 2). При этом, как и на Литкинской площади наиболее крупное проявление золота (Олонгро) расположено на участке совмещения рудовмещающих гидротермалитов с термально-купольными структурами.

Проведенный анализ позиции рудовмещающих гидротермалитов и связанных с ними золоторудных концентраций относительно локальных термально-купольных структур позволяет наметить следующие тенденции взаимосвязи этих объектов. Первая заключается в том, что локальные метасоматические термально-купольные структуры — геологические образования, во многом определяющие конфигурацию тектонических нарушений, служащих зонами разгрузки золотоносных гидротермальных растворов. В качестве второй тенденции следует отметить повышение продуктивности рудовмещающих гидротермалитов при наложении их на локальные метасоматические термально-купольные структуры. Эти наметившиеся тенденции установлены только на примере изученных нами трех участков и нуждаются в дальнейшем подтверждении с подробным анализом причин повышения продуктивности рудовмещающих гидротермалитов при наложении их на участки, подвергшиеся предшествующей экзоконтактной проработке вмещающих пород. Одно из объяснений подобного явления можно найти в работе А.Б.Кольцова и К.В.Захаревича [8], считающих, что зоны предрудной температурной метасоматической проработки вмещающих пород создают среду, которая имеет большую степень тектонического реагирования на последующие динамические напряжения и способствующую образованию тектонически открытых зон разрывных нарушений. В свою очередь эти зоны в эпоху рудообразования могут служить участками разгрузки золотоносных гидротермальных растворов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ветлужских В.Г.* Металлогения золота в докембрийском фундаменте Алдано-Станового геоблока (на примере Северо-Становой зоны) // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Т. 2. — Магадан, 2001. С. 92—93.
2. *Государственная геологическая карта Российской Федерации.* Карта полезных ископаемых. Масштаб 1:1 000 000. Лист 0-(50), 51-Алдан / Под ред. Е.П.Миронюка. — С-Пб., 1998.
3. *Государственная геологическая карта Российской Федерации.* Масштаб 1:1 000 000. Лист 0-(50), 51-Алдан. Объяснительная записка / Отв. ред. Е.П.Миронюк. — С-Пб., 1998.
4. *Государственная геологическая карта СССР.* Карта полезных ископаемых. Масштаб 1:1 000 000. Лист М-(50), 51 (Сквордино) / Под ред. О.Н.Кабакова. — Л., 1987.
5. *Зарайский Г.П., Шаповалов Ю.Б., Белявская О.Н.* Экспериментальное исследование кислотного метасоматоза. — М.: Наука, 1981.
6. *Золоторудные гиганты России и мира* / М.М.Константинов, Е.М.Некрасов, А.А.Сидоров и др. — М.: Научный мир, 2000.
7. *Иванкин Н.Ф., Назарова Н.И.* Методика изучения рудоносных структур в терригенных толщах. — М.: Недра, 1988.
8. *Кольцов А.Б., Захарович К.В.* Синдеформационные метасоматические процессы в зонах разломов // Вестник Санкт-Петербургского университета. 1997. Серия 7. Геология и география. Вып. 3. С. 55—63.
9. *Металлогения Дальнего Востока России* / В.И.Сухов, Ю.И.Бакулин, Н.П.Лошак и др. — Хабаровск, 2000.
10. *Методика изучения гидротермально-метасоматических образований* / Е.В.Плющев, О.П.Ушаков, В.В.Шатов и др. — Л.: Недра, 1981.
11. *Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В.* Золоторудные месторождения Востока России. — Владивосток: Дальнаука, 1996.
12. *Мотов А.П., Агафоненко С.Г., Соколов С.В.* Метасоматические ореолы золоторудных полей Харгинского рудного узла // Руды и металлы. 2000. № 3. С. 48—54.
13. *Неронский Г.И., Добряя В.Т.* Пробность золота и характер ее изменения в некоторых золотоносных районах Приамурья // Генетические типы и закономерности размещения золота Дальнего Востока. — Новосибирск, 1976. С. 45—58.
14. *Сердюк С.С., Гончаров М.М., Ояберг В.К.* Основные типы и перспективная оценка золотоносных формаций Таймыро-Североземельского региона // Недра Таймыра. 1997. Вып. 2. С. 199—214.
15. *Шмураева Л.Я.* Приразломные карбонатно-щелочные метасоматиты докембрия, их рудоносность и генезис. — Владивосток: Дальнаука, 1995.

УДК 553.3/9:550.35 (470.5)

© Д.Г.Тараборин, 2004

Аномальная радиоактивность месторождений твердых полезных ископаемых Южного Урала (Оренбургская область) как фактор осложнения радиационной обстановки в регионе

Д.Г. ТАРАБОРИН (ОАО «Оренбург НИПИнефть»)

Рудоносность Южного Урала отличается многокомпонентностью состава, генетической гетерогенностью и охватывает широкую гамму процессов, форм миграции, концентрации и обстановок локализации элементов — порообразующих, редких, радиоактивных, редкоземельных, черных, цветных, благородных металлов с формированием разномасштабных скоплений рудного и нерудного минерального сырья.

В значительной степени промышленная продуктивность Восточного Оренбуржья связана с месторождениями полезных ископаемых в области развития складчатых зон Урала. Во многих случаях наблюдаются повышения фона радиоактивности.

Золото-вольфрамовые, золото-кварцевые и золото-кварц-сульфидные руды образуют ряд мелких и средних месторождений и проявлений на территории Восточно-Уральского поднятия.

Высокой радиоактивностью отличается район Кумакского интрузива и золоторудного месторождения Кумак. Кумакский интрузив гранит-порфиров включает Чиликсайское проявление урана, приуроченное к эманулирующему контакту кварц-серицитовых сланцев нижнего карбона и гранит-порфиров верхнепалеозойского возраста с содержанием Rn в 40—60 эман. Аномалии глубинные в интервалах 150,9—151,3 м (470 мкР/ч) и 85,5—86,0 м (50—90 мкР/ч).

Район Кумакского золоторудного месторождения в результате обследования горных выработок оформился как участок Кумакского уранового проявления. В штреках, пройденных в хлоритовых, кварц-серицитовых, хлорит-серицитовых сланцах нижнего карбона, выявлена ано-

мальная радиоактивность 30—50 до 277 мкР/ч (глубина 25 и 162 м) при содержаниях U до 0,18%. В жильном кварце с золотом и сульфидами установлен уранинит. Содержание в грунтовых водах U достигает 1×10^{-4} г/л, что на 2 порядка выше фона. Гидротермальный парагенезис — кварц—сульфиды—золото—уранинит определяет радиоактивность Кумакского золоторудного района.

Коренные выходы гранитоидов верхнего палеозоя и их коры выветривания дополняют общую картину радиоактивности за счет присутствия в районе радиоактивных гранитов, даек гранит-порфиров и вторичных ореолов рассеяния в корях выветривания. Значения интенсивности γ -излучения превышают 50 мкР/ч (до 176 мкР/ч), локализуясь на глубинах 7—15 м (приповерхностные аномалии). Суммарная генетически разнородная радиоактивность Кумакской площади природно-техногенная, со вскрытием глубинных горизонтов и выносом на поверхность шлама, керна, пустой породы при бурении скважин и проходке горных выработок.

Характер радиоактивности и естественно-техногенная природа золото-кварцевого и золото-кварц-сульфидного оруденений ряда золоторудных проявлений (Васин, Амур, Октябрьское) сходны с месторождением Кумак. Альбит-серицитовые темно-серые сланцы с пиритом на территории горных отводов «Цезарь» и «Васин» в скважинах на глубинах 433, 152—153 м имеют интенсивность γ -излучения от 60 до 200 мкР/ч, при содержании U 0,018—0,024% и Th до 0,002% в ассоциации с Ni, Co, V, Cu, Pb. В пределах Западной зоны окварцевания (мелкое резервное месторождение золото-кварц-сульфидных руд) радиоак-

тивные коры выветривания по углисто-глинистым, известковым сланцам C_1 , гранодиоритам D_3-C_1 на глубинах до 21 м характеризуются мощностью экспозиционной дозы (МЭД) γ -излучения 30—65 мкР/ч, содержаниями U и Th до первых десятых процента, и радиоактивными эманациями Rn до 44 эман.

Широко проявлена аномальная радиоактивность и в районе Кировского золоторудного месторождения, где на проявлениях урана Кировское V, Белоозерское, аномалиях Белоозерской группы многочисленными скважинами вскрыты контрастные радиоактивные интервалы с интенсивностью γ -излучения от 135—200 до 850 мкР/ч, приуроченные к корам выветривания по углисто-глинистым сланцам, известнякам, алевролитам нижнего карбона. Глубины размещения аномалий от 18 до 210 м, содержание U 0,064—0,133%, Th до 0,01%. Такие скопления радионуклидов подлежат учету при поисково-разведочных и эксплуатационных работах в районе.

Золото-вольфрамовые руды Айдырлинского месторождения сочетаются с одноименной аномалией, связанной с ожелезненными кварцевыми жилами среди верхнепалеозойских гранитов, проявляющихся в γ -поле интенсивностями излучения до 53 мкР/ч при надкларковых скоплениях Th ($8 \times 10^{-3}\%$) и U (6×10^{-3} — $2,6 \times 10^{-2}\%$). Повышенная радиоактивность сочетается со слабыми радоновыми аномалиями — 36 эман. Формирование аномальных скоплений радионуклидов, по-видимому, парагенно образованию золото-вольфрамового оруденения, что и не исключает их наличия в составе последнего.

Колчеданные комплексные руды в Тагило-Магнитогорском прогибе отличаются заметно выраженным парагенезисом с радионуклидами, в первую очередь с ураном, торием. В ходе исследований установлены не только приуроченность аномальной радиоактивности к площадям, участкам медноколчеданного оруденения, но и заметные масштабы проявления аккумулятивных по отношению к радионуклидам процессов с образованием аномалий и рудопроявлений.

Наиболее крупный на территории Восточного Оренбуржья урановорудный объект рудопроявление Домбаровское с аномальной радиоактивностью по γ -каротажу до 28 000 мкР/ч и содержаниями на отдельных участках U до 12—15% располагается в контуре Весенне-Аралчинского медноколчеданного месторождения в центральной части меденосной структуры. Коффинит-настурановые руды, содержащие герсдорфит с комплексом элементов-спутников — Cu, Y, Pb, As, Sb, Ni, Zn, Cd, Mo локализуются в зонах дробления, трещиноватости, развитых по окварцованным хлоритизированным, серицитизированным диабазам на экзоконтакте крупного массива гранитоидов. Урановое оруденение настуран-арсенидной рудной формации завершает гидротермальный процесс в рудоносной структуре, вмещающей месторождение Весеннее, следуя за стадиями формирования медноколчеданного и молибденового оруденения. Здесь же размещается значительная группа аномалий гипергенного типа, связанная с корами выветривания пород, содержащих надкларковые скопления радионуклидов (Малдыгулсайская группа аномалий, аномалия А-9, проявление Северо-Малдыгулсайское и др.) в глинисто-кремнистой щебенистой коре выветривания по раннепалеозойским гранитам γ -активность составляет 85—350 мкР/ч, содержания U и Th — десятые доли процента. В

грунтовой воде установлены содержания U ($1,8 \times 10^{-5}$ — $1,5 \times 10^{-4}\%$). Встречены также глубинные аномалии интенсивностью излучения 468 мкР/ч, приуроченные к грейзенизированным гранитам и корам выветривания.

На Джусинском медноколчеданном месторождении хлорит-серицитовые сланцы живецкого яруса девона, вмещающие рудные тела, отличается глубинной (290, 297 м) аномальной радиоактивностью — 105—120 мкР/ч при содержании U 0,009—0,01% (аномалии 149, Джусинская I). Рудообразование или шло одновременно с привносом радионуклидов, или сопровождалось их ассимиляцией из вмещающих пород. В любом случае радиоактивность медноколчеданного оруденения очевидна, что доказывается приуроченностью аномальной радиоактивности на месторождении к контакту рудного тела и вмещающих хлорит-серицитовых сланцев среднего девона. На площади этого же месторождения гидротермальная проработка дайки габбро-диабазов верхнего девона—нижнего карбона с трещинной минерализацией хлорита, эпидота, пирита, карбонатов сопровождается повышением интенсивности излучения отдельных интервалов по скважинам до 88 и 141 мкР/ч. Вхождение радионуклидов в состав гидротермальной карбонатно-сульфидной, эпидот-хлоритовой трещинной минерализации при единстве факторов контроля совместных минеральных — настуран-карбонат-сульфидных парагенезисов — свидетельство наложенного процесса ураноаккумуляции в зоне колчеданного рудообразования.

Крупное Гайское месторождение комплексных медноколчеданных руд отличается относительно высокой радиоактивностью до 400 мкР/ч, выявленной при радиометрическом обследовании горных выработок, вскрывающих рудные тела. Содержание U 0,03%. Одновременно с ураном, для которого установлена минеральная форма (урановая чернь, уранинит), в пробах присутствует (в %): Zn 0,04, Cu 0,05, Pb 0,06, Mo 0,02 и As 0,05. Гидротермальная жильная минерализация с уранинитом, сульфидами Cu, Zn, Mo в пределах Гайского месторождения размещается в зоне тектонического контакта серицит-кварцевых пород с лавами андезит-дацитового состава. Урановая минерализация проявлена в одном объеме с медноколчеданным оруденением, и при вскрытии, отработке рудных тел может оказать негативное влияние на окружающую среду. Зараженность радионуклидами на Гайском месторождении проявляется хотя и дискретно, но довольно постоянно. Повышенный радиоактивный фон рудовмещающих серицит-хлоритовых сланцев сочетается с гидротермальной сульфидно-урановой минерализацией (проявление Гайское II), с аномальной глубинной (1221—1222 м) радиоактивностью андезит-дацитов — 120 мкР/ч в пределах Дальневосточной рудной зоны.

Аномальная радиоактивность в районе Гайского месторождения установлена не только в породах складчатого фундамента, но и в мезозойско-кайнозойском чехле, в угленосных юрских (J_{1-2}) отложениях (аномалия Гайская). Поверхностная и глубинная (интервал 52,4—54,0 м) радиоактивность интенсивностью излучения 61—63 и 43—80 мкР/ч, соответственно, составила часть поля аномальной радиоактивности в районе. Она также подтверждает присутствие радионуклидов в различных количествах в широком временном интервале, наличие процессов перераспределения, охватывает верхние приповерхностные части геологических образований.

В районе месторождения Барсучий лог на его флангах одноименная аномалия радиоактивностью 68 мкР/ч сопровождается участком гидротермальной проработки андезит-дацитовых порфиров с образованием трещинно-жильной кварц-карбонат-сульфидной ассоциации приуроченностью активностей к прожилковой минерализации. Кварц-карбонат-сульфидная ассоциация характерна для гидротермального процесса, которому сопутствует формирование рудных скоплений урана, заимствованного из вмещающих пород. Незначительные скопления урана и продукты его распада часто образуются в кварц-карбонат-сульфидную фазу гидротермального процесса. Гидротермальные процессы, наложенные на туфы андезит-базальтовых порфиров среднего девона (аномалия Кутебайская) в том же районе, сопровождаются на глубинах 114—395 м многоуровневыми скоплениями радионуклидов, проявляющимися активностями 40—50 мкР/ч. При этом накопление U ($1,5 \times 10^{-3}\%$) идет, по-видимому, одновременно с аккумулярованием Cu ($3—5 \times 10^{-2}\%$). В метасоматитах зон кислотного выщелачивания также наблюдается повышение интенсивности излучения до 54 мкР/ч одновременно с накоплением Cu (0,02%), Zn (0,08%). Таким образом, на месторождении Барсучий лог процессы гидротермального уранонакопления проявлены в несколько ослабленном виде по сравнению с Гайским рудным полем.

Район Блявинского мелкого месторождения колчеданных комплексных руд в пределах Центрально-Уральского поднятия характеризуется аномальным радиоактивным излучением за счет радионуклидов седиментационно-диагенетической природы в глауконитовых песчаниках верхнего мела (80 мкР/ч, земная поверхность) и базальных горизонтах галечников с фосфоритом (до 70 мкР/ч), залегающих на породах фундамента. Непосредственно с медноколчеданным рудообразованием они не связаны, но, особенно в приповерхностном залегании, являются осложняющим фактором при формировании промышленных инфраструктур.

Остальные медноколчеданные месторождения находятся в резерве (Комсомольское, Зимнее, Мазарское, Западно-Ащебутакское), но также отличаются определенными осложнениями радиационного поля. Вторичные скопления гидроксидов железа на контакте спилитов и кератофилов имеют концентрации U 0,018% (проявление Западно-Блявинское). Однако радиоактивности при этом почти фоновые. Аномалии, установленные в подошве меловых отложений в районе размещения этих месторождений, отражают региональную закономерность пород данной части разреза и в приповерхностном залегании проявляют интенсивность излучения от 45 до 70 мкР/ч. Кварц-глауконитовые песчаники верхнего мела на небольших глубинах (до 0,4—6 м) также проявляют интенсивность излучения 105—117 мкР/ч при содержании U 0,008%. Равновесие сдвинуто в сторону радия, γ -излучение имеет радиевую природу, наиболее опасную для живых организмов. Признаки гидротермального обогащения ураном установлены и на месторождении Зимнее. Гидротермальные скопления урана выявлены в связи с кварц-карбонатными, сульфидными прожилками в дайках диабазов и гранит-аплитов (от 80 до 117 мкР/ч — аномалия Южно-Акжарская). С формированием вторичного ореола рассеяния в коре выветривания по эффузивам основного состава нижнего—среднего девона с активностями 90 мкР/ч и содержанием Th до 0,012% связана аномалия М-9.

Более отчетливо осложнения радиационного фона и концентрирование радионуклидов выражены на Еленовском месторождении медно-порфировых молибденосодержащих руд в Восточно-Уральском поднятии. Процесс формирования руд меди сопровождается гидротермальными проявлениями урановой минерализации (содержание U до 0,137%), с образованием собственных урановых минералов (уранинит). Причем жильная урановая минерализация идет в парагенезисе с Cu (до 0,8%), Pb, Zn, Co (0,04%). Связь с эндогенным медным оруденением отчетливая. Помимо урана, присутствует торий в концентрациях, достигающих 0,01%, а интенсивность излучения многоуровневая от 35 до 275 мкР/ч. Плагиоклазовые порфиры, граниты, туфы девона проявляют радиоактивность, оцениваемую в 90—125 мкР/ч (аномалия Еленовская). Аномальные скопления радионуклидов на Еленовском месторождении молибдена достигают масштаба рудопроявлений (Котансуйское), но не в связи с молибденовым оруденением. Это обогащенные U (содержание 0,03%, интенсивность излучения 210 мкР/ч, на поверхности) темно-серые глины долины р.Котансу, выступающие в качестве самостоятельного объекта осложнения радиационной обстановки.

Радиоактивность интенсивностью 50—100, 70—104 мкР/ч на Нижнеушкотинском месторождении молибдена обусловлена наличием радиоактивных акцессорных минералов — монацита, циркона, ураносодержащих тантал-ниобатов в гранитогнейсах и в кварц-полевошпатовых метасоматитах. Породы основания, изначально обогащенные радионуклидами, подвергаясь выветриванию, формируют радиоактивные коры выветривания.

Заметная глубинная радиоактивность от 148 до 720 мкР/ч характерна для другого молибденового месторождения Восточно-Уральского поднятия — Восток, где развиты высокорadioактивные граниты, гидротермальная высокотемпературная минерализация, включающая уранинит, настуран, черни. Содержания U 0,2% в ассоциации с пиритом при одновременном накоплении Cu, Pb, Bi, Ni, Sr (рудопроявление Шотинское). Один из показателей воздействия глубинной радиоактивности на состояние среды — эманирование скважин. В почвенном воздухе содержится Rn от 65 до 800 эман. В зонах тектонических нарушений отмечены радиогидрохимические аномалии, при содержании в воде U ($1—2,3 \times 10^{-5}$ г/л).

Районы локализации никелевых, кобальт-никелевых, никелево-кобальтовых силикатных и асболан-силикатных руд на территории Восточно-Уральского поднятия также имеют участки повышения фона радиоактивности. Интенсивность излучения повышена до 42—90 мкР/ч в зоне гидротермальной карбонатизации, сульфидизации с последующим гипергенным окислением в кварц-серицитовых сланцах нижнего карбона (глубина 66—132 м, среднее, находящееся в госрезерве Кайрактинское месторождение). Перераспределение изначальных концентраций при формировании кор выветривания повышает интенсивность излучения до 60—199 мкР/ч с концентрированием U до 0,064—0,068% и Th до 0,0017% (Бриентское проявление). Выветрелые зоны в интрузиях диоритов и дайках лампрофилов верхнего палеозоя на поверхности и на глубинах до 1,5 м обогащены радионуклидами, проявляют аномальную γ -активность от 40 до 50—60 мкР/ч с повышением на порядок фонового содержания U и Th на мелком резервном Западно-Подольском месторождении ($1,7 \times 10^{-3}$ и $3,3 \times 10^{-3}$ %).

по U и Th, соответственно). Непосредственно в рудах концентрации радионуклидов не отмечено, но район в целом имеет повышенный фон радиоактивности.

Природнолегированные лептохлорит-гидроксидные железные руды на территории Центрально-Уральского поднятия (мелкое Малохалиловское резервное и среднее Аккермановское эксплуатируемое месторождения) размещены на площадях, имеющих поверхностную аномальную радиоактивность 55 мкР/ч в зоне контакта песчано-конгломератовой толщии юры с кремнисто-карбонатными отложениями верхнего мела и аномалии в выветрелых известняках нижнего карбона (Аkkerмановское месторождение). На Аккермановском месторождении рыхлая глиноподобная лимонитизированная масса вмещает на небольших глубинах от 21 до 35 м, в одном случае на глубине 169 м, участки радиоактивностью 63—75 и 80—218 мкР/ч. Содержания U 0,011% и Th 0,0013%. Развитие лимонитизированных продуктов выветривания с одновременным заметным скоплением радионуклидов выявляет наличие аккумулятивных по отношению к U и Th процессов, которые могут оказать (и оказывают) негативное влияние на окружающую среду.

В районе Бездорожного среднего проявления *титано-магнетитовых руд* в обнажениях плагиогранитов, граносиенитов нижнего карбона выявлены существенные по интенсивности ионизирующего излучения аномальные интервалы в 232 мкР/ч и отмечено поступление в почвенный воздух Rn 45 эман. Мелкое Шубинское проявление рутиловых руд титана размещено на площади развития радиоактивности 50—100 мкР/ч в глауконитовых песчаниках верхнего мела.

Хромитовые руды в отношении радиоактивности рассмотрены на примере мелкого проявления Айдырлинского. В районе его размещения высокорadioактивные граниты Суондукского массива до глубины 7 м проявляют радиоактивность 60—64 мкР/ч, осложняя радиационную обстановку.

Месторождения, проявления *нерудного горно-металлургического сырья* (маршаллит, флюсы) расположены в районах развития останцовых выходов глауконитовых песчаников верхнего мела с приповерхностным залеганием радиоактивного слоя (крупное месторождение флюсов, подготовленное к разработке, Поимское) γ -активностью 50—100 мкР/ч, или в районах распространения радиоактивных кор выветривания по углеродисто-глинистым сланцам (мелкое Болотское месторождение маршаллита, 108 мкР/ч), по известнякам нижнего карбона (активность 63—218 мкР/ч, крупное эксплуатируемое месторождение флюса Аккермановское), по туфам, туфопесчаникам нижнего карбона с приповерхностной γ -активностью 67 мкР/ч и глубинной (на глубине до 50 м) от 50 до 80 мкР/ч — крупное проявление флюсов Новопотоцкое.

Мелкое резервное Буруктаальское месторождение флюсов находится в радиационно-опасной зоне размещения Ак-Кудукского уранового рудопроявления, где по сланцам нижнего палеозоя, на контакте гранитогнейсов с метаморфизованными известняками среднего девона в коре выветривания линейного типа по скважинам, на глубинах от 50 до 85 м выделены зоны обогащения ураном в виде урановых черней — 0,03—0,05%; 0,011—0,013%. Относительно высокий коэффициент радиоактивного равновесия от 90 до 172% говорит о наиболее опасной радиевой природе радиоактивности в диапазоне 50—390 мкР/ч.

Проявления *каолинов* на территории Восточно-Уральского поднятия сопровождаются аномалиями в ожелез-

ненной глинистой коре выветривания по биотитовым гранитам верхнего палеозоя (Верхнеушкотинское) и непосредственно в гранитах PZ₃ (Среднеушкотинское). Радиоактивность характеризуется высокими интенсивностями излучения. Так, на проявлении Верхнеушкотинское она достигает 183 мкР/ч; на Среднеушкотинском проявлении каолина в серицитизированных гранитах радиоактивность проявлена масштабно, образуя урановое рудопроявление Шотинское. Здесь установлены уранинит, настуран, урановая смолка, активности от 148 до 720 мкР/ч, с эманированием по скважинам, причем содержания Rn 800 эман. Здесь же в воде на порядок повышен фон U ($2,3 \times 10^{-5}$ г/л).

Минерально-строительное сырье на месторождениях глин и суглинков обладает слабой радиоактивностью. На мелком месторождении Репинское интенсивность излучения не превышает с поверхности и в закопках 22 мкР/ч, при содержаниях U $1 \times 10^{-3}\%$.

На Восточно-Аниховском крупном проявлении глин и суглинков кора выветривания по катаклазированным гранитам слабо радиоактивна (максимально 28 мкР/ч). Невысоко и содержание Rn, порядка 10 эман. В районе гранитного массива вблизи площади проявления глин граниты имеют радиоактивность 10—16 мкР/ч на поверхности. Однако в шурфах интенсивность излучения выше и достигает 40 мкР/ч. Это показывает возможность появления ареалов с повышенным радиационным фоном в продуктивных отложениях, так как радиоактивные участки в гранитах могли стать для них источником радионуклидов.

На Херсонском, Ракитинском мелких резервных месторождениях минерально-строительного сырья (глины и суглинки) выявлено широкое поле развития глубинной радиоактивности по скважинам в базальных фосфоритоносных горизонтах верхнего мела интенсивностью излучения от 45 до 70 мкР/ч. Это создает определенную опасность при работах по добыче сырья, хотя само сырье не имеет аномалий радиационного фона. Аккермановское мелкое эксплуатируемое месторождение совпадает с Аккермановским проявлением урана, но радиоактивность 60—218 мкР/ч при содержании U 0,01% располагается на глубинах более 20 м, ниже отрабатываемого горизонта. Это заставляет в целях предотвращения возможных осложнений в ходе работ обратить особое внимание на качество и системность радиационного контроля.

Крупное Джурунтайское резервное месторождение и проявление Джусинский участок *известняков* нижнего карбона отличаются аномальной радиоактивностью в аллювиально-делювиальных, аллювиальных отложениях, залегающих на этих известняках. На Джусинском участке в русловых отложениях интенсивность излучения до 70 мкР/ч, на Джурунтайском месторождении в аллювиальных песках, содержащих циркон, рутил, монацит, радиоактивность ториевой природы оценивается в 55—60 мкР/ч. В самих известняках в зоне окварцевания вскрыты аномальные интервалы интенсивностью γ -излучения 100 мкР/ч. Содержание в грунтовых водах U (5×10^{-5} г/л), Ra ($1,4 \times 10^{-9}\%$). Такие обстоятельства необходимо учитывать при выполнении работ по добыче полезного ископаемого в качестве косвенного фактора неблагоприятного воздействия.

Крупное Энбекшинское (Мироновское) месторождение *облицовочных камней* (мраморизованные известняки) характеризуется наличием в дацитах, кислых эффузивах, известняках нижнего карбона акцессориев, содержащих

уран, торий, редкие земли. Однако аномальная радиоактивность до 290 мкР/ч возникает при наложении гипергенных процессов, связанных с развитием коры выветривания. Мощности аномальных интервалов от 0,4 до 5—8,1 м, максимальные содержания U 0,034%, Th 0,006%, природа радиоактивности урановая. Аномальные активности глубинные, выявленные в скважинах и за пределами коры выветривания, отсутствуют.

К месторождениям *природных охр* относятся Малохалиловское I и Поповское. На Малохалиловском месторождении радиоактивна зона контакта песчаников, конгломератов юры с мерелями, опоками верхнего мела. Аномалия площадная, на поверхности интенсивность γ -излучения 55 мкР/ч. Пестроцветные ожелезненные глины акчагыльского яруса неогена на Поповском месторождении имеют с поверхности радиоактивность порядка 18 мкР/ч, с глубиной (1—5 м) она возрастает до 22—25 мкР/ч.

В *песчаных, песчано-гравийных материалах* преимущественно в виде мелких проявлений — Кумакское (Восточно-Уральское поднятие), Акжарское, Джусинское (Тагило-Магнитогорский прогиб) — аномальная радиоактивность не выражена, за исключением Акжарского проявления, где отчетливо наблюдаются процессы корообразования и радиоактивные (55 мкР/ч) коры выветривания, которые могут стать при размыве загрязнителями песчано-гравийного сырья. В то же время Кумакское и Западно-Кумакское проявления расположены в непосредственной близости от Кумакского золоторудного месторождения, вмещающего Челиксайское и Кумакское урановые проявления с высокорadioактивными аномалиями. При последующей разработке месторождения Кумак неизбежно загрязнение поверхности радионуклидами, попадание их в песчано-гравийную смесь с осложнением радиационной обстановки.

Кварцевые пески Архиповского и Губерлинского эксплуатируемых месторождений отличаются более сложными условиями проявления радиоактивности. На площади Архиповского месторождения в продуктивных песках юрских отложений аномальные скопления радионуклидов не отмечены. Повышенная радиоактивность до 55 мкР/ч приурочена здесь к песчаникам пермской толщи. На Губерлинском месторождении аномальная радиоактивность до 55 мкР/ч на глубинах 1—5 м отмечается в кварцево-глауконитовых песках верхнего мела и до 63 мкР/ч на глубине 12 м в серых песках нижней—средней юры. Поверхностный слой юрских песков обеднен радионуклидами в результате проработки наложенным окислением.

Строительные камни в виде мелкого подготавливаемого к освоению Шеликтасайского, а также Буруктаьского, Восточно-Яманкасинского мелких резервных месторождений и ряда мелких проявлений (Кайрактинское, Прииск-Кумакское, Каменная балка, Керуембайское II) размещены в районах установленной аномальной радиоактивности.

На Ушкатынском месторождении верхнепалеозойский массив гранитов на участке развития пегматитовых прожилков отличается повышением интенсивности излучения до 53 мкР/ч при содержании U до 0,04%. Кора выветривания по этим гранитам радиоактивна (50—104 мкР/ч) на глубинах от 30 до 225 м. В приповерхностном слое интенсивность излучения повышена до 40 мкР/ч за счет некоторого перераспределения первичных радионуклидов акцессорных минералов.

На Буруктаьском месторождении в верхнепалеозойском Котансинском массиве гранитов с прожилками пегматитов при фоне в 22 мкР/ч намечается повышение интенсивности излучения до 30, 50—60 мкР/ч урано-ториевой природы. Восточно-Яманкасинское месторождение имеет крупный ореол радиоактивности в фосфоритонесущих горизонтах верхнего мела с активностями от 50 до 88 мкР/ч, который может оказать негативное влияние на состояние радиационной обстановки при выполнении вскрышных работ. На мелком Джусинском проявлении песчано-гравийных материалов гидротермальные концентрации радионуклидов вскрыты в андезит-дацитах девона в контакте с рудным телом одноименного месторождения колчеданных комплексных руд. Это подтверждает связь радиоактивности с медноколчеданным оруденением, которая подлежит учету при работах на медь и к блокам строительного камня отношения не имеет.

Традиционно на основе химического сродства отмечается связь скоплений урана и продуктов его распада с компонентами органического вещества угольного ряда. *Буроугольные месторождения* Оренбургской области не являются исключением и отличаются присутствием аномальных скоплений радионуклидов в углях и угленосных слоях. Тюльганское месторождение углей Южно-Уральского буроугольного бассейна вмещает ряд аномалий интенсивностью излучения до 85 мкР/ч на мощность 1,5 м в верхней части угленосного разреза. Аномалии вскрыты скважинами и приурочены к бурым углям, темно-коричневым углистым глинам олигоцену—миоцену. Содержание U 0,01—0,018%. Такую же позицию в составе угленосной толщи занимают радиоактивные аномалии интенсивностью излучения до 60 мкР/ч на Репьевском буроугольном месторождении.

Крупное проявление продуктов метаморфизма улей *шунгита и графита* — Энбекшинское на территории Восточно-Уральского поднятия — вмещает аномальное пересечение по одной из скважин. Радиоактивность 68—85 мкР/ч установлена в интервалах 23,3—23,8 и 36,3—37,3 м, соответственно, при содержаниях U ($2,1—3,9 \times 10^{-4}\%$) и Th ($7—8 \times 10^{-4}\%$) в пределах глинисто-щебенистого горизонта по интенсивно ожелезненным алевролитам и имеет грунтово-инфильтрационный генезис.

На Восточно-Уральском поднятии в зоне сочленения Тагило-Магнитогорского прогиба и Восточно-Уральского поднятия мелкие (Байтукское, Северо-Мироновское) и среднее (Брацлавское) месторождения *жильного кварца* размещены в области развития коры выветривания по известнякам, углеродсодержащим черным сланцам, кислым эффузивам с аномальной радиоактивностью в виде ряда интервалов по скважинам (проявление Мироновское). Скопления радионуклидов обеспечивают интенсивность γ -излучения от 50—60 до 287—290 мкР/ч и образование радоновых аномалий до 36 эман. Сам жильный кварц при этом высокой радиоактивностью не отличается, но, тем не менее, площадь в целом относится к числу аномальных объектов. Аномальная радиоактивность в кварцевых жилах Байтукского месторождения 53 мкР/ч и радоновые аномалии, заставляют обратить внимание на возможность усложнения радиационной обстановки в связи с вероятной нестерильностью жильной минерализации относительно радионуклидов.

Здесь же размещается аномалия Мироновская, приуроченная к крупному одноименному проявлению *ит-*

трий-лантаноидных руд. Редкометалльная минерализация наряду с радионуклидами характеризует геохимический фон района. Мироновская площадь аномальной радиоактивности вмещает также и месторождение облицовочных камней (крупное, эксплуатируется) и его дальнейшая разработка требует проведения радиационного контроля.

На мелком резервном Айдырлинском месторождении *барита* (Тагило-Магнитогорский прогиб) в кварц-серицит-хлоритовых и углеродистых черных сланцах нижнего карбона в ассоциации с баритовыми жилами выявлена аномальная радиоактивность в канавах 20 мкР/ч, по скважинам на глубинах 106, 286 и 308 м — от 39 до 67 мкР/ч. При этом содержание в подземной воде U повышено до $3,7 \times 10^{-3}$ г/л, что в 2 раза выше предельно допустимой концентрации U (1,8 мг/л). В процессе разработки этого месторождения необходимо систематическое радиационное обследование местности и радиометрический контроль над содержанием радионуклидов в добываемом сырье.

При изучении радиационной обстановки районов размещения месторождений полезных ископаемых на территории южного блока складчатого Урала в пределах Оренбургской области наметились основные варианты взаимоотношений, взаимодействия полезных ископаемых и радиоактивности:

1. Радионуклиды — уран, торий, их изотопы, продукты распада, уран- и торийсодержащие радиоактивные минералы в складчатых зонах Южного Урала входят в состав рудной минерализации. Это характерно для золотокварц-сульфидных, медноколчеданных, золото-вольфрамовых, медно-порфировых молибденсодержащих, молибденовых месторождений. В таких условиях выявляются, а также возможны, радоновые, радиогидрохимические аномалии по зонам трещиноватости, разрывным нарушениям, первичные и вторичные ореолы рассеяния.

2. В ряде случаев совпадение участков аномальной радиоактивности с месторождениями рудного сырья (Кумакское золоторудное месторождение и проявление Васин, Весенне-Аралчинское, Джусинское, Барсучий Лог — месторождения комплексных колчеданных руд, Еленовское месторождение медно-порфировых руд, молибденовое месторождение Восток) — результат вхождения урана, тория, редкоземельных элементов в парагенезис с рудной минерализацией данного месторождения — кварц-золото-сульфидной, медноколчеданной и т.д. в виде полиметаллической уранинит-золото-сульфидной, сульфидно-настурановой, карбонат-сульфидно-настурановой ассоциации, т.е. на ряде месторождений радионуклиды находятся в парагенетической связи с Mo, Zn, Ba, Cu, Pb, As, вплоть до образования рудопроявлений в пределах иных месторождений (Домбаровское рудопроявление урана в рудном поле Весеннее Аралчинского медноколчеданного месторождения), представляя настуран-арсенидную рудную формацию.

3. Связь радиоактивности и объектов полезных ископаемых пространственная. Радионуклиды образуют вторичные и первичные скопления, ореолы рассеяния в водах, по-

верхностном слое, зонах цементации, корках выветривания, непосредственно вблизи рудных тел в рассеянной сорбированной форме в гидроксидах железа, марганца, алюминия, глинистом веществе. Это преимущественно гипергенные скопления, связанные с корообразованием, поверхностным окислением, в т.ч. аккумуляции грунтово-инфильтрационного типа в нижних горизонтах коры выветривания. Источник радионуклидов — их первичные концентрации разных типов, включая магматический, седиментационно-диагенетический, гидротермальный.

4. Повышенная радиоактивность на месторождениях может быть связана с их локализацией в породах, изначально обогащенных радионуклидами. Это углисто-глинистые, углеродисто-кремнистые сланцы, гранитоиды и сопутствующий дайковый комплекс, а также самостоятельное гидротермальное урановое и ториевое оруденение.

5. Проработка урансодержащих пород кварц-карбонатно-сульфидными гидротермами, не приводя к образованию самостоятельных урановых руд, тем не менее, создает аномальные скопления интенсивностью излучения, превышающей фоновую. Она характерна для районов месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых с проявлением постмагматических наложенных процессов.

6. Для большинства месторождений строительных материалов радиоактивность не выражена, но они размещены в непосредственной близости к аномальным проявлениям, рудопроявлениям радионуклидов и входят в общий контур потенциально опасных районов.

7. Глины, для которых γ -активность 20—22 мкР/ч, можно рассматривать как рядовые фоновые, обусловленные проявлением общей закономерности — связью радиоактивности с глинистым веществом.

8. Развитие аномально радиоактивных вмещающих пород, продуктов выветривания, сопутствующей минерализации, радиоактивных редкоземельных элементов, часто сопровождающееся поступлением радона, может оказать и оказывает негативное влияние на окружающую среду. Радиоактивность месторождений рудного и нерудного минерального сырья — реальный продуцент осложнения радиационной обстановки. Поэтому радиогенный фактор подлежит учету при развитии инфраструктуры населенных пунктов, сельскохозяйственных и промышленных предприятий, в т.ч. в связи с геологоразведочными и добычными работами. Ряд объектов минерально-строительного сырья, глини и суглинков при отсутствии собственной радиоактивности имеет предпосылки к возможному повышению радиационного фона из-за наличия потенциальных источников радионуклидов в виде аномалий в выходящих на поверхность породах фундамента (проявление Аниховское и др.). Присутствие в районе объектов рудного и нерудного сырья геологических образований с аномальной радиоактивностью, которые могут стать источником неблагоприятного воздействия на окружающую среду, — косвенный негативный фактор создания радиационных осложнений.

О возможности корреляции долеритовых силлов по петрохимии и характеру внутрикамерной дифференциации

Г.Д.ФЕОКИСТОВ (ИЗК СО РАН)

Проявления позднепалеозойско-раннемезозойского траппового магматизма в пределах Сибирской платформы довольно разнообразны по вещественному составу. Среди интрузивных траппов были выделены [5] не только интрузии долеритов повышенной основности, щелочности или кислотности, но и нормальных долеритов, преобладающие по объему внедрений. Большинство долеритовых силлов, в значительной степени насыщающих разрезы осадочных толщ Тунгусской синеклизы и Канско-Тасеевской впадины в западной части платформы, образовались путем внедрения однотипного по химическому составу траппового расплава. Общий объем таких интрузивных долеритов с учетом данных глубокого бурения может быть оценен приблизительно в 0,8 млн.км³ [9]. По последним более детальным расчетам [2] объем интрузивных траппов составил 776 тыс.км³.

Многие исследователи пытались провести корреляцию широко распространенных траппов Сибирской платформы на основе их химического и минерального составов, степени внутрикамерной дифференциации в интрузивных телах и их приуроченности к разным геолого-тектоническим структурам [1, 5]. Предполагалось, что подобная корреляция проводилась, когда внедрение трапповой магмы из мантии могло происходить в любом пункте обширной области развития траппов на Сибирской платформе, где они обнажены на поверхности в настоящее время. Однако по данным буровых работ установлен принципиально иной характер развития интрузивных траппов в Канско-Тасеевской впадине и Тунгусской синеклизе, что позволяет по-иному рассматривать возможности корреляции интрузивных трапповых тел по петрохимии и степени внутрикамерной дифференциации.

По результатам проведенных на территории юга Сибирской платформы буровых работ установлено широкое развитие трапповых тел внутри осадочного чехла. Здесь выявлено несколько трапповых силлов большой (200—700 км) протяженности [9]. Они согласно залегают в осадочном чехле на разных стратиграфических уровнях и погружаются в глубокую часть Канско-Тасеевской впадины (западная краевая часть юга Сибирской платформы), где предполагается наличие очаговой зоны внедрения трапповой магмы. Этим силлам даны собственные названия (снизу вверх по стратиграфическому разрезу): Усольский, Толстомысовский (в отдельных частях описанный как Тулунский, Абанский, Чунский, Падунский, Дубынинский, Нерюндинский) и Чуно-Бирюсинский. Взаимоотношения долеритовых силлов в разрезе осадочного чехла юга Сибирской платформы ранее были показаны на серии схематических геологических разрезов [9].

Интрузивный трапповый магматизм в Тунгусской синеклизе проявился более интенсивно, чем в Канско-Тасеевской впадине, и в течение большого числа фаз [4], о чем свидетельствует выделение 10 лавовых свит, охватывающих по

возрасту интервал поздняя пермь—средний триас, и установление по буровым работам большого числа долеритовых силлов внутри осадочного чехла платформы. В южной части Тунгусской синеклизы, хотя и пройдено более 130 глубоких скважин, они расположены преимущественно по долинам рек Подкаменная и Нижняя Тунгуски, а в междуречье их немного, поэтому провести площадную корреляцию долеритовых силлов, как это было сделано для юга Сибирской платформы [8], не представилось возможным. Тем не менее, схематические субширотные и субмеридиональные разрезы по южной части Тунгусской синеклизы с учетом имеющихся буровых работ были построены [9]. Эти разрезы подчеркивают принципиальное сходство в условиях залегания силлов в Канско-Тасеевской впадине и Тунгусской синеклизе. По всем статистическим параметрам в северном направлении от Подкаменной к Нижней Тунгуске возрастают глубина синеклизы, число долеритовых силлов, максимальная мощность одного силла, суммарная мощность долеритовых силлов и доля траппов в разрезе осадочной толщи. Все это свидетельствует о внедрении траппового расплава в южном и восточном направлениях к периферическим частям синеклизы из района севернее р.Нижняя Тунгуска, где находится Кочечумская впадина, предполагаемая как очаговая зона внедрения траппового расплава [10].

Долеритовые силлы дифференцированы по стандартной схеме: в верхних горизонтах появляются лейкодолериты, а в нижних — оливиновые и троктолитовые долериты. Мощность весьма протяженных силлов непостоянна. Во многих местах наблюдаются раздувы их мощности с формированием куполообразных вздутий. В таких случаях мощность силла возрастает в несколько раз. Куполообразные тела — обычно усложняющие элементы строения долеритовых силлов, особенно при образовании их в верхних горизонтах осадочного чехла платформы (карбон—триас). Одно из подобных тел достаточно хорошо изучено буровыми работами на р.Ангара в связи со строительством Усть-Илимской ГЭС. Куполообразное тело сформировалось в месте перехода Толстомысовского силла в вышележащий стратиграфический горизонт отложений карбона [7]. При средней мощности Толстомысовского силла около 100 м в пределах куполообразного тела она возрастает до 300 м. В плане куполообразное тело имеет округлую форму с поперечником 2—3 км. В вертикальном разрезе интрузии резко увеличивается мощность (до 100 м) зон лейкодолеритов (с многочисленными шлирами долерит-пегматитов) в верхней части тела и троктолитовых долеритов в нижней части интрузии. При недостаточной обнаженности и отсутствии буровых скважин куполообразные тела, усложняющие строение долеритовых силлов, часто принимаются за самостоятельные штокообразные трапповые интрузии.

Возможность корреляции интрузивных траппов по петрохимическим данным целесообразно рассмотреть на при-

мере установленных каким-либо методом разнофазных внедрений трапповой магмы. Наиболее подходящий район для этой цели — южная часть Сибирской платформы, в пределах которой детально изучены распространение долеритовых силлов и их абсолютный возраст формирования по калий-аргоновым определениям [8].

Достаточным числом химических анализов долеритов охарактеризованы трапповые силлы второй и третьей фаз внедрения [11]: соответственно Толстомысовский силл (по буровым скважинам в створе Братской ГЭС 16 анализов, Усть-Илимской ГЭС 46 анализов, на Жеронской площади 10 анализов; всего 72 анализа) и Усольский силл (по буровым скважинам на Литвинцевской площади 18 анализов, на Северо-Марковской — 24 анализа; всего 42 анализа). Для выяснения петрохимических различий долеритов этих двух фаз внедрения проведен многомерный (девятимерный по числу оксидов) факторный анализ. При расчетах были учтены содержания SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O . Факторная диаграмма в координатах 1 и 2 факторов, включающих в сумме 66% общей дисперсии содержаний порообразующих оксидов приведена на рис. 1. Направление фактора 1 отражает различия в составе долеритов, обусловленные внутрикамерной дифференциацией магматического расплава: с одной стороны — векторы оксидов MgO , CaO , Al_2O_3 , повышенные содержания которых наблюдаются в ранних более основных дифференциатах, с другой — векторы оксидов FeO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , Fe_2O_3 , повышенные содержания которых характерны для поздних кислых дифференциатов. Вектор SiO_2 направлен по фактору 2, и распределение содержаний SiO_2 в долеритах может отражать какой-то другой природный процесс.

Как видно на диаграмме (см. рис. 1), наибольший размах внутрикамерной дифференциации наблюдается в вертикальном разрезе Толстомысовского силла, вскрытого буровой скважиной в створе Усть-Илимской ГЭС на р. Ангара. Менее интенсивная дифференциация прошла в других частях указанного силла (в створе Братской ГЭС и на Нерюндинской площади), но точки составов долеритов в этих разрезах расположены в общем поле, занятого точками составов долеритов Толстомысовского силла.

В Усольском силле внутрикамерная дифференциация проявилась примерно так же, как и в Толстомысовском силле в разрезе створа Братской ГЭС. Здесь не установлены наиболее основные дифференциаты (троктолитовые долериты). В целом поле составов долеритов Усольского силла смещено в сторону второго и третьего квадрантов факторной диаграммы (см. рис. 1) относительно поля составов долеритов Толстомысовского силла. Различия составов долеритов двух трапповых силлов подчеркивается и направлением вектора SiO_2 в сторону поля составов долеритов Толстомысовского силла.

Толстомысовский силл формировался во вторую фазу внедрения трапповой магмы, а Усольский — в третью. Как показывает факторный анализ, различия состава долеритов, обусловленные внутрикамерной дифференциацией, не могут быть использованы для корреляции интрузивных траппов по химическим данным, так как в траппах обеих фаз внедрения направление внутрикамерной дифференциации одинаковое, выраженное на диаграмме (см. рис. 1) направлением первого фактора.

В центральной части данной диаграммы (см. рис. 1) расположены точки составов долеритов, отражающих ближе всего исходный состав магматических расплавов. Таким образом, смещение поля составов долеритов Усольского силла в этой части диаграммы по отношению к полю составов долеритов Толстомысовского силла по фактору 2 в сторону, противоположную направлению вектора SiO_2 предположительно может свидетельствовать о понижении содержания кремнезема в магматическом расплаве третьей фазы внедрения по сравнению со второй.

Основная проблема в петрогенезисе траппов, развитых на всех древних платформах, заключается в объяснении формирования единичных интрузивных магматических тел огромного объема — десятки тысяч кубических километров [8]. Единовременное внедрение таких объемов магматического расплава из единичных магматических очагов, в которых расплав был в перегретом состоянии, маловероятно, поскольку невозможно объяснить с тектонофизических позиций возникновение камер такого огромного объема в верхней мантии, а тем более в земной коре.

Более вероятно представление о том, что в мантии (на небольших глубинах) по каким-то причинам в результате значительного подъема температуры, возможно, в связи с проявлением нижнемантийных плюмов [3], возникали обширные зоны (сравнимые с площадью впадин и синеклиз) частичного плавления с интерстициальным толеитовым расплавом (объем не более 20%), весьма подвижным из-за перегрева и наличия некоторого количества летучих компонентов. При возникновении в отдельных линейных зо-

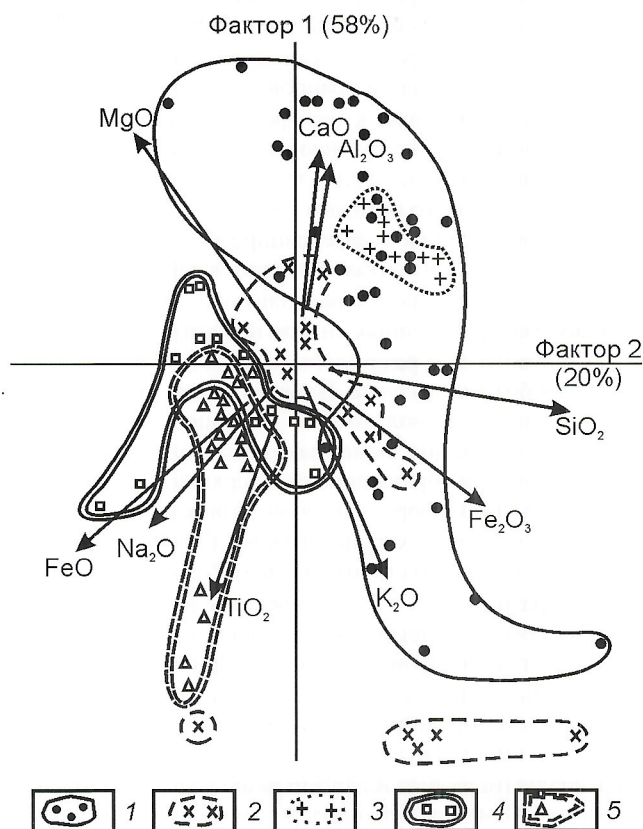


Рис. 1. Факторная диаграмма химических составов траппов юга Сибирской платформы:

точки химических составов и контуры полей точек: долериты Толстомысовского силла: 1 — створ Усть-Илимской ГЭС, 2 — створ Братской ГЭС, 3 — Жеронская площадь; долериты Усольского силла: 4 — Литвинцевская площадь, 5 — Северо-Марковская площадь

нах пониженного давления магматический расплав проник в направлении к поверхности, формируя мощные линейные каналы, способствовавшие в короткие промежутки времени истечению магматического расплава из своеобразных «магмосборных бассейнов», т.е. из обширных по площади зон частичного плавления в мантии. При этом вполне реальным может оказаться тот факт, что первые внедрения магматического расплава будут по составу более кислыми (с большим содержанием SiO_2) чем последующие, так как после вывода части магматического расплава из «магмосборного бассейна» дополнительное плавление мантийного субстрата всегда приводит к увеличению основности частичного расплава.

Состав кислых дифференциатов (см. рис. 1, нижняя часть) Усольского силла характеризуется повышенными содержаниями FeO , Na_2O и TiO_2 , а Толстомысовского — K_2O и Fe_2O_3 . Эти различия могут быть обусловлены особенностями внутрикамерной дифференциации трапповых расплавов этих силлов, и едва ли можно их использовать при корреляции интрузивных траппов.

Теперь рассмотрим возможность корреляции трапповых силлов по петрохимическим данным в другом районе Сибирской платформы — район верховьев рек Марха, Моркока и Алакит (восточная окраина Тунгусской синеклизы). В верховьях р.Марха, в районе Айхала, нами изучен химический состав траппов по двум буровым скважинам [11]. В верховьях р.Моркока М.Д.Томшин изучил несколько выходов трапповых тел, а в верховьях р.Алакит А.С.Макаров [6] исследовал дифференцированный трапповый силл мощностью около 100 м.

Проанализировав данные глубокого бурения [9] по распространению трапповых силлов в осадочной толще Тунгусской синеклизы, можно предполагать, что в восточном борту синеклизы, в интересующем нас районе, должны располагаться выходы на поверхность двух самых нижних трапповых силлов, вскрытых глубокими скважинами в Тунгусской синеклизе. Их возрастные взаимоотношения неизвестны.

В верховьях р.Марха, где главным образом сохранились отложения карбона, перми и триаса, имеются, по-видимому, оба трапповых силла, тогда как в районе междуречья Моркоки и Алакита, где наблюдается некоторое поднятие, верхний силл в основном эродирован, прослеживаются лишь его останцы в виде отдельных пятен.

Нижний трапповый силл охарактеризован химическими анализами образцов долеритов по скв.25 р.Марха (17 анализов) [11], в обнажении в верховьях р.Алакит (15 анализов) [6] и обнажениях в долине р.Моркока (неопубликованные данные М.Д.Томшина, см. таблицу). По долеритам верхнего силла имеются, к сожалению, всего лишь 9 химических анализов образцов из скв. 4674 р.Марха [11]. По всем имеющимся химическим анализам долеритов нижнего и верхнего трапповых силлов ($n=69$) был проведен многомерный факторный анализ. На факторной диаграмме (рис. 2) в координатах первых двух факторов, включающих в сумме 72% общей дисперсии 9 компонентов (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O), показаны контуры полей точек, соответствующих конкретным химическим анализам долеритов различных трапповых тел. Как и на факторной диаграмме для траппов юга Сибирской платформы (см. рис. 1), фактор 1 (см. рис. 2) отражает процесс внутрикамерной дифференциации: в положительном направлении располагаются более основные диффе-

ренциаты (направление векторов MgO , Al_2O_3 , CaO), а в отрицательном — более кислые дифференциаты (направление векторов FeO , Fe_2O_3 , TiO_2 , K_2O , Na_2O). Вектор SiO_2 направлен по второму фактору, как и на рис. 1.

Как и на юге Сибирской платформы, траппы двух силлов верховьев р.Марха отличаются по содержанию SiO_2 : долериты верхнего силла обогащены SiO_2 по сравнению с долеритами нижнего силла. Поэтому мы можем предположить по аналогии с двумя фазами внедрения трапповой магмы на юге платформы, что верхний силл верховьев р.Марха относится к более ранней фазе внедрения траппового расплава, а нижний — к более поздней.

Долериты трапповых тел верховьев рек Моркока и Алакит соответствуют в таком случае второй, более поздней фазе внедрения трапповой магмы, так как поля точек их исходных составов (центральная часть факторной диаграммы) расположены в поле исходных составов слабодифференцированного нижнего силла верховьев р.Марха.

В верховьях р.Маркока М.Д.Томшин выделил две фазы внедрения трапповой магмы (см. таблицу) по разрозненным выходам трапповых тел. К первой фазе внедрения отнесены траппы, соответствующие по составу более основным дифференциатам (троктолитовым долеритам). Поле их составов расположено в верхней части факторной диаграммы. Ко второй фазе внедрения отнесены трапповые тела, состав долеритов в которых соответствует нормаль-

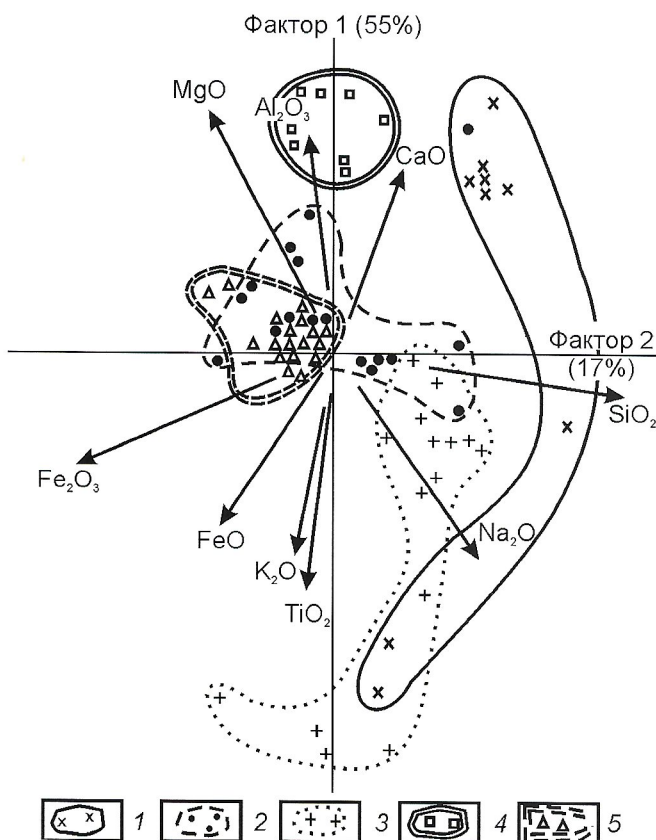


Рис. 2. Факторная диаграмма химических составов траппов верховьев рек Марха, Моркока и Алакит:

точки химических составов и контуры полей точек долеритов: верховья р.Марха: 1 — верхний силл, 2 — нижний силл; 3 — верховья р.Алакит, силл; верховья р.Моркока: 4 — первая фаза внедрения, силл; 5 — вторая фаза внедрения, силл и дайка

Химический состав траппов верховьев р.Моркока, %

Анализы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ППП	Сумма
1	46,17	1,80	15,11	5,08	9,60	0,22	7,09	10,97	2,32	0,72	0,48	99,56
2	46,21	1,82	14,01	4,92	10,31	0,25	7,34	10,81	2,17	0,79	0,24	98,87
3	46,09	1,85	14,80	5,74	10,05	0,23	7,28	10,81	2,21	0,76	0,24	100,06
4	46,01	1,31	14,89	6,43	9,96	0,17	7,41	10,69	1,76	0,73	0,56	99,92
5	46,20	1,84	15,08	4,98	9,92	0,21	7,19	10,84	2,45	0,68	0,23	99,62
6	46,48	1,85	14,94	5,01	9,02	0,17	7,16	10,90	2,25	1,05	0,95	99,78
7	45,93	1,80	15,13	4,61	10,36	0,22	7,17	10,64	2,17	0,90	0,43	99,36
8	46,21	1,84	14,89	5,79	9,40	0,21	7,00	10,75	2,17	0,86	0,70	99,82
9	45,32	1,90	14,71	6,36	10,25	0,24	7,45	10,83	2,41	0,91	0,86	101,24
10	46,05	1,77	14,82	4,68	10,05	0,22	7,25	11,08	2,21	0,84	0,23	99,20
11	46,97	1,22	15,10	5,07	7,70	0,19	8,14	12,20	1,93	0,49	0,50	99,51
12	46,10	1,15	15,39	5,63	7,23	0,18	8,76	12,17	1,86	0,41	0,42	99,30
13	46,51	1,15	15,59	6,13	6,91	0,18	8,85	12,37	1,77	0,41	0,34	100,21
14	46,09	1,12	15,40	5,18	8,17	0,19	9,34	11,70	1,91	0,42	0,36	99,88
15	46,36	1,06	15,54	4,61	7,75	0,18	9,57	12,07	1,89	0,38	0,26	99,67
16	46,36	1,81	14,77	4,40	9,82	0,21	7,30	11,03	2,43	0,63	0,57	99,33
17	45,24	1,76	13,63	5,48	10,32	0,22	10,20	10,20	2,02	0,62	0,63	100,32
18	45,04	1,84	14,67	5,42	10,01	0,22	7,22	10,95	2,35	0,63	0,68	99,03
19	45,83	1,84	14,66	5,83	9,58	0,22	7,32	10,94	2,52	0,64	0,45	99,83
20	46,00	1,82	14,71	5,17	10,27	0,21	7,28	11,06	2,09	0,65	0,45	99,71
21	45,89	1,83	14,74	4,70	10,67	0,21	7,18	10,94	2,22	0,71	0,53	99,62
22	46,11	1,82	14,66	4,63	10,09	0,22	7,35	10,89	2,14	0,64	0,82	99,37
23	46,34	1,81	14,58	4,65	9,96	0,22	7,25	10,60	2,04	0,63	0,87	98,94
24	46,02	1,79	14,70	5,42	10,23	0,22	7,30	10,67	2,61	0,63	0,76	100,35
25	46,69	1,18	15,38	4,41	8,22	0,19	8,27	12,24	1,99	0,44	0,41	99,42
26	46,39	0,95	15,94	2,96	8,57	0,18	9,36	12,05	1,93	0,36	0,34	99,03
27	47,45	1,08	15,66	3,14	8,22	0,18	8,79	12,07	1,91	0,39	0,28	99,17
28	46,67	1,14	15,51	4,69	7,83	0,19	8,67	12,10	1,97	0,42	0,34	99,53

Примечание: 1. Химические анализы: 1—8 — траппы 2-й фазы внедрения, дайка, р.Моркока; 9—10 — траппы 2-й фазы внедрения, развалы силла, р.Моркока; 11—15 — траппы 1-й фазы внедрения, силл рек Моркока и Олдонгдо; 16—24 — траппы 2-й фазы внедрения, интрузия руч.Угловатого; 25—28 — траппы 1-й фазы внедрения, руч.Тукаланта. 2. Интерпретация фаз внедрения приведена по М.Д.Томшину. 3. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГ ЯФ СО РАН СССР, аналитик А.П.Алферова

ным исходным составам трапповых расплавов. Поле их составов расположено в центральной части факторной диаграммы (см. рис. 2). Так как троктолитовые долериты возникают при внутрикамерной дифференциации и являются составной частью дифференцированных трапповых силлов, то выделение их в самостоятельную фазу внедрения не совсем правомерно. Конечно, они заметно отличаются по петрографическому, химическому и геохимическому составам от остальных дифференциатов трапповых сил-

лов, но, тем не менее, они должны рассматриваться в составе единого траппового силла. В силу различной эродированности трапповых тел троктолитовые долериты могут оказаться на поверхности в виде самостоятельного тела, но это только останцы нижней части дифференцированного силла. При рассмотрении петрохимических особенностей траппов двух фаз внедрения на юге Сибирской платформы мы уже отмечали, что различия в составе траппов, обусловленные внутрикамерной

дифференциацией, не могут быть использованы для корреляции интрузивных траппов.

Описанный А.С.Макаровым [6] дифференцированный силл в верховьях р.Алакит оказался недостаточно полно охарактеризован химическими анализами. Судя по петрографическому описанию, в нем присутствуют кислые и основные дифференциаты, однако для них не приведены химические анализы. Исходные составы долеритов (см. рис. 2) располагаются в поле составов более позднего по времени внедрения нижнего силла верховьев р.Марха, тогда как кислые дифференциаты частично находятся в поле составов верхнего силла верховьев р.Марха. Как мы уже отмечали для траппов юга Сибирской платформы, химические составы кислых дифференциатов трапповых силлов невозможно использовать однозначно для корреляции трапповых силлов по фазам внедрения.

В заключение следует подчеркнуть, что возможности корреляции по вещественному составу и особенностям внутреннего строения долеритовых силлов, исходный состав магматического расплава которых близок, весьма ограничены, особенно для силлов большого площадного развития. Степень дифференцированности по вертикальному разрезу силлов и особенности состава кислых дифференциатов определенно не могут быть использованы для корреляции. Корреляция может быть проведена лишь для близко расположенных по стратиграфическому разрезу долеритовых силлов. При этом следует учитывать отличия в исходном составе магматического расплава при их формировании. Определение состава исходного магматического расплава по эндоконтактовым фациям и вычисление среднего состава по имеющимся химическим анализам не всегда могут быть близки к истине. Предпочтительнее использовать многомерный факторный анализ.

Проведенная петрохимическая корреляция близких по химическому составу разновозрастных долеритовых силлов юга Сибирской платформы по петрохимическим данным с использованием многомерного факторного анализа позволила установить различие в содержании кремнезема в долеритах этих силлов. В долеритах более раннего по внедрению Толстомысовского силла содержание кремнезема выше, чем в долеритах более позднего нижележащего Усольского силла.

Выявленное различие в химическом составе долеритов двух разновозрастных силлов юга Сибирской платформы было использовано при проведении петрохимической корреляции двух долеритовых силлов в восточной части Тунгусской синеклизы (Алакит-Мархинский алмазоносный район). По аналогии с долеритовыми силлами юга Сибирской платформы, предполагается, что в Алакит-Мархинском районе верхний силл, долериты которого содержат больше кремнезема, внедрился ранее, чем нижележащий долеритовый силл.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гоньшакова В.И., Полунина Л.А., Волкова В.М. и др. Принципы расчленения региональных трапповых формаций (на примере пермо-триасовой формации Сибирской платформы) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 5. С. 3—16.
2. Васильев Ю.Р. Количественная оценка крупнообъемных проявлений пермо-триасового магматизма на Сибирской платформе // Докл. РАН. 1999. Т. 367. № 3. С. 380—384.
3. Добрецов Н.Л. Пермо-триасовые магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Докл. РАН. 1997. Т. 354. № 2. С. 220—223.
4. Лурье М.Л., Масайтис В.Л. Основные черты геологии и петрологии трапповой формации Сибирской платформы / Базальты плато. — М.: Наука, 1964. С. 13—26.
5. Лурье М.Л., Масайтис В.Л., Полунина Л.А. Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы / Петрография Восточной Сибири. Т. 1. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 5—70.
6. Макаров А.С. Дифференцированные траппы P_2 — T_1 возраста в Алакит-Мархинском кимберлитовом поле // Докл. АН СССР. 1986. Т. 290. № 6. С. 940—944.
7. Феоктистов Г.Д. Петрография траппов бассейна среднего течения р.Ангара // Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та. Вып. 7. — Иркутск: Иркутское книжн. изд-во, 1961.
8. Феоктистов Г.Д. Петрология и условия формирования трапповых силлов. — Новосибирск: Наука, 1978.
9. Феоктистов Г.Д. Позднепалеозойско-раннемезозойские интрузивные траппы Сибирской платформы / Траппы Сибири и Декана: черты сходства и различия. — Новосибирск: Наука, 1991. С. 63—73.
10. Феоктистов Г.Д., Баженова Г.Н. Трапповый магматизм и тектоника западной части Сибирской платформы // Геодинамические исследования. Корреляция эндогенных процессов. — М.: Советское радио, 1979. С. 68—81.
11. Флюидный режим формирования мантийных пород / Ф.А.Летников, Г.Д.Феоктистов, И.М.Остафийчук и др. — Новосибирск: Наука, 1980.

К проблеме концентрирования золота и олова в связи с развитием гранитоидных флюидно-магматических систем

И.И.ФАТЯНОВ, В.Г.ХОМИЧ (ДВГИ ДВО РАН)

Среди обширного спектра рудных элементов, накопление которых связано со сложными процессами взаимодействия флюидов с расплавами и породами, золото и олово привлекают исследователей контрастностью поведения при рудоконцентрировании. Действительно, месторождения названных элементов чаще всего обособлены в самостоятельных золотоносных и оловоносных металлогенических провинциях. Совмещение крупных по масштабам проявлений в рудных узлах скорее исключение, чем правило. Случаи промышленно значимых скоплений минеральных форм золота и олова в одних месторождениях весьма редки. Минеральные ассоциации, в которых вместе присутствуют самородное золото и касситерит, относятся к разряду экзотических. Минералы, содержащие оба элемента, в природе неизвестны. Поэтому золото и олово нередко описываются в литературе как «элементы-антагонисты». Именно в таком качестве их рассматривали С.С.Смирнов, Ю.А.Билибин, Р.М.Константинов и другие известные специалисты в области геологии рудных месторождений. Вместе с тем случаи сонахождения «антагонистов» в рудных сообществах разного ранга продолжают вызывать повышенный интерес к проблеме образования их концентраций. Авторами, с позиций специалистов по металлогении и рудным месторождениям, на примере мезозойско-кайнозойских гранитоидных флюидно-магматических систем Азиатско-Тихоокеанской мегазоны взаимодействия литосферных плит рассмотрены некоторые положения этой дискуссионной проблемы.

Редокс-потенциал как фактор, определяющий контрастность поведения золота и олова при их концентрировании. В работах Ю.И.Бакулина, В.И.Гаврилова, В.В.Онихимовского, В.Г.Моисеенко, И.Я.Некрасова, Н.В.Петровской, Н.П.Романовского, Д.В.Рундквиста, И.Д.Рябчикова и многих других геологов рассмотрены важные аспекты миграционной активности, концентрирования и размещения рассматриваемых металлов. В связи с этим обратим внимание на исследования А.А.Маракушева [5], раскрывающие особенности поведения многих элементов в процессах петрогенезиса и рудообразования. На основе анализа химического сродства рудных элементов к флюидным компонентам А.А.Маракушев показал принципиальное их различие по отношению, с одной стороны, к водороду, сере, хлору, с другой, к кислороду и фтору. По результатам расчетов им определены оксифобные свойства золота и оксифильные олова.

Отражение различного сродства золота, олова к флюидным компонентам отчетливо проявляется в минералогических особенностях руд этих металлов. Промышленные концентрации золота связаны с рудами, в которых оно присутствует в самородном состоянии (от дисперсных частиц до визуально наблюдаемых выделений), иногда в виде соединений с теллуром, в то время как экономически значимые концентрации олова представлены обычно скоплениями касситерита, реже станнина. Прочие минеральные формы (сульфиды, сульфотеллуриды, сульфоселениды и селениды золота; сложные сульфиды,

сульфостаннаты и силикаты олова) в формировании экономически значимых концентраций этих металлов играют подчиненную роль.

Отсюда следует, что для образования крупных скоплений миграционные формы металлов (Au^+ и Au^{3+} , Sn^{2+} и Sn^{4+}) на уровнях рудоконцентрирования должны были быть в случае с золотом преимущественно восстановлены (до самородного состояния), а в случае с оловом (в связи с миграцией его преимущественно в форме Sn^{2+} [7, 9]) — в основном окислены (с выделением касситерита). Гораздо реже степень окисленности миграционных форм металлов при рудоотложении сохранялась (с образованием теллуридов золота, станнина, возможно также касситерита). Противоположная направленность вектора окислительно-восстановительных реакций при образовании самых распространенных минералов золота и олова и является той, вероятно, ключевой причиной, по которой затруднялось или даже блокировалось совместное их накопление в промышленно значимых масштабах.

Однако влияние редокс-потенциала на поведение металлов не ограничивалось только сферой рудоотложения. Присутствие сильных окислителей в расплавах не могло не стимулировать геохимически обоснованное [5] стремление золота и олова к индивидуализации миграционных путей еще на магматическом этапе развития флюидно-магматических систем. Анализ обширных материалов [4, 5, 6, 7, 9 и др.] подтверждает, что реализация потенциала к их разведению во многом зависела от окислительно-восстановительной обстановки, обусловленной сложными процессами флюидно-магматического взаимодействия. Рассмотрим примерную схему вероятного поведения при этом металлов.

Флюидные системы, по Ф.А.Летникову [4], зарождаются на границе мантии с жидким ядром и формируют водородные плюмы, изначально специализированные на перенос углерода и серы. По мере приближения таких плюмов к областям подкоровых глубин они преобразуются в водно-водородные с наличием в газовой фазе многих летучих соединений. Из очагов магмогенерации, возникавших на фронте восходящих интрателлурических потоков, часть рудогенных элементов (в их числе, вероятно, и золото) могла мигрировать в составе серо- и углеродсодержащих флюидов, несколько опережавших в движении вследствие их более высокой подвижности зарождавшиеся флюидно-магматические колонны. Углеродная специализация флюидов при трансляции их в сторону палеоповерхности и понижении при этом температуры способствовала развитию реакций диспропорционирования с выделением углеродистых веществ и синхронной трансформацией миграционных соединений золота с повышением в них степени окисления металла и частичным осаждением его в самородном виде [6]. Золото, перемещенное таким образом на более высокие уровни земной коры, могло накапливаться в так называемых промежуточных коллекторах — зонах рассеянной сульфидной вкрапленности и углеродистого метасоматоза, часто содержащих убогие количества металла.

Остававшиеся в очагах магмогенерации рудогенные элементы могли находиться в расплавах в атомарном состоянии или в составе алюмокремнекислородных группировок, занимая связующее положение между кремнекислородными тетраэдрами. Исходя из работ И.Я.Некрасова [7, 9], первое состояние больше присуще золоту, второе — олову. С развитием магматических колонн в сторону палеоповерхности, протекавшем в потоках интрателлурических флюидов, вследствие сложных процессов флюидно-магматического взаимодействия у металлов появлялось все больше возможностей для перехода в подвижное состояние. При этом и золото, и олово, как элементы с переменной валентностью, на ранних этапах развития флюидно-магматических колонн, если и могли перемещаться в расплавах, то очевидно в низшей степени окисления.

Реализация металлогенической потенции магм, достигших, наконец, верхних горизонтов земной коры, могла протекать по следующему сценарию. В восстановленных магмах, продуцировавших гранитоиды ильменитовой серии, основная часть золота, по-видимому, удерживалась в атомарном состоянии и рассеивалась в больших объемах кристаллизующихся пород; олово же, если оно находилось в составе кремнекислородных группировок, вероятно, также далеко не всегда было способно экстрагироваться флюидом. Однако уже при первом ослаблении восстановительного режима потенциальные возможности олова к образованию подвижных соединений реализовывались в первую очередь вследствие его оксифильности. В окисленных магмах, продуцировавших гранитоиды магнетитовой серии, ярко выраженная оксифильность олова способствовала переводу основных количеств металла в инертное состояние, тем самым ограничивая его возможности для накопления во флюидной фазе, и при кристаллизации расплавов оно преимущественно рассеивалось, частично входя в решетки порообразующих минералов. Золото в окисленных магмах, обладая оксифобными свойствами, в присутствии других сильных окислителей (элементы VII, VI и V групп Периодической системы — обычно компонентов гранитоидных расплавов) могло находиться в подвижной форме и накапливаться во флюидном остатке. Особенно активно «разъединению» рассматриваемых металлов способствовало наличие во флюидно-магматических колоннах галогенов, т.е. в данном случае большую роль играет высокое химическое сродство золота к хлору, а олова к фтору и слабые связи с алюмосиликатными расплавами золота (магмофобного) и более выраженными — олова (относительно магмофильного) [5, 6]. К моменту окончательного обособления рудоносного флюида от магм металлогеническая специализация контрастных по редокс-потенциалу (восстановленные и окисленные) расплавов в отношении олова и золота в основном была уже определена.

Показательно, что и гидротермальный перенос золота происходит в более окислительной обстановке, чем олова, поскольку отделившиеся от материнских расплавов гидротермальные составляющие естественным образом наследовали важные особенности магматических флюидов. Термобарогеохимические исследования ряда золото- и оловорудных проявлений, проведенные Т.М.Сущевской [11], в целом подтверждают этот вывод. Если тенденции тяготения золотого оруденения к углеродистым (черносланцевым) толщам, пачкам пород, обогащенных органикой или к горизонтам и зонам с сульфидной вкрапленнос-

тью общеизвестны, то для оловянного оруденения четкого геохимического контроля в его размещении не просматривается. Можно предположить, что для мигрировавшего в низшей степени окисления олова универсальным окислительным барьером (при низкой активности серы) могли быть инфильтрационные вадозные воды различного генезиса (метеорные, морские, ископаемые), которые на определенном уровне глубинности неизбежно вовлекались в сферу деятельности ювенильных флюидных систем.

Рассмотренная весьма и весьма упрощенная схема разъединения миграционных путей золота и олова в связи с развитием контрастных по редокс-потенциалу гранитоидных систем (и как следствие раздельное концентрирование металлов), косвенно подтверждается пространственной ассоциацией золотого и оловянного оруденения с гранитоидами разной степени намагниченности. На обширных территориях восточной окраины Азии установлено тяготение золотоносных площадей к ареалам развития магнитных, а оловоносных — слабомагнитных гранитоидов [10, 14 и др.]. Так, на Востоке России, по Н.П.Романовскому [10], в 90% случаев отмечается пространственная связь преимущественно золотоносных металлогенических зон с гранитоидными интрузиями, магнитная восприимчивость которых более $300 \times 1,3 \times 10^{-5}$ единиц и в 85% случаев — связь оловоносных зон с гранитоидами, восприимчивость которых менее $100 \times 1,3 \times 10^{-5}$ единиц. Им же отмечено, что петромагнитные зоны с промежуточными значениями магнитной восприимчивости могут характеризоваться проявлениями различных типов эндогенной минерализации.

О возможности концентрирования золота и олова в единый этап минерализации. Если эволюция флюидно-магматических систем на уровнях рудоконцентрирования протекала при относительно стабильном редокс-потенциале (или в рамках восстановительных условий, оптимальных для миграции олова, или при более окислительном режиме, благоприятном для перемещения золота), то его устойчивость предоставляла возможности перемещения только одного из рассматриваемых элементов, удерживая другой в инертном состоянии и тем самым разводя их на путях миграции. В промежуточных по степени окисленности—восстановленности магмах (или при нестабильности окислительно-восстановительного режима), редокс-потенциал как основной «регулятор» инертности—подвижности Au и Sn в расплавах уже не мог быть столь эффективным. Поэтому появлялись возможности для совместной миграции металлов в флюидно-магматических колоннах с перспективами их концентрации в единый этап минерализации.

Судя по геологическим наблюдениям, а также экспериментальным данным и термодинамическим расчетам [7, 9 и др.], в флюидно-магматических системах с промежуточной степенью окисленности расплавов наиболее вероятные варианты перевода рассматриваемых металлов в подвижное состояние могли быть связаны с достаточно высокой (относительно фугитивности кислорода) активностью ряда элементов VII, VI и V групп Периодической системы. В подобных условиях миграционные возможности олова, вероятно, устанавливались его высокой окси- и фторофильностью, умеренной сульфурофильностью Sn^{2+} , а подвижность золота, вследствие его оксифобности, определялась уже преимущественно активностью Cl, Te, S, возмож-

но Bi, Sb и As. Таким образом, в флюидно-магматических системах с промежуточными по степени окисленности магмами могли возникать условия для совместной миграции металлов (с переменными их количественными соотношениями).

Если следы участия хлора в рудообразующих процессах в связи с геохимической спецификой этого галогена удается фиксировать только с помощью изучения газовой-жидких включений в минералах, то роль некоторых других элементов в миграции и концентрировании золота и олова проявляется достаточно отчетливо на уровне минерального состава руд. Так, на ряде эпitherмальных месторождений золота (Озерновское, Прасоловское), а также других мегазон (Елшица, Челопеч, Актурпак, Кайрагач, Бургунда), В.А.Коваленкер [3] описал ассоциацию висмут- и теллурсодержащих блеклых руд, теллуридов золота и сульфостаннатов. В некоторых золото-редкометалльных проявлениях Верхояно-Колымской орогенной области многими исследователями отмечены оловосодержащие (обычно сульфидные) ассоциации, которые предшествуют золотоносным, содержащим теллуриды и сульфотеллуриды висмута. На отдельных месторождениях олова в качестве попутного компонента отмечается золото, отлагавшееся на позднем — полисульфидном [9] — отрезке гидротермального процесса, часто характеризующимся висмут-теллуровой геохимической спецификой.

Об иных возможных причинах совмещения концентратов золота и олова. Совмещение разнометалльных проявлений, приводящее к возникновению полиформационных рудных узлов, может быть обусловлено уже другими, чем рассмотренные, причинами. Например, деятельностью разновременных флюидно-магматических колонн, имевших разную глубину зарождения, разную динамику движения и соответственно — степень окисленности расплавов. Классические примеры такого совмещения можно обнаружить в Верхояно-Колымской орогенной области, поскольку золото- и оловорудные месторождения формировались здесь от поздней юры до позднего мела в разных геодинамических обстановках. И.Я.Некрасов в своей работе [8] приводит схему рудного узла, в котором присутствуют обособленные золоторудные и оловорудные проявления, а совмещенное в одних рудолокализирующих структурах золотое и оловянное оруденение тяготеет к участку сочленения батолитоподобных гранитоидных массивов с малыми интрузивами (штоки, дайки) диорит-порфиритового состава. Другим характерным для этого региона примером является полиформационный Пионерский рудный узел, промышленную основу которого составляют добатолитовые месторождения золота (Игуменовское, Клино-Тенистое, Родионовское); более поздние проявления олова и молибдена генетически связаны с Улаханским и Севастопольским гранитоидными массивами [12 и др.].

Наложение оловоконцентрирующих флюидно-магматических систем на золоторудные узлы могло сопровождаться из-за высокой подвижности золота в эндогенных процессах явлениями частичной регенерации ранее образованных его концентраций с дальнейшим перераспределением, переотложением или рассеянием металла. Возможно, золотосодержащие ассоциации некоторых оловорудных объектов имеют именно такое происхождение. В подвергшихся регенерации золоторудных проявлениях могут отмечаться признаки оловоносности. Так, на уже

упоминавшемся Игуменовском золоторудном месторождении, расположенном в приконтактовой зоне гранитоидного массива Улахан, Е.Э.Тюкова [12] описала редкометалльный минеральный комплекс с касситеритом и регенерированным золотом. Следует заметить, что явления регенерации золота в рудных узлах с совмещенным разнометалльным оруденением трудновыявляемы, обычно остаются незамеченными и поэтому опубликованные примеры, подобные описанному, редки.

По-видимому, нельзя также исключать случаи возможного совмещения разнотипной минерализации в отдельных рудных узлах и месторождениях в связи с развитием флюидно-магматических колонн по схеме, когда окислительно-восстановительное равновесие магм, достигавших верхних этажей земной коры, во все более поздних эдуктах заметно смещалось в сторону существенно окислительных (или восстановительных) значений. В качестве примера подобной эволюции флюидно-магматических систем мог бы служить Комсомольский оловорудный район, в пределах которого, по данным В.Г.Гоневчука [2], оловянное оруденение и ареал золотоносности ассоциируют соответственно с ранним силинским и более поздним пурильским интрузивными комплексами, заметно различающимися петрохимическими характеристиками и соответственно окислительно-восстановительными условиями становления магматических эдуктов. Однако здесь сохраняется неясность в отношении общности очага магмогенерации комплексов. Эволюцию рассматриваемых систем, но уже с противоположной тенденцией изменения окислительно-восстановительного режима, можно продемонстрировать на примере Бекчиулского вулканоплутонического сооружения (Нижнее Приамурье), ранняя андезит-гранодиоритовая ассоциация которого обладает характеристиками повышенной магнитной восприимчивости и с ней связано золотое и золото-серебряное оруденение, а поздняя монцогранодиорит-гранитовая — слабомагнитна и с ней сопряжены турмалин-кварцевые жильно-прожилковые зоны, хотя и не оцененные на олово, но борная специфика которых частично сближает их с оловоносными [13].

Динамика развития флюидно-магматических колонн и редокс-потенциал гранитоидных расплавов. В очагах магмогенерации редокс-потенциал расплавов задавался, как было отмечено, восстановительным режимом восходящих флюидных потоков. Появление на верхних этажах земной коры гранитоидных масс с иным, чем восстановленное, состоянием магм, по нашему мнению, связано с особенностями геодинамических режимов, обуславливающих специфику флюидно-магматического взаимодействия в развивавшихся в сторону палеоповерхности флюидно-магматических колонн. Это можно обосновать следующим образом.

По мнению И.М.Волохова [1], при развитии магматических колонн в условиях относительно закрытого режима (что типично в пластичных средах больших глубин) смещение редокс-потенциала в сторону окислительных значений могло быть связано с эффектами, возникавшими при взаимодействии инфильтрационного потока флюидов с расплавами. Поскольку к главным флюидным компонентам интрателлурических потоков, вызывавших плавление глубинного субстрата, относятся компоненты воды (водород, кислород, ионизированные их формы, гидроксид), а данные экспериментаторов свидетельствуют о более высокой скорости диффузии протона в расплавах, чем кисло-

рода и особенно гидроксида, то разная подвижность таких компонентов в магмах, обусловленная геохимическими свойствами самих компонентов, а также физико-химическими параметрами обстановок на путях миграции, могла приводить (при наличии достаточного времени) к заметной их дифференциации. Подпруживание флюидов в головной части магматических колонн, неизбежно проявлявшееся в пластичных средах, интенсифицировало явление «фильтрационного эффекта», обусловленного тем, что экранирующий субстрат более проницаем для элементов, обладающих высокой проницаемостью из-за малого размера их атомов, прежде всего для водорода. Совокупное влияние явлений дифференциации компонентов воды вследствие их разной подвижности и «фильтрационного эффекта» способствовало смещению редокс-потенциала флюидно-магматических систем в сторону окислительных значений.

Поэтому логично выглядит поиск связей между степенью окисленности—восстановленности расплавов, достигших уровня рудокоцентрирования, и глубиной зарождения магм, предпринятый М.Такахаси с соавторами [15]. Ими установлено, что в пределах Тихоокеанского подвижного пояса гранитоиды магнетитовой и ильменитовой серий не являются точным эквивалентом серий I- и S-типов, хотя в отдельных регионах пояса гранитоиды I-типа несколько приближаются к таковым магнетитовой серии, а S-типа — ильменитовой. Именно такой результат, полученный этими авторами, весьма примечателен. По нашему мнению, отсутствие четких положительных коррелятивных связей между названными группами гранитоидов находится под влиянием еще одной важной геодинамической характеристики — скорости продвижения флюидно-магматических колонн в верхние этажи земной коры, поскольку образование гранитоидов с разными петромагнитными характеристиками во многом зависело от длительности (времени) нахождения колонн в относительно закрытом режиме. Очевидно, что время развития таких колонн в пластичных средах — функция не только глубины зарождения магматических очагов, но и динамики развития магматических колонн в сторону палеоповерхности. В подобном варианте быстрое достижение расплавами верхних этажей земной коры, происходит или с коровых, или мантийных глубин (однако чаще, конечно, с коровых), что позволило сохраняться существенно восстановительному режиму, изначально присущему очагам магмогенерации, с последующим формированием гранитоидов ильменитовой серии (потенциально оловоносных); длительное развитие флюидно-магматических колонн (также независимо от глубины их зарождения, однако чаще, все-таки, с мантийных уровней) с опережающим удалением из их головных частей водорода, способствовало появлению на верхних горизонтах земной коры более окисленных составляющих флюидно-магматических систем, производными которых могли быть гранитоиды магнетитовой серии (перспективные в отношении золота).

Как видно в рассмотренном варианте образования гранитоидов с разными петромагнитными характеристиками, дополняющем известные представления о важной роли флюидно-магматического взаимодействия при формировании магматических комплексов, обращено внимание не только на глубину зарождения магматических очагов, но и на динамику развития флюидно-магматических колонн в сторону палеоповерхности. В общем виде он не противо-

речит представлениям Н.П.Романовского [10] об образовании слабомагнитных гранитоидов в обстановках сжатия, а магнитных — в обстановках растяжения и косвенно подтверждается примером широкого развития гранитоидов ильменитовой серии в коллизионных структурах Верхояно-Колымской орогенной области. По всей вероятности, в региональных геологических структурах, испытывавших сжатие в определенные отрезки геологического времени, создавались обстановки для зарождения очагов магмогенерации в нижней части коры и верхней мантии с дальнейшим достаточно быстрым продвижением магматических колонн в верхние этажи земной коры. Пути движения таких колонн в деформировавшихся структурах, вероятно, определялись анизотропией поля напряжений, когда локальные участки наименьшего напряжения (а возможно даже и растяжения) в условиях регионального сжатия оказывались единственно приемлемыми каналами для внедрения расплавов.

Если на характер флюидно-магматического взаимодействия оказывала заметное влияние не только глубина зарождения магматических очагов, но и динамика развития флюидно-магматических колонн в сторону палеоповерхности, то периоды формирования золотого- и оловоконцентрирующих флюидно-магматических систем могут служить важными показателями геодинамических режимов при расшифровке истории развития крупных структурно-металлогенических элементов подвижных зон Земли.

Из рассмотренных материалов можно сделать следующие выводы:

1. В основе обособления крупных скоплений Au и Sn с образованием самостоятельных металлогенических провинций, зон, рудных узлов лежит не только гетерогенное строение земной коры (с вытекающими из этого следствиями в виде разнообразия источников магм и рудогенных элементов), но и различие геохимических свойств этих металлов. Контрастность поведения Au и Sn в геохимических процессах препятствовала совместной миграции элементов и приводила к последовательному разъединению их путей к участкам рудокоцентрирования, что проявляется уже на уровне связей оруденения с магматитами: сложных, чаще всего парагенетических, реже генетических — для золота и более ясных, обычно генетических — для олова.

2. Разобщение миграционных путей Au и Sn, вероятно, начиналось уже в очагах магмогенерации и продолжалось на разных этапах развития флюидно-магматических колонн при их движении в сторону палеоповерхности. К моменту обособления рудоносного флюида металлогеническая специфика контрастных по редокс-потенциалу (окисленные и восстановленные) расплавов обычно была определена, что косвенно подтверждается преимущественной ассоциацией золотого оруденения с гранитоидами магнетитовой серии, оловянного — ильменитовой.

3. На уровнях рудокоцентрирования миграционные формы металлов (Au^+ , Au^{3+} , Sn^{2+} , Sn^{4+}) для образования крупных скоплений должны быть в основном восстановлены в случае с золотом (до самородного состояния), а в случае с оловом (в связи с миграцией преимущественно в форме Sn^{2+}) — в основном окислены (с выделением касситерита). Гораздо реже сохранялась степень окисленности миграционных форм металлов при рудоотложении (с образованием теллуридов золота, станнина, возможно также касситерита). Противоположная направленность вектора

окислительно-восстановительных реакций при образовании самых распространенных минералов Au и Sn — ключевой фактор, который препятствовал совместному накоплению металлов в промышленно значимых масштабах. Различный уровень сродства Au и Sn к ряду сильных окислителей, проявлявшийся на фоне ярко выраженных оксифобных свойств золота и оксифильных — олова, затруднял их совместное концентрирование и в других минеральных формах.

4. Появление минеральных форм одного из металлов в рудных сообществах другого обусловлено разными причинами. Только для части таких случаев может быть подтверждена их связь с деятельностью единых флюидно-магматических систем. Синхронная реализация металлогенической потенции обоих металлов эффективнее всего могла происходить в условиях промежуточной степени окисленности расплавов и если имела место, то протекала обычно при подчиненной роли одного из них с концентрацией металлов в разностадийных минеральных комплексах. Вероятны, но трудновыявляемы случаи совмещения разнометалльного оруденения в связи с явлениями регенерации золоторудных концентраций оловоносными флюидно-магматическими системами. Сонахождение разнометалльных проявлений в рудных узлах чаще всего — результат деятельности разновременных магматических систем, но может быть также обусловлено сложной эволюцией отдельных систем с появлением на уровнях рудоконцентрирования разъединенных во времени и контрастных по редокс-потенциалу расплавов.

5. Степень окисленности—восстановленности гранитоидных расплавов во многом определялась длительностью (временем) нахождения флюидно-магматических колонн в закрытом режиме, что зависело от глубины их зарождения и динамики развития в пластичных средах. Быстрое продвижение колонн в верхние этажи земной коры позволяло расплавам сохранять изначально присущий очагам магмогенерации восстановительный режим с последующим формированием потенциально оловоносных гранитоидов ильменитовой серии. Длительное развитие колонн способствовало проявлению эффектов, вызывавших опережающее удаление водорода из головных их частей, что приводило к появлению на верхних горизонтах земной коры более окисленных расплавов, производными которых могли быть потенциально оловоносные гранитоиды магнетитовой серии. В флюидно-магматической системе с промежуточной степенью окисленности расплавов возникали условия образования сближенных во времени, и поэтому нередко совмещенных концентраций металлов с доминирующей ролью одного из

них и характерными для редкометалльного оруденения, обычно сульфидными и сульфосолевыми формами выделения олова, дисперсным золотом в сульфидах и самородным золотом в составе висмута- и теллуродержащих минеральных ассоциаций. Условия для совместного концентрирования металлов могли, вероятно, создаваться и при развитии флюидно-магматических систем в нестабильном режиме, когда редокс-потенциал магм изменялся в достаточно широком диапазоне.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волохов И.М. Магмы, интрателлурические растворы и магматические формации. — Новосибирск: Наука, 1979.
2. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез // Автореф. дисс. ... докт. геол.-минер. наук. — Владивосток, 1999.
3. Коваленкер В.А. Минералого-геохимические закономерности формирования эпitherмальных руд золота и серебра // Автореф. дисс. ... докт. геол.-минер. наук. — М., 1995.
4. Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений, 2001. Т. 43. № 4. С. 291—307.
5. Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование. — М.: Наука, 1979.
6. Маракушев А.А., Сук Н.И., Новиков М.П. Хлоридная экстракция рудогенных металлов и проблема их миграции из магматических очагов // Докл. РАН. 1997. Т. 352. № 1. С. 83—86.
7. Некрасов И.Я. Олово в магматическом и постмагматическом процессах. — М.: Наука, 1984.
8. Некрасов И.Я. О причинах совмещения оловянной, серебряной и золотой минерализации в месторождениях Тихоокеанского рудного пояса // Геология рудных месторождений. 1990. Т. 32. № 1. С. 98—104.
9. Некрасов И.Я. Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. — М.: Наука, 1991.
10. Романовский Н.П. Петрофизика гранитоидных рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса. — М.: Наука, 1987.
11. Суцевская Т.М. Оценка pH и Eh рудоносных гидротермальных растворов по данным о составе включений // Условия образования рудных месторождений. Труды VI симпозиума МАГРМ. Т. 2. — М.: Наука, 1986. С. 503—508.
12. Тюкова Е.Э. Минералого-генетические особенности месторождений Пионерского рудного узла (Северо-Восток СССР). Ч. 1. — Магадан, 1989.
13. Фатьянов И.И., Холмич В.Г. Бекчиулское золотоносное вулканоплутоническое сооружение: магматические ассоциации, особенности развития, схема формирования (Нижнее Приамурье) // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 1. С. 32—44.
14. Ishihara S., Sawata H., Takahashi M. The magnetite-series and ilmenite-series granitoids and their bearing on tin mineralization, particularly of the Malay Peninsula region // Malays. Bull. 1979. № 11. P. 103—110.
15. Takahashi M., Aramaki S., Ishihara S. Magnetite-series/Ilmenite-series vs. I-type/S-type granitoids // Granitic magmatism and related mineralization. Mining Geology Special Issue. — Tokyo, 1980. № 8. P. 13—28.

Микробиолиты элементов платиновой группы в золе растений, определяемых сцинтилляционным эмиссионным спектральным анализом

А.Л.КОВАЛЕВСКИЙ, О.М.КОВАЛЕВСКАЯ (Геологический институт СО РАН), С.И.ПРОКОПЧУК (Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН)

Давно известны минеральные формы химических элементов в растениях и животных — минералы макроэлементов — биолиты [1, 2, 11, 13]. Наиболее хорошо изучены соединения кальция и фосфора. Из гидроксил-апатита сложены скелеты человека и многих животных. Выявлены игольчатые кристаллы апатита в растениях. Карбонат кальция — основной компонент скорлупы яиц птиц, пресмыкающихся и других животных, несущих яйца. Из кремниевых и кальциевых минералов сложены скелеты многих морских организмов. Они образуют грандиозные сооружения — коралловые рифы и острова. В.И.Вернадский [1] называл подобные организмы кремневыми, кальциевыми, фосфорными. Благодаря широкому распространению и разностороннему научному и практическому значению биолиты макроэлементов хорошо известны и продолжают оставаться объектами интенсивных научных исследований, чему способствует проведение с 1970 г. специальных международных симпозиумов. В 1990 г. в Токио был проведен шестой симпозиум [19].

Биолиты растений изучены значительно меньше биолитов животных. Особенно это относится к биолитам рудных и редких химических элементов. Главная причина — их незначительные размеры и трудоемкость исследований биогенных минералов микронного и субмикронного размеров — микробиолитов. Нами установлено, что значительную помощь на первых этапах минералогических исследований микробиолитов оказывает малоизвестный, качественный, а в лучшем случае приближенно-количественный сцинтилляционный эмиссионный спектральный анализ (СЭСА). Он регистрирует дискретные частицы химических элементов, эмиссионные спектры которых возбуждаются в окислительной электрической дуге постоянного тока генератора УГЭ-4, превышающих определенный размер. Дискретные частицы анализируемых элементов (микронные и субмикронные размеры) регистрируются установкой СЭСА в виде импульсов фотоэлектронного умножителя пропорциональной массе частиц [9, 10]. Он не регистрирует ионные формы элементов, находящиеся в протоплазме клеток, и «мелкие» частицы, размеры которых находятся за пределами чувствительности конкретных методик СЭСА.

Образование биолитов в определенных тканях растений и животных мы рассматриваем как один из обычных физиологических механизмов системы безбарьерно-барьерного накопления ими химических элементов при высоких, избыточных концентрациях во внешней среде. Результат деятельности этих механизмов — перевод избыточных количеств физиологически активных ионных и коллоидных форм химических элементов в физиологически неактивные формы твердой фазы, обеспечивая жизнедеятельность организмов при избыточных концентрациях элементов во внешней среде [4, 6].

В настоящей статье впервые рассматриваются полученные к настоящему времени данные о минеральных частицах — вероятных микробиолитах всех шести ЭПГ — Pt, Ir,

Pd, Os, Rh, Ru в растениях, регистрируемых с помощью СЭСА. Ранее в кратких сообщениях нами были опубликованы предварительные данные о минеральных формах Pt, Pd, Ir, Rh [10, 18], а также других рудных элементах [4, 6 и др.].

Объекты и методы исследований. Исследования дискретных частиц, вероятных минеральных форм ЭПГ в растениях с помощью СЭСА были начаты нами в 1990 г. в связи с неожиданным выявлением в 1987 г. с помощью эмиссионного химико-спектрального анализа (ЭХСА) локальных биогеохимических аномалий Pt и Pd в Гильберинской сереброносной зоне глубинного разлома (ГЗГР). Эта зона расположена в юго-восточных отрогах хр.Хамар-Дабан в ландшафтах южной тайги — в разновозрастных сосняках. Данные об ее геологии, ландшафтах и сереброносности опубликованы в [7, 17]. Методика отбора, озоления и подготовки проб растений, почв и горных пород были стандартными для наших биогеохимических исследований [4, 5].

Изучение высококонтрастных локальных биохимических аномалий шириной 1—10 м с концентрациями Pt 50—5000 нг/г на фоне менее 1 нг/г (предел обнаружений ПО) в золе растений по данным ЭХСА показало, что еще не околтуренное аномальное биогеохимическое поле элементов платиновой группы (ЭПГ) имеет значительно большую площадь, чем высокоаномальное биогеохимическое поле Ag с его уникальными концентрациями, достигающими 1000—3000 мкг/г в золе древесины «старых», в основном гнилых пней сосны обыкновенной (*Pinus silvestris*) на фоне 0,7 мкг/г [10, 17, 18]. К настоящему времени в ГЗГР на площади более 200 км², расположенной в центральной части долгоживущего Джиды-Витимского тектонического шва протяженностью более 1000 км, выявлены сотни локальных биохимических аномалий ЭПГ. В основном это аномалии Pt и Pd, так как с помощью высокочувствительного ЭХСА в Геологическом институте СО РАН определены только эти два платиноида. В первые годы использования СЭСА в золе растений также устанавливались только Pt и Pd. Поэтому они изучены значительно лучше, чем другие. Кроме Pt и Pd на изучаемой площади выявлены тысячи локальных биохимических аномалий Ag и более 300 — Au, а с помощью инструментального нейтронно-активационного анализа (ИНАА) и СЭСА приблизительно 200 аномалий Ir, Rh и Os. Выявлены 20 таких аномалий Ru, так как он определялся всего в 18 пробах золы растений с помощью ИНАА и в 260 пробах из 30 000 отобранных — с помощью СЭСА.

Канавами, вскрывшими локальные биохимические аномалии Pt, установлено, что они обусловлены локальными минерализованными зонами шириной 0,2—2 м с концентрациями, по данным пробирного атомно-абсорбционного анализа (ПААА), Pt 50—360 мг/г при ПО 20 мг/г и Pd 20—60 мг/г при ПО 5 мг/г, а по данным ЭХСА Pt 50—500 мг/г при ПО 1—10 мг/г и Pd 1—8 мг/г при ПО 0,2—0,5 мг/г. Рудные концентрации в подобных зонах образу-

ют только Pb (5—50%) и Ag (100—6000 г/т). Высококонтрастные литогеохимические аномалии в полотно канав, превышающие местный фон в 30—500 раз и более, образуют шесть ЭПГ, Ag, Au, Pb, Hg, Cu, Zn, Cd, а малоконтрастные еще более 10 химических элементов. По имеющимся данным в канавах вскрыты только верхние части локальных минерализованных зон и предполагаемых гидрогенных плащеобразных залежей ЭПГ (наиболее изучены Pt и Pd). Содержания их, по имеющимся данным, — забалансовые, до околорудных, но хорошо выявляются биогеохимией [5, 8, 10, 16], что обусловлено установленной неожиданно высокой интенсивностью поглощения Pt и Pd безбарьерными биообъектами растений из элювия горных пород на глубине 1,5—2,5 м и значительным выщелачиванием их из почв до глубины 1—1,5 м.

Средние значения растительно-горно-породного коэффициента (РГПК) для внешних слоев коры и древесины старых пней сосны, являющихся безбарьерными по отношению к ЭПГ и многим другим рудным элементам, для наиболее изученных Pt и Pd здесь оказались близки единице [8]. Этот коэффициент определялся авторами как отношение их содержаний в золе безбарьерных биообъектов растений и в элювии коренных горных пород на глубине 1,5—2,5 м, который служит здесь горизонтом питания сосны. Согласно публикациям, ожидалось значения этого коэффициента в десятки и сотни раз меньше. Растительно-почвенный коэффициент (РПК) Pt и Pd, равный отношению их содержаний в золе растений и почвенных горизонтах А и В на глубинах до 0,5 м, здесь обычно составляет 10—500 и более, т.к. почвенные горизонты А, В и С до глубины 1—1,5 м не являются горизонтами питания изучаемых растений Pt и Pd и с помощью наиболее надежного ПААА эти ЭПГ не были обнаружены в них, что связано с практически полным выщелачиванием Pt и Pd нисходящими дождевыми и тальными водами из почв и верхних горизонтов рыхлого покрова, в то время как Ag, Au и Pb выщелачиваются частично и образуют открытые почвенные ореолы. Интенсивное выщелачивание Pt и Pd иллюстрируется тем, что ни в одной из более чем 600 проб почвенных горизонтов А, В, С они не были обнаружены на глубине 0,5—1 м наиболее достоверным ПААА. В то же время с помощью данного метода в сопряженных пробах полотна канав на глубине 1,5—2,5 м в них были выявлены десятки литогеохимических аномалий и локальных минерализованных зон Pt с концентрациями 20—500 мг/т на фоне менее 1 мг/т и значительно более редкие аномалии Pd 5—60 мг/т на фоне менее 0,2 мг/т. Большинство этих литогеохимических аномалий Pt и Pd находится под соответствующими локальными биохимическими аномалиями, по данным ЭХСА и СЭСА. К настоящему времени в полотно канав суммарной протяженностью более 1000 м, пройденных для вскрытия десятков предполагаемых рудных биогеохимических аномалий Ag с его концентрациями 70—3000 мкг/т, выявлены около 200 интенсивных ЛМЗ Pt, Pd, Rh, Ir, Os с их частицами второго—пятого каналов СЭСА мощностью 0,2—2 м. На уровне единичных частиц первого канала СЭСА его ПО в пределах выявленных элементов платиноносных штокверков хотя бы один из трех—шести определявшихся, ЭПГ (Pt, Pd, Rh; Pt, Os, Rh или Pt, Ir, Os) был обнаружен приблизительно в 70% проб. Весьма характерно, что локальные минерализованные зоны изученных ЭПГ, Au и Ag в основном (примерно на 90%) моноэлементные. Например, в одной из канав длиной 320 м, где были выявлены 72 подобные зоны шести определявшихся благородных метал-

лов: Pt, Pd, Rh, Os, Au и Ag, только 8 (11%) были двухэлементными при отсутствии трехэлементных. Установленная разобщенность литогеохимических аномалий перечисленных благородных металлов оказалась характерной и для растений. В этом отношении аномальные поля указанных благородных металлов в горных породах и растениях идентичны. Их моделью служат штокверкообразные сгущения локальных биохимических аномалий и локальных минерализованных зон шириной сотни метров, иногда более 1 км, и отдельные аномалии и зоны, выходящие за их пределы.

С.И.Прокопчук на сконструированной им сцинтилляционной установке с многоканальным спектрометром ДФС-36 в ее основе проводил СЭСА золы растений, почв, горных пород и руд. Использование в установке амплитудного анализатора электрических импульсов обеспечивало автоматическую регистрацию дискретных частиц изучаемых химических элементов нескольких (двух—пяти) размеров. Эта установка непрерывно совершенствуется, поэтому методика проведенных СЭСА имеет несколько вариантов. В настоящем исследовании при определениях Pt, Pd, Ir, Os, Ru применялось по пять каналов амплитудного анализатора, а при определениях Rh — два. Одновременно устанавливались два—три ЭПГ, иногда два в комбинации с Au. Метод СЭСА — высокопроизводительный. Один аналитик делает за рабочий день до 100 определений трех ЭПГ. Подробное описание аппаратуры и методики СЭСА приведено в работе [12]. «Стандартный» СЭСА в настоящее время ведется из навесок 0,1 г для золы растений и 0,4 г для почв и горных пород. В первом канале регистрируются частицы с приблизительным размером (в мкм): Pt 4—8, Ag 3—7, Au 3—5, Pd 2—4. Их средний размер соответствует приблизительным содержаниям в пробах (в нг/г): Pt 8; Ag, Au 2; Pd 5. Предварительное эталонирование данных стандартного СЭСА по размерам регистрируемых частиц и содержаниям Pt, Pd, Au, Ag приведено в табл. 1. Оно показывает, что наименьший ПО имеет Pd, регистрирующий в первом канале частицы с расчетным диаметром 2—4 мкм. Одна частица соответствует при этом 0,5 нг/г Pd в анализируемой навеске проб почв и горных пород 0,4 г. Средний ПО имеют Au и Ag, регистрирующие в первом канале частицы 3—5 и 3—7 мкм. Он равен приблизительному содержанию 2 нг/г. Наибольший ПО

1. Расчетные размеры минеральных частиц Pt, Pd, Au, Ag и соответствующие им содержания в анализируемых навесках 0,4 г

Элемент	Каналы СЭСА				
	1	2	3	4	5
Pt	$\frac{4-8}{8}$	$\frac{8-13}{40}$	$\frac{13-17}{100}$	$\frac{17-22}{300}$	$\frac{22-28}{500}$
Pd	$\frac{2-4}{0,5}$	$\frac{4-7}{3}$	$\frac{7-9}{8}$	$\frac{9-11}{15}$	$\frac{11-15}{30}$
Au	$\frac{3-5}{2}$	$\frac{5-9}{10}$	$\frac{9-12}{20}$	$\frac{12-15}{70}$	$\frac{15-25}{150}$
Ag	$\frac{3-7}{2}$	$\frac{7-11}{10}$	$\frac{11-15}{30}$	$\frac{15-18}{60}$	$\frac{18-25}{100}$

Примечание. Числитель — расчетные размеры минеральных частиц, мкм; знаменатель — содержания в анализируемых навесках 0,4 г, нг/г

стандартного СЭСА имеет Pt 8 нг/г, превышающий ПО Pd в 16 раз.

Мешающие химические элементы. Опыт работ с СЭСА свидетельствует о том, что его основной недостаток — частичное наложение линий анализируемых и «мешающих» элементов. Установлено, что для Pt «мешающими» являются Fe, Cr; для Pd — Fe; для Ir — Pb при содержаниях более 0,05%; для Os — Fe, Al, Mo; для Rh — Mo [12]. Как было отчетливо установлено на примере Pb [10, 18], из-за расширения линии его эмиссионного спектра пропорционально содержаниям в пробах, искажающее влияние Pb на Ir зависит от концентраций Pb. Это влияние зависит также от форм «мешающего» химического элемента в анализируемых пробах. В частности, установлено, что наибольшее влияние Fe на определения Pt, Os, Pd, Au имеет место, когда Fe представлено сульфидами, в частности пиритом, марказитом, пирротинном, халькопиритом и арсенопиритом. Искажающее влияние может быть настолько велико, что сульфидизированные горные породы и тем более сульфидные руды оказываются непригодными для СЭСА на благородные металлы. В отношении искажающего влияния Fe, зола растений значительно более пригодна для СЭСА, чем обычные горные породы с кларком Fe 3—8%, в среднем около 5%, сульфидизированные горные породы и сульфидные руды. Это обусловлено тем, что в золе растений сульфиды отсутствуют, а фоновые содержания Fe обычно на порядок меньше, чем в горных породах и не превышают 0,5%. Искажающее влияние различных химических элементов на результаты СЭСА ЭПГ представляет собой объект наших исследований. Учет такого влияния позволяет установить пределы возможностей конкретных методик СЭСА на определяемые химические элементы и служит одним из реальных путей дальнейшего усовершенствования данного перспективного аналитического метода. Все это имеет особое значение для высокочувствительного СЭСА, когда регистрируются частицы ЭПГ и Au размером менее 1 мкм. Результаты нашего исследования аналитической линии Ir (322,08 нм) с линией Pb (322,12 нм) при повышенных и высоких концентрациях последнего опубликованы [10, 18]. Они свидетельствуют о том, что использовать СЭСА на Ir можно только для проб золы растений с фоновыми 0,001—0,004% и повышенными 0,02—0,05% содержаниями Pb в золе растений.

Регистрация совпадающих импульсов двух элементов. Важное положительное качество СЭСА — возможность выделения совпадающих импульсов двух анализируемых элементов, свидетельствующих о наличии минеральных зерен с этими элементами. В рассматриваемой серии из 414 проб на семь проб, в которых были зафиксированы частицы Pt и Rh, только в двух импульсы пятых каналов СЭСА крупности совпали. Вероятно, это был платино-родиевый минерал. На 22 пробы с одновременным наличием импульсов Pt и Pd только в одной были зафиксированы их совпадающие импульсы пятого канала — индикатор платино-палладиевого минерала, что позволяет предполагать наличие в серии из 414 проб золы растений минимум двух проб с микробиолитами платино-родиевого минерала и одной с платино-палладиевым минералом. Здесь принципиально выявление возможности образования интерметаллических частиц ЭПГ в растениях, т.е. при низких температурах. Образование таких «сплавов» при озолении проб маловероятно, так как температура их сжигания составляет 500—700°C.

Высокочувствительный СЭСА—ВСЭСА. Из опыта использования стандартного СЭСА на Au известно, что значительное повышение чувствительности данного метода имеет место при регистрации «мелких» частиц, размером менее 1 мкм. Эту технологию можно назвать высокочувствительным СЭСА — ВСЭСА. Апробация ВСЭСА для Pt и Ir (проанализированы 134 пробы 12 биообъектов) показала, что так же как и для изученного ранее Au, количество регистрируемых ВСЭСА частиц ЭПГ, размером менее 1 мкм, в десятки и сотни раз больше, чем регистрируемых стандартным СЭСА, когда их размер превышает 2—4 мкм (см. табл. 1). Как видно из табл. 2, при аппаратном понижении уровня дискриминации, обеспечивающем регистрацию импульсов Pt, соответствующих размерам частиц менее 1 мкм (точный размер их не установлен), подобное увеличение относится особенно к корням осины (*Populus tremula*) и корке стволов и пней сосны обыкновенной, лиственницы даурской (*Larix dahurica*) и корке (бересте) березы плосколистной (*Betula platyphylla*). В этих биообъектах, вероятно, безбарьерных по отношению к минеральным формам платины, при пониженном уровне дискриминации число зарегистрированных импульсов ее аналитической линии стало измеряться сотнями, а не единицами, т.е. увеличилось приблизительно на два математических порядка. Соответственно уменьшился и ПО ВСЭСА по сравнению со стандартным СЭСА, достигая 0,0 п нг/г. Максимальное число «мелких» частиц платины, приведенных к минимальному размеру, в корке пней и стволов живых сосен составляло 500. В корке стволов березы и корнях осины число частиц платины, размером менее 1 мкм, достигало 1000, а в корке стволов лиственницы 2000 на 0,1 г золы при неустановленном фоне. Во многих пробах корки сосны при пониженном уровне дискриминации были зарегистрированы 10—30 частиц платины второго канала (см. табл. 2), чего не наблюдалось для стандартного СЭСА. Для Ir ВСЭСА регистрировал импульсы только в первом канале. Интересно, что в корнях осины и корке стволов лиственницы и березы максимальное число импульсов платины было зарегистрировано во втором канале, т.е. частицы Pt в этих биообъектах имеют большие средние размеры по сравнению с другими пробами, проанализированными в одинаковых условиях. Они приближаются к размерам второго канала ВСЭСА. На это следует обратить внимание при выборе проб для прямых минералогических исследований ЭПГ в растениях.

Из данных табл. 2 хорошо видна дифференциация изученных биообъектов по количеству частиц платины менее 1 мкм. В древесине гнилых пней сосен их число изменяется от 0 до 3 при наличии в смежных пробах коры пней от 2 до 486 частиц, т.е. приблизительно на два порядка больше. Такое же незначительное число (0—3) мелких частиц платины установлено для опробковевших шишек сосны из лесного полога. Результаты ВСЭСА позволяют сделать вывод о том, что древесина гнилых пней сосны, шишки сосны и лиственницы — барьерные биообъекты по отношению к «мелким» частицам платины. Корки пней сосен, живых сосен, лиственниц и берез, а также корни осины безбарьерны или практически безбарьерны по отношению к ним. Эти данные в сопоставлении с имеющимися о безбарьерном накоплении платины древесиной гнилых пней и шишками сосны по результатам эмиссионного химико-спектрального анализа (ЭХСА) свидетельствуют о том, что относительные количества платины, представлен-

2. Результаты ВСЭСА Рт для различных биообъектов растений аномальных участков

Биообъект	Проба	канал ВСЭСА				Σ_n
		1	2	3	4	
Кпс	12612	474	4	0	0	486
	12614	246	0	0	0	246
	12617	427	20	0	0	487
	12645	294	20	0	0	354
	12647	76	0	0	0	76
	12889	10	1	0	0	13
	12602	0	0	0	0	0
Шс	12545	1	0	0	0	1
	12554	1	0	0	0	1
	12560	0	1	0	0	3
Смежные пробы тех же особей растений						
Кпс	12592	44	0	0	0	44
Дгпс	12593	0	0	0	0	0
Кпс	12603	2	0	0	0	2
Дгпс	12604	0	0	0	0	0
Кпс	12605	75	1	0	0	78
Дгпс	12606	1	0	0	0	1
Кпс	12612	474	4	0	0	486
Дгпс	12613	0	1	0	0	3
Шс	12627	0	0	0	0	0
Кпс	12628	254	32	0	0	350
Дгпс	12629	2	0	0	0	2

Биообъект	Проба	канал ВСЭСА				Σ_n
		1	2	3	4	
Кпс	12639	70	2	0	0	76
Дгпс	12640	1	0	0	0	1
Кпс	12643	0	1	0	0	3
Дгпс	12644	0	0	0	0	0
Кпс	12645	294	20	0	0	354
Дгпс	12646	0	0	0	0	0
Кпс	12647	76	0	0	0	76
Сухие ветви со- сны	12741	45	0	0	0	45
Корка ствола со- сны	12742	228	10	0	0	258
Корка+луб сосны	12743	166	0	0	0	166
Дгпс	12744	0	0	0	0	0
Кпс	12758	203	5	0	0	218
Дгпс	12759	1	0	0	0	1
Корка ствола лис- твенницы	12766	35	213	86	12	1994
Шишки ливтен- ницы	12766а	0	0	0	0	0
Сухие ветви бе- резы	12538	161	0	0	0	161
Корка ствола бе- резы	12540	45	221	0	0	708
	12768	134	216	24	1	1052
Корни осины	13085а	126	253	12	0	1005

Примечания: 1. Σ_n — сумма импульсов ВСЭСА, приведенных к минимальному размеру, исходя из расчета, что одна частица каждого последующего канала соответствует трем в предыдущем, т.е. одна частица второго канала соответствует трем частицам первого, третьего — 10 частицам первого, четвертого — 30 частицам первого. 2. Кпс — корка пня сосны; Шс — шишки сосны; ДГПС — древесина гнилого пня сосны. 3. В пятом канале все результаты равны 0.

ные минеральными и неминеральными формами, у изученных биообъектов резко различны. После получения таких данных за основные объекты опробования растений на ЭПГ мы приняли корку сосны, лиственницы и березы. Главным биообъектом опробования на серебро остается древесина старых, в т.ч. гнилых, пней сосны и лиственницы. Следует обратить внимание на то, что наибольшее число частиц платины у корок стволов лиственницы и березы, а также у корней осины, зарегистрированных во втором канале СЭСА. Для большинства других изученных биообъектов содержание первого канала СЭСА в 10—200 раз больше, чем второго канала (см. табл. 2).

Результаты исследований. Анализ в 1990 г. с помощью установки СЭСА первых 40 опытных проб золы растений с интенсивных биогеохимических аномалий Рт и Рд, выявленных в 1987—1989 гг. с помощью ЭХСА, пока-

зал наличие в них редких микробиолитов указанных элементов с расчетным размером более 4 мкм. Микробиолиты палладия были выявлены с помощью СЭСА в 19, а платины в 6 пробах из 40. Эти предварительные данные послужили основанием для начала специальных исследований минеральных форм ЭПГ в золе растений.

Определения микробиолитов Рт, Рд, Rh, Ir в золе растений на участке Западный. Фактические результаты стандартного СЭСА с определяемыми количествами частиц Рт, Рд, Ir, Rh крупнее 2—4 мкм в серии из 414 проб золы растений участка Западный показывают, что число их регистрируемых частиц невелико и в большинстве проб они «отсутствуют». Были зарегистрированы от 1 до 7 импульсов платины в первом—пятом каналах, от 1 до 6 палладия в первом—третьем каналах, только по одному импульсу родия первого—пятого каналов СЭСА и от 1 до 30 импульсов ири-

3. Статистические результаты количества минеральных частиц (импульсов СЭСА) Pt, Pd, Ir, Rh для золы растений участка Западный

Характеристики результатов анализов	Пробы							
	на Pt –414	на Pd –414	на Ir –240*	на Rh –184				
	n**, %	%	n, %	%	n, %	%	n, %	%
Пробы с платиноидами n***≥1	$\frac{96}{100}$	23	$\frac{62}{100}$	15	$\frac{60}{100}$	25	$\frac{7}{100}$	3,8
В том числе с n:								
2—4	$\frac{38}{40}$	9,2	$\frac{33}{53}$	8	$\frac{12}{20}$	5	$\frac{1}{14}$	0,54
5—19	$\frac{6}{6,2}$	1,4	$\frac{4}{6,4}$	0,97	$\frac{5}{8,3}$	2,1	$\frac{0}{0}$	0
20—33	$\frac{3}{3,1}$	0,72	$\frac{3}{4,8}$	0,72	$\frac{2}{3,3}$	0,83	$\frac{1}{14}$	0,54

* Число проб с низкими содержаниями свинца (10—300 г/г), не искажающими результатов СЭСА на иридий.

** В числителе — число проб с определяемыми (≥1) минеральными частицами, в знаменателе — их относительное число, %.

*** Число импульсов СЭСА, приведенных к минимальному размеру крупности минеральных частиц — микробиолитов, учитывая, что импульсы второго канала СЭСА соответствуют трем частицам первого с минимальным размером, а третьего — 10 частицам с минимальным размером.

для первого и второго каналов. Чувствительность установки была наибольшей на Ir и Pd благодаря регистрации частиц приблизительного размера более 2 мкм при регистрации частиц Pt и Rh более 4 мкм, т.е. регистрируемые частицы Ir и Pd имели массу приблизительно в 10 раз меньше, чем частиц Pt и Rh. Это учитывается путем эталонирования импульсов СЭСА, приведенного в табл. 1. Контрольные СЭСА тех же проб с единичными регистрируемыми частицами воспроизводятся с большими погрешностями. Ранее нами было установлено, что надежность регистрации одного импульса СЭСА равна приблизительно 25% [9, 18]. Она подтверждена последующими многократными повторными определениями золота и ЭПГ. Поэтому для повышения надежности и точности определения ЭПГ с помощью СЭСА проводятся, как правило, дважды, а аномальные пробы анализируются с 2—8-кратной повторностью. Пробы, в которых зарегистрированы более двух импульсов ЭПГ первого канала и хотя бы один импульс во втором—пятом каналах, как правило, анализируются с помощью ЭХСА из навесок 2—10 г и другими методами, т.е. качественный или приближенно-количественный СЭСА используется авторами в основном для выбора проб на дорогостоящие количественные определения [18].

Как видно из статистических результатов анализов на Pt, Pd, Ir, Rh 414 проб золы растений участка Западный (табл. 3), по относительным определяемым количествам частиц размером более 3 мкм, получен следующий ряд: Ir (25%), Pt (23%), Pd (15%), Rh (7%). Из-за повышенной чувствительности определений Ir и Pd с помощью СЭСА этот ряд обнаружения не соответствует ряду их содержания. По данным ЭХСА, концентрации платины в золе растений обычно в 10—100 раз превышают содержания палладия. Поэтому по валовым содержаниям, определяемым с помощью ЭХСА, изученные ЭПГ образуют ряд: $Pt \geq Ir > Rh > Pd$. Установление наибольшей встречаемости иридия по данным СЭСА на участке Западный — очень важный результат исследования изучаемого сереброносного поля на ЭПГ. Здесь до применения СЭСА растений,

почв и горных пород с помощью ЭХСА и ПААА длительное время определялись только Pt и Pd. С получением результатов СЭСА на Ir и Rh стало ясно, что они должны быть обязательными для анализов при всех исследованиях ЭПГ в изучаемом районе. Следует отметить, что, согласно имеющимся публикациям об ЭПГ в Сибири, основной минерал их в золотых россыпях — осмистый иридий [3], т.е. Os и Ir, а не Pt и Pd, длительное время определявшиеся нами и другими исследователями в 80-х годах. К настоящему времени в изучаемом районе с помощью ИНАА в золе растений выявлены до 230 нг/г Ru, до 100 нг/г Rh, до 70 нг/г Ir. Осмий обнаружен пока только СЭСА. Таким образом, высококонтрастные биогеохимические аномалии и локальные минерализованные зоны всех шести ЭПГ выявлены с помощью СЭСА, а Pt, Pd, Rh, Ir, Ru — ПААА в полотно канав на глубине 1,5—2,5 м.

Анализ данных табл. 3 показывает, что для определяемых частиц Rh и Ir существенно преобладают пробы с одним импульсом СЭСА (71 и 68%). Для платины это соотношение заметно меньше (51%). Только для палладия относительное число проб с 2—4 импульсами, т.е. с соответствующим числом частиц этого элемента составляет 53%, в 1,5 раза больше, чем с одной частицей (35%), что объясняется наибольшей чувствительностью СЭСА к палладию по сравнению с другими ЭПГ и золотом. Полученные данные свидетельствуют о том, что надежные, воспроизводимые данные СЭСА о содержаниях Pd, Pt, Ir, превышающие его предел обнаружения (четыре импульса или частицы), были получены в рассматриваемой серии биогеохимических проб только для 1,7; 2,1 и 2,9% (округленно 2—3%) проанализированных проб. Эти пробы можно считать высокоаномальными, с концентрациями Pd, Pt, Ir, превышающими фон в 10 раз и более (если считать фоном ≤0,5 импульса в навеске золы 0,1 г или ≤5 импульсов в 1 г).

Определения микробиолитов Pt, Os, Rh, Pd, Au в золе растений на четырех участках. Интересные данные были получены при использовании СЭСА для определения геохимических типов биогеохимических аномалий ЭПГ на

4. Статистические результаты СЭСА минеральных частиц Pt, Os, Rh, Pd, Au для золы растений

Участок работ, число проб	Pt	Os	Rh	Pd	Ir	Au	Канал СЭСА (число частиц)
Карьерный, 143	$\frac{32}{22,4}$	$\frac{4}{2,8}$	$\frac{1}{0,7}$	$\frac{6}{4,2}$	—	$\frac{32}{21,7}$	Pt 3 (1); Os 2 (2); Rh 2 (1); Au 5 (2), 3 (1)
Южный, 44	$\frac{9}{20,4}$	$\frac{9}{20,4}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{3}{6,8}$	—	$\frac{12}{27,3}$	Pt 4 (1), 3 (1); Os 2 (4); Pd 2 (2); Au 3 (1)
Нижний, 175	$\frac{17}{9,8}$	$\frac{16}{9,2}$	$\frac{8}{4,6}$	$\frac{6}{3,4}$	—	$\frac{47}{26,9}$	Pt 3 (1); Os 2 (9); Rh 1 (8); Pd 3 (1); Au 5 (3), 4 (3)
Западный, 414	$\frac{96}{23}$	—	$\frac{7}{3,8}$	$\frac{62}{15}$	$\frac{60}{25}$	—	Pt 5 (1), 4 (1), 3 (4); Pd 3 (1), 2 (2); Rh 5 (1), 2 (1); Ir 2 (1)

Примечание. 1. Прочерк — отсутствие анализов. 2. Числитель — число проб, в которых зарегистрированы платиноиды; знаменатель — их относительное количество, %

разных участках. Наибольшее относительное число проб с определяемыми количествами их частиц в золе растений, по данным стандартного СЭСА, на первых трех изученных участках имеет Au 22—27% (табл. 4). На втором месте Pt 10—22%, на третьем Pd 3,4—6,8%, на четвертом Rh 0—4,6%. Интересно, что на участке Нижний самый ценный платиноид Rh выявлен в относительно большем числе проб (4,6%), чем Pd (3,4%). На участке Южный число проб с определяемыми частицами Os и Pt было максимальным (около 20%), а на участке Нижний приблизительно в два раза меньше — Os (9,2%), а Pt (9,8%). Данные табл. 4 указывают на различную геохимическую специализацию четырех изученных участков по определявшимся ЭПГ и золоту. Все они имеют высокую золотоносность (на участке Западный, где Au с помощью СЭСА не определялось, по данным ЭХСА). Количество частиц Pt максимально (20—23% проб) на участках Карьерный, Южный и Западный; Os (20,4% проб) — на участке Южный; Rh (4,6% проб) — на участке Нижний при выявлении его на других участках в количестве проб до 0,7%. Учитывая повышенную чувствительность СЭСА на палладий, его относительно низкую встречаемость и стоимость приблизительно в 4 раза меньшую, чем Pt, Ir, Os, Rh, Au, можно говорить о том, что палладий на четырех изученных участках второстепенный элемент по сравнению с Pt, Au, Rh, Ir, Os, что подтверждают данные ЭХСА для Pt и Pd. Таким образом, на участках: Карьерный основной ЭПГ — Pt, Южный Pt+Os, Нижний Rh+Pt+Os, а на участке Западный Pt+Ir (к сожалению, Os здесь не определялся, а на участках Карьерный, Южный и Нижний не определялся Ir). Согласно данным ЭХСА золы растений на Pt, Pd и Au, основным на всех четырех участках является платина. Благодаря наименьшему ПО и присутствию на этих участках палладия, его можно использовать как высокочувствительный элемент-индикатор других ЭПГ и золота для определения геохимической элементной специализации биогеохимических и литогеохимических аномалий. Поэтому в изучаемом районе палладий, легко определяемый с помощью СЭСА, не следует исключать из числа анализируемых элементов.

Анализ проб золы растений из Канады. Весьма интересные результаты были получены СЭСА из 12 проб золы растений Канады, любезно присланные К.Е. Данном из Геохимической службы Канады, длительное время занимаю-

щимся биогеохимией ЭПГ [14, 15]. Высокие содержания Pd, Pt, Rh и проведение 2—4-кратных СЭСА этих проб, позволили определить предел обнаружения их для древесины сосны (Jack Pine — *Pinus banksiana*) и ветвей черной ели (Black Spruce — *Picea mariana*) из Канады. Предел обнаружения изученных ЭПГ для различных биообъектов оказался различным (табл. 5). Один импульс стандартного СЭСА соответствует 1,3 нг/г Pd и 1,4 нг/г Rh для древесины сосны; 3,7 нг/г Pd и 8,5 нг/г Rh для ветвей черной ели; 25 нг/г Pt для древесины сосны и 3200 нг/г для ветвей ели соответственно. Все изученные биообъекты растений из Канады барьерные по отношению к микробиолитам Pt, Pd, Rh. При этом ветви ели неинформативные — фоновые по отношению к Pt, так как при ее содержании 800 нг/г частицы платины в них не были обнаружены. К сожалению, среди присланных проб из Канады не было корки стволов изучавшихся деревьев, являющихся, по нашим данным, наиболее информативными — безбарьерными биообъектами. Как видно из данных табл. 5, для семи изученных биообъектов растений Канады при стандарт-

5. Пределы обнаружения минеральных частиц ЭПГ в различных биообъектах Канады, нг/г

Биообъекты	Pd	Rh	Pt
Древесина сосны — <i>Pinus banksiana</i>	5,2*	5,6*	100
Ветви ели — <i>Picea mariana</i>	16	34	12 800
Хвоя ели	160	>48	>500
Ветви березы — <i>Betula papyrifera</i>	270	88	>1000
Листья березы	160	80	>700
Ветви ольхи — <i>Alnus crispa</i>	≈44	>24	≈13*
Листья ольхи	≈42	—	≈140

* Предел обнаружения, который можно считать приемлемым для практического использования при поисках ЭПГ, оконтуривания и изучения интенсивных биогеохимических аномалий Pd, Rh и Pt с концентрациями более 10 нг/г.

ном СЭСА удовлетворительной можно считать чувствительность только Pd в древесине сосны (ПО 5,2 нг/г) и близкой удовлетворительной для Rh в древесине сосны (ПО 5,6 нг/г) и для Pt в ветвях ольхи (ПО около 13 нг/г).

В пробах золы древесины сосны из Канады выявлены совпадающие импульсы Pd+Rh и Pt+Pd, что подтверждает вероятность наличия в растениях третьего интерметаллического соединения ЭПГ Pd+Rh в дополнение к выявленному в наших пробах Pt+Rh и Pt+Pd.

Рассмотренные материалы позволяют сделать следующие выводы:

1. Подтверждены данные о том, что в некоторых, в основном в «старых» опробковевших и одревесневших частях растений ЭПГ могут присутствовать в виде дискретных, вероятных минеральных частиц — микробиолитов, размером 2—4 мкм. Впервые подтверждено, что это относится ко всем ЭПГ. Частицы ЭПГ в золе растений легко выявляются и изучаются с помощью высокопроизводительного СЭСА в навесках проб 0,1 г и требуют проведения специальных минералогических исследований.

2. Наибольшее число частиц ЭПГ установлено во внешних опробковевших слоях коры, т.е. в корке стволов деревьев (сосна, лиственница и береза). Эти биообъекты являются безбарьерными, количественно-информативными по отношению к их валовым и минеральным формам при высоких концентрациях на горизонте питания изучаемых видов растений.

3. По данным высокочувствительного СЭСА — ВСЭСА, в золе растений значительно преобладают «мелкие» микробиолиты Pt и Ir, размером менее 1 мкм, что весьма вероятно и для других ЭПГ, которые еще не определялись с помощью ВСЭСА. Число частиц Pt и Ir, регистрируемых ВСЭСА, на биогеохимических аномалиях может достигать нескольких сотен в навеске 0,1 г, и их определения приближаются к количественным.

4. Максимальный размер весьма редких, единичных частиц ЭПГ в золе растений, по определениям стандартным СЭСА, достигает 20—30 мкм (пятый канал СЭСА). Наличие или отсутствие таких и, возможно, еще более «крупных» частиц в анализируемых навесках проб объясняет наблюдаемую иногда невоспроизводимость повторных ЭХСА и ИНАА золы растений массой 1—10 г.

5. В золе изученных растений, по данным стандартного СЭСА, значительно преобладают моноэлементные микробиолиты Pt, Ir, Os, Rh, Pd. Выявлены весьма редкие двухэлементные частицы: Pt+Rh, Pd+Rh, Pt+Pd. Двухэлементные микробиолиты изученных ЭПГ наиболее характерны для Rh.

6. Установлена возможность использования высокопроизводительного стандартного СЭСА для определения элементной специализации биогеохимических аномалий ЭПГ и золота.

7. Стандартный СЭСА пригоден для выявления высококонтрастных биогеохимических аномалий микробиолитов ЭПГ размером >2 мкм в безбарьерных биообъектах растений — корке стволов деревьев. Он имеет недостаточную чувствительность для определения их фоновых содержаний и малоконтрастных аномалий и не пригоден для анализа барьерных и тем более фонобарьерных биообъектов. Реальный путь его усовершенствования — разработка ВСЭСА — высокочувствительного СЭСА, регистрирующего частицы субмикронного размера.

8. В связи с выявлением минеральных частиц — вероятных микробиолитов ЭПГ в золе растений необходимо одновременно изучать их минеральные и неминеральные формы во время их роста и развития растений, а также поведение этих форм в малом и большом биогеохимических круговоротах. Для реализации таких комплексных дорогостоящих исследований необходима организация международных программ биогеохимиков, ботаников, физиологов, почвоведов, минералогов и химиков.

Работа выполнена при финансовой поддержке Международного научного фонда — МНФ (проект NYQ000) и МНФ — РФФИ и Правительства России (проект NYQ300), Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 00—05—64698).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вернадский В.И. Живое вещество в химии моря. — Петербург: Науч. хим.-техн. изд-во, 1923.
2. Вернадский В.И. Труды по биогеохимии и геохимии почв. — М.: Наука, 1992.
3. Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи. Кн. 5. — Л.: АН СССР, 1933.
4. Ковалевский А.Л. Биогеохимия растений. — Новосибирск: Наука, 1991.
5. Ковалевский А.Л. Литобиогеохимические поиски платиноидов // Отечественная геология. 1993. № 8. С. 27—35.
6. Ковалевский А.Л. Физиологическая роль биолитов в жизни растений // Тез. докл. 2-го междунар. семинара «Минералогия и жизнь: Биоминеральные взаимодействия». — Сыктывкар, 1996. С. 52—53.
7. Ковалевский А.Л., Ковалевская О.М. Биогеохимические ореолы серебра на сереборудных проявлениях Сибири // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304. № 6. С. 1460—1462.
8. Ковалевский А.Л., Ковалевская О.М., Татьянакина Э.М., Прокопчук С.И. Особенности биогеохимической миграции платины и палладия в ландшафтах южной тайги Забайкалья // Докл. РАН. 1998. Т. 358. № 2. С. 248—251.
9. Ковалевский А.Л., Прокопчук С.И. О минеральных формах золота в растениях // Докл. АН СССР. 1978. № 2. Т. 242. С. 430—433.
10. Ковалевский А.Л., Прокопчук С.И. О минеральных формах платиноидов в растениях // Докл. РАН. 1994. Т. 336. № 6. С. 813—816.
11. Корого А.А. Введение в биоминералогию. — С-Пб.: Недра, 1992.
12. Прокопчук С.И. Сцинтилляционный спектральный анализ в геологии. — Иркутск, 1984.
13. Самойлов Я.В. Биолиты. — Л.: Науч. хим.-техн. изд-во, 1929 (1927).
14. Dunn C.E. Biogeochemical prospecting for metals. 20.3.3. Platinum group metals // Biol. Systems (Technologies) in Mineral Exploration and Processing. Brooks R.R. et al. eds. New York—London—Toronto—Sydney—Tokyo—Singapore: Ellis Horwood. 1995. P. 395—402.
15. Dunn C.E. Biogeochemistry as an aid to exploration for gold, platinum and palladium in the Northern forests of Saskatchewan, Canada // J. Geochem. Explor. 1986. Vol. 25. № 1. P. 21—40.
16. Kovalevskii A.L. The hydrogenic platinum group element deposits of secondary enrichment in weathering crusts of a deep-seated fault zone // Proc. 4th Biennial SGA Meeting. «Mineral Deposits: Research and Exploration». Turku, Finland. 1997. P. 217—220.
17. Kovalevskii A.L., Kovalevskaya O.M. Biogeochemical prospecting for silver ore veined bodies and deposits // Exploration Geochemistry-1990. Prague: Geol. Survey a. Czech. Acad. Sci. 1991. P. 173—176.
18. Kovalevskii A.L., Prokopchuk S.I. Scintillation emission spectral analysis (SESA) — the method of choice for mass analysis of geochemical samples for gold and PGEs // J. of Geochem. Explor. 1995. Vol. 55. № 1—3. P. 145—150.
19. Mechanisms and Phylogeny of Biomineralization in Biological Systems. — Tokyo: Springer-verlag, 1991.

Сульфидные и сульфидно-магнетитовые крутонаклонные залежи во внутриразломных зонах тектонического обрамления блоковых орогенных сооружений на восточном склоне Урала и в Орском Зауралье

С.В.ВОРОБЬЕВА

На Среднем Урале жилообразные и линзовидные кулисообразные тела сплошных, вкрапленных и гнездово-прожилковых сульфидных, сульфидно-магнетитовых руд, локализованных в зонах тектонического обрамления блоковых сооружений, служили более 50 лет надежными источниками получения меди, золота и серебра [3, 5, 7]. Рудные залежи — слепые, неглубоко залегающие от поверхности эрозионного среза и эродированные, выходящие на поверхность эрозионного среза под рыхлые наносы. Руды содержат концентрации Zn, Pb, Co, Ni, Mo, Te, Se, As, Ga, Tl, Sb, Bi, Ba. В таблице охарактеризованы типовые обстановки локализации подобных залежей, морфология рудных тел и минеральный состав руд.

Залежи подобного морфогенетического типа развиты и в Восточном Оренбуржье. Открыты отдельные месторождения, но в целом район недостаточно изучен, хотя и перспективен на поиск неглубокозалегающих от поверхности и уходящих на значительные глубины сульфидных комплексных руд. Впервые жилообразные сульфидные залежи были открыты на Среднем Урале в начале XX в. в Соймоновской долине, расположенной между грядой холмов на западе и серпентинитовым массивом горы Карабаш. Сульфидные тела в долине локализованы в крупной внутриразломной зоне, выраженной полосой динамодислоцированных пород, пронизанных плагиоклаз-пироксеновыми порфиритами. Толща динамосланцев в Соймоновской долине имеет восточное падение под углами 45—80° и простирается от субмеридионального до север-северо-восточного (азимут около 25°). Жилообразные сульфидные тела в Соймоновской долине занимают секущее положение по отношению к направлению простираения вмещающих динамосланцев и распространяются на большую глубину до 1000 м. Висячем боку рудовмещающей зоны закартированы обогащенные графитовым веществом метаморфические сланцы, испытавшие стресс-метаморфизм. В вертикальном разрезе рудные тела размещены на разных гипсометрических уровнях, а на горизонтальных проекциях взаимносекущее направление простираций имели и разные рудные тела.

Сульфидные залежи Соймоновской долины открыты по выходам «шляп» бурых железняков, которые были золотосодержащими и служили источником золота, добываемого в начале XX в. английскими концессионерами на Среднем Урале. Сульфидные залежи тесно пространственно связаны с выходами кварц-серицитовых пиритизированных сланцев. И руды, и сланцы пронизаны прожилками барита и гипса. Выходы белых с шелковистым отливом кварц-серицитовых пиритизированных сланцев — надежный поисковый признак сульфидных руд в зонах динамодислоцированных метаморфических пород. Эти сланцы в поисковой практике называются «кыштымские сланцы» [5].

Полосы динамосланцев закартированы и в Миасской долине. В районе Мелентьевского месторождения минерализованная сульфидами полоса кварц-серицитовых сланцев прослеживается на поверхности. Видимая мощность

этой полосы около 300 м, она ориентирована на северо-восток и имеет крутое юго-восточное падение. Одно из наиболее крупных месторождений Соймоновской долины — Ворошиловское.

В тектонической полосе рассланцованных зеленокаменных пород, между Ревдинским кристаллическим массивом основных горных пород на западе и Верх-Исетским массивом гранитоидов на востоке вблизи г. Екатеринбург расположено наиболее крупное на Среднем Урале Дегтярское месторождение. На широте Дегтярского рудника отмечались резкий пережим и разворот зеленокаменной полосы. Видимая мощность данной полосы (в плане) в окрестностях Дегтярского рудника сокращалась до 1,5 км, в то время как в окрестностях городов Полевский и Кировоград она достигает 10—15 км. Зеленокаменные породы в районе Дегтярского рудника пронизаны серпентинитами. Вся гигантская пластина дегтярских динамосланцев запрокинута на запад в виде моноклинали и обрамляет глыбу древних глубокометаморфизованных кристаллических пород, пронизанных гранитоидами Верх-Исетского массива. Высокие концентрации сульфидов отмечены на участках, приуроченных к тупым выклиниваниям у зон рассланцевания. Такие зоны в иностранной литературе известны как «zones of shearing» и представляют собой структуры ложного кливажа, возникающего в процессе стресса (сильного направленного бокового и гидростатического давления). «Zones of shearing» — это системы непротяженных трещин, возникших в процессе сдвиговых перемещений. Такие зоны прямо фиксируют направления, по которым происходили дифференцированные скольжения горных пород, испытывавших хрупкие деформации в моменты их нагнетания в межблоковые зоны расколотых блоков компетентных пород, не поддающихся деформациям продольного и поперечного изгиба. Нагнетание происходило и в своды горст-антиклинальных складок, их пологие крылья и сопряженные наложенные мульды.

В тектонической зоне вблизи горы Азов в Полевском районе расположено Зюзельское месторождение, которое начали эксплуатировать в 1908 г. Наиболее богатая часть месторождения до глубины 120 м была выработана в 1926—1931 гг. английским акционерным обществом «Лена Голдфилдс» с подработкой охранных целиков. Зюзельское месторождение представлено кулисообразно расположенными и столбообразными сульфидными телами, составляющими «западную и восточную систему линз». Объектом эксплуатации для английской концессии служила «восточная система рудных линз».

Около г. Полевский в 1702 г. было открыто Гумешевское месторождение. Здесь находился первый медный рудник на Урале. В дореволюционное время горные разработки были сосредоточены в центральной части месторождения, включающей закарстованные зоны с медистыми глинами, где добывались малахиты. Глыба гумешевского малахита массой 1,5 т была доставлена в Музей Горного института в Петербурге.

Типовые обстановки локализации рудных залежей, морфология и минеральный состав руд

Месторождение, его местонахождение	Геологическая обстановка нахождения	Особенности рудолокализации, морфология рудных тел	Глубина вскрытия, протяженность рудных тел	Минеральный состав руд
<i>Средний Урал</i>				
Ворошиловское, Соймоновская долина	В дислоцированных по расщеплению зеленокаменных породах. Представлено рудными жилами, которые размещаются на расстоянии 12—27 м друг от друга	Три жиллообразные залежи с видимой горизонтальной мощностью 4—33 м. Представлены массивными пиритовыми рудами, участками, обогащенными вкраплениями и прожилками халькопирита. В забандах жил — линзы золотоносного кварца	Эродированные и слепые. Слепые — ступенчато расположенные жилы, на глубине 60 м от поверхности. Протяженность по падению в верхних горизонтах от 650 до 1270 м на глубине, а протяженность по простиранию 240—300 м	Тонкозернистый массивный агрегат представлен пиритом и халькопиритом (в подчиненном количестве), жильные минералы: кварц, серицит, хлорит
Мелентьевское, Миасская долина	В полосе пиритизированных диамосланцев, пронизанных диабазами	Столбообразная сульфидная залежь сплошных сульфидных и сульфидно-магнетитовых руд мощностью до 2 м	Рудная залежь слепая, прослежена на по простиранию до глубины 200 м	Руды содержат локальные концентрации Au, Pt. Отдельные пробы показали концентрации молибдена
Гумешевское, вблизи Полевского района	Жилообразная рудная залежь в скарнированных породах подчинена падению тектоническому контакту тела кварцевых диоритов. Тело диоритов, окруженное зонами рудоносных скарнированных пород на контакте с известняками	Рудная залежь во внутриразломной зоне. С поверхности эта тектоническая зона была представлена зоной «медистых глин» с глыбами малахита в закарстованных известняках протяженностью около 700 м	Прослежена разведочными работами по простиранию на 1300 м и до глубины 650 м	Рудные минералы скарнированных рудовмещающих пород: пирит, магнетит, халькопирит, теннантит, арсенопирит, борнит, гематит. Жильные минералы, сопутствующие рудам: гранат, эпидот, актинолит, хлорит
Дегтярское, около г. Екатеринбург	В зоне флексуального пережима и разворота полосы дислоцированных пород, пронизанных серпентинитами. Пластина динамосланцев запрокинута на запад и обрамляет блоковый выступ пород кристаллического фундамента, пронизанного гранитоидами	Сульфидная залежь прослежена по простиранию на 4800 м в направлении азимута 330—345°. В строении рудной зоны участвуют серицит-хлоритовые сланцы, пронизанные телами эпидотизированных порфиритов и альбитофиров, испытавшие диафторез кристаллические сланцы и мраморизованные известняки. В лежачем боку рудной залежи было закартировано крупное дайкообразное тело кварцевых альбитофиров. Контакты этого тела контролируются разрывными нарушениями	Рудная залежь падает на восток под углом 60—65°. Участками эта залежь имеет пологое падение, а на глубоких горизонтах — крутое. Мощность залежи 35 м. Мощность залежи находится в зависимости от угла ее падения: при пологих углах мощность залежи гораздо меньше, чем при крутых. Всякий бок рудной залежи состоит из «сланцеватых руд», представляющих собой тонкое чередование сульфидных полос и осветленных сланцеватых пород	Массивная пирит-халькопиритовая руда участками сильно трещиновата. Содержание халькопирита 20%. Присутствуют теннантит, сфалерит. Жильные минералы — кварц, серицит, хлорит. В рудах встречается барит, арсенопирит

Месторождение, его местонахождение	Геологическая обстановка нахождения	Особенности рудокализации, морфология рудных тел	Глубина вскрытия, протяженность рудных тел	Минеральный состав руд
Зюзельское в Полевском районе	В зоне тектонического обрамления горы Азов. Вся рудная зона северо-восточного простирания (азимут 25° и падает на юго-восток). Участок насыщен дайками и динамодислоцированными телами плагиогранитов и габбро-диабазов	Рудные залежи отклоняются от линии генерального простирания рудной зоны на угол 10—15° к северу	Кулисорасположенные столбообразные рудные залежи	Массивные сульфидные халькопирит-пиритовые руды, присутствуют магнетит и пирротин
Рудники III Интернационала, около г. Нижний Тагил	Находятся в полосе динамодислоцированных зеленокаменных пород (азимут около 50°). Рудная зона фиксируется выходами альбитофиров и диоритовых порфиритов	Слепые сульфидные тела, ассоциирующие с телами альбитофиров и плагиоклаз-пироксеновых сланцев, катаклазитов, графитизированных сланцев	Рудная зона ориентирована в направлении азимута 0—15°	Руды представлены мелкозернистым агрегатом тесно сростшихся рудных и жильных минералов. Рудные минералы: пирит, халькопирит, марматит, сфалерит, жильные: кварц, серицит, хлорит. В рудных присутствуют кубанит, пирротин и валлерит в качестве редких минералов. В марматитах — концентрации галлия. Богатые медью боритовые руды в зоне вторичного сульфидного оруденения отличаются высокими концентрациями теллуридов свинца и галлия
Восточное Оренбуржье				
Гайское	В приосевой части горст-антиклинали и ее замке. Глыбовая структура расчленена сериями разноориентированных разломов	В зоне резкого флексурного разворота динамодислоцированной структуры. Рудные залежи эродированные и слепые, уходящие на большую глубину	Рудные тела контролируют протяженные крутонаклонные зоны расщепления, тела представлены неправильными по форме линзами, тупо выклинивающимися у зон расщепления. Окисленные руды распространялись на глубину до 84 м. Зона выщелачивания — кварцевая сыпучка и ноздревато-пористые кварциты. По запасам золота зоны окисленных руд и выщелачивания представляют крупное золоторудное месторождение	Сочетание кристаллических и коллоидных, катаклазированных и термально-метаморфизованных разновидностей сульфидных руд. Боритовые руды наиболее богаты. В рудных зонах вторичного сульфидного обогащения установлены тессит, алтаит, креннерит, реньерит, германит, фаматинит, энаргит. Окисленные плотными кавернозными и натечными вторичными железными корочками и налетами ярозита

В полосе динамодислоцированных пород, фиксируемой выходами альбитофиров и диоритовых порфиров, сосредоточена группа месторождений рудника III Интернационала, которая находится к северу от г. Нижний Тагил. Во внутриразломной зоне закартированы кварц-серицитовые рудоносные сланцы. В процессе горно-разведочных работ было подмечено, что кварц-серицитовые сланцы вмещают только выходящие на эрозионный срез сульфидные тела, а среди альбитофиров (в зонах гидротермально проработанных рассланцованных зеленокаменных пород) залегают слепые сульфидные тела. В рудовмещающей зоне месторождений рудника III Интернационала были выявлены катаклазированные породы: графитистые сланцы и тела плагиоклаз-пироксеновых порфиров. Сульфидные руды представляли собой мелкозернистый агрегат тесно сросшихся рудных и жильных минералов.

Полоса интенсивно дислоцированных пород в окрестностях рудника III Интернационала имеет север-северо-западное простирание (азимут около 50°), а рудные тела ориентированы в север-северо-восточном направлении и имеют азимут простирания $0-15^\circ$. В вертикальном разрезе рудные тела размещены на разных гипсометрических уровнях, кулисообразно, среди зон кварц-серицитовых сланцев. Эксплуатацию сульфидных залежей осложняло то обстоятельство, что кварц-серицитовые сланцы в зонах обводнения были насыщены водой и при вскрытии горными выработками приобретали свойства пльвунов.

В полосе динамосланцев, картируемых в контактовой зоне между выходами дислоцированных тел пироксен-плагиоклазовых порфиров, габбро-диабазов и выходом крупной залежи серпентинитов, размещены жилообразные сульфидные тела Пышминско-Ключевского рудного поля, расположенного вблизи г. Екатеринбург. Рудные тела вытянуты по простиранию, длина их достигает 800 м. Насчитываются десятки таких жилообразных тел, но крупных из них — единицы. Жилообразные рудные тела в этой тектонической зоне субмеридионального простирания и западного падения, некоторые жилы имеют субширотное простирание, но тогда южное падение. Углы падения сульфидных жил $45-80^\circ$. Сульфидные концентрации Пышминско-Ключевского рудного поля связаны с зонами листоватых хлоритовых актинолитовых и антигоритовых метасоматитов. Мощность рассланцованных метасоматитовых зон 2—10 м. Маломощные зоны листоватых метасоматических хлоритовых и актинолитовых пород встречаются непосредственно и в телах диоритов, альбитофиров, диабазов. В северной части рудного поля развиты сульфидно-магнетитовые руды с пентландитом; в южной — листвениты, с которыми связаны золото-сульфидные концентрации. В целом руды Пышминско-Ключевского рудного поля отличались промышленными концентрациями кобальта, повышенной меденосностью и золотоносностью.

В тектонической зоне у юго-восточного подножья горы Высокая, на окраине г. Нижний Тагил локализована сульфидно-магнетитовая залежь Меднорудянского месторождения. Эта залежь была открыта в 1720 г. и эксплуатировалась с перерывами до 1918 г., когда рудник был затоплен в связи с гражданской войной. На момент затопления глубина подземных выработок достигала горизонта 325 м. Зоны сульфидно-магнетитовых руд прослеживались среди скарных магнетитовых залежей, связанных с сиенитами горы Высокая. Общая протяженность по простиранию минерализованной сульфидами зоны пород достигала 750 м.

Сульфидно-магнетитовые руды сочетались в пространстве с гнездово-прожилковыми пирит-халькопиритовыми рудами. Сульфидные концентрации отмечались преимущественно в листоватых хлоритовых сланцах. На поверхности внутриразломная зона была представлена тектонической блоковой просадкой, заполненной глиноподобной массой и реликтами мартитов, с гнездами охристых скоплений лимонита и туррита. Среди охристых скоплений отмечались реликты вторичных бурых железняков, накопления малахита, тенорита, куприта, асперолита, самородной меди. Глиноподобная масса была обогащена гидроксидами железа и марганца, силикатами меди, скоплениями карбонатов, вторичными соединениями меди и кобальта. Медистые глины состояли в основном из каолинита. В центральной части Меднорудянского месторождения зона медистых глин была развита до глубины 280—320 м, а на южном фланге до 110—120 м. Медистые глины разрабатывались карьером. В настоящее время этот карьер затоплен водой и завален шлаками металлургического завода.

Во внутриразломной полосе дислоцированных древних пород, в западном тектоническом обрамлении горной гряды Джиль-Тау (Восточное Оренбуржье) в 1950 г. было открыто Гайское золотосульфидное месторождение (рис. 1). Гряда Джиль-Тау имеет субмеридиональное простирание и фиксируется на местности грядово-увалистым рельефом. Между высокими сопками гряды Джиль-Тау прослеживаются сухие котловины, заполненные плиоценовыми глинами. Гряда отделена от окружающей равнинной местности тектоническими уступами, которые проходят по контактам динамосланцев. О новейших тектонических движениях свидетельствуют каньонообразные долины, прорезающие сопки. Поводом для организации поисков сульфидных руд на Гайской площади послужило издавна известное своей лечебной грязью Купоросное мелкое озеро в русле р. Средняя Колпачка, прорезающей горную гряду.

Сульфидные залежи Гайского месторождения сосредоточены в круто поставленной тектонической зоне, образованной динамосланцами. Пластина динамосланцев запрокинута в виде моноклинали на запад и круто подвернута к востоку (рис. 2). В обрамлении гряды Джиль-Тау пластины динамосланцев картируются в контактовых зонах расколотых на отдельные блоки динамодислоцированных тел амфиболизированных основных изверженных горных пород. Глыбы этих пород составляют ядра горст-антиклинальных складок, порой они обнажены и распознаются на местности в виде тектонических эрозионных останцов. Тектоническая полоса динамодислоцированных пород проходит в контактовой зоне глубинного разлома между отложениями баймак-бурибаевской свиты на востоке, карамалыташской и перекрывающей ее улутауской свиты на западе. Гайская площадь находится в зоне влияния крупного Калиновского глубинного разлома. Орогенные блоковые сооружения в районе этой площади обрамлены кольцевой зоной мезозойско-кайнозойских погружений фундамента, известной в литературе как Орско-Халиловская депрессия. Глыбовая структура Гайской площади рассечена серией субмеридиональных, субширотных и диагональных разломов. По периферии глыбовых поднятий горной гряды Джиль-Тау картируются крупные тектонические швы с телами серпентинитизированных перидотитов. С поясом серпентинитов, картируемых среди зеленокаменных пород пространственно связаны сульфидные концентрации Au, Cu, Co и Ni.

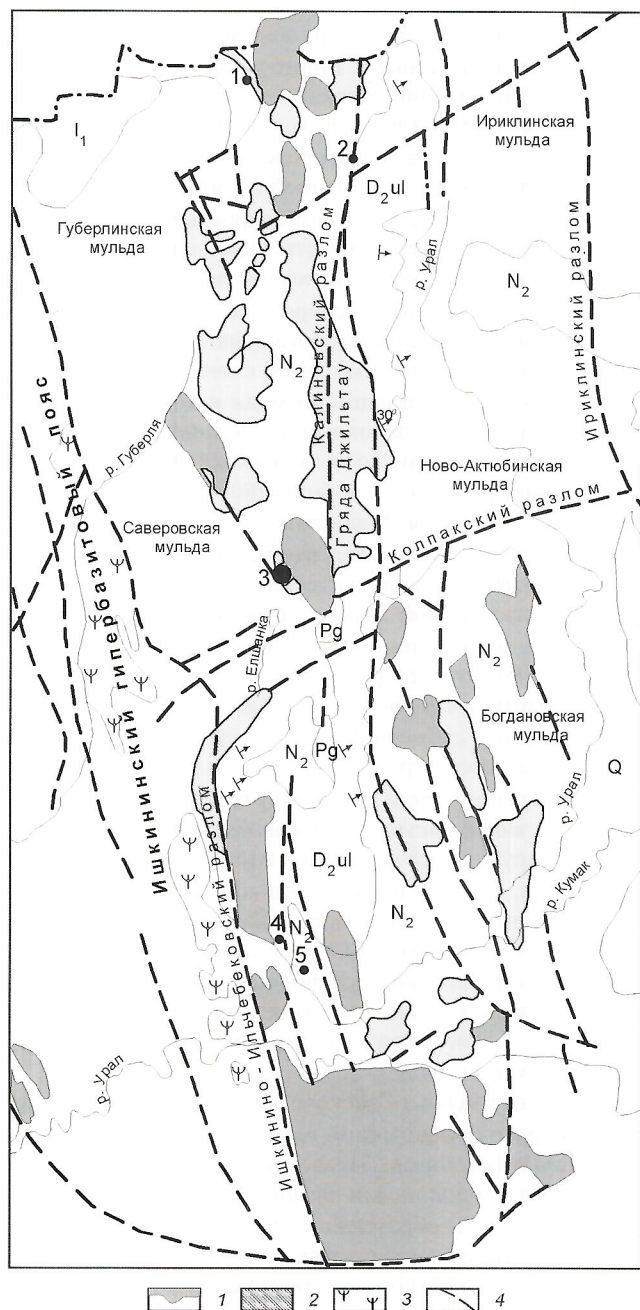


Рис. 1. Схема Гайского рудного узла. По материалам Е.С.Кондаря (1966), Б.А.Игошина, В.Ф.Муняева (1966):

1 — габбро-диабазы; 2 — динамосланцы, кристаллические породы (без расчленения); 3 — серпентиниты; 4 — зоны глубинных разломов; сульфидные рудопоявления: 1 — Новочеркасское, 2 — Вишневское, 4, 5 — Круторожино; 3 — Гайское месторождение

В межблоковых тектонических зонах картируются узкие полосы линейных сжатых складок, которые отпрепарированы денудацией и обнажаются в виде караваяобразных выходов. Древние полиметаморфизованные породы прослеживаются в виде тектонических клиньев. Эти породы изменены до состояния серицит-кварцевых метасоматитов, вторичных кварцитов; серицит-пиррофиллитовых и кварц-пиррофиллитовых пород.

Скопления пиррофиллита на Гайском месторождении имеют промышленное значение. Пиррофиллит широко рас-

пространен и в околорудных зонах сульфидных залежей Карабашского рудного узла. На Урале впервые пиррофиллит был диагностирован в образцах метаморфических пород Березовского золоторудного месторождения, расположенного около г.Екатеринбург. Кроме пиррофиллита в околорудных породах Гая были выявлены: гранат, глаукофан, флюорит, парагонит. Как показали детальные минералогические исследования, «серицитолиты» Гая представляют собой смеси слюдяных и развивающихся по ним глинистых минералов (типа ректорита). Такие породы имеют аномально древние значения абсолютного возраста по содержанию радиогенного аргона, что прямо указывает на древность исходного субстрата, подвергнутого длительному метаморфизму и динамодислокациям в линейных тектонических зонах, а затем подводному выветриванию.

Для Гайского рудного узла характерны своеобразные «конгломераты». Зоны конгломератов прослеживаются в виде быстро выклинивающихся тектонических линз. Обломки в конгломератах — линзовидно-уплощенные и ключевидные. Представлены они или однородными по литологическому составу породами, или тектоно-метасоматическими брекчиями. Чаше всего обломки в конгломератах — преимущественно пироксен-плагиоклазовые порфириды. Иногда это смесь глыбовых обломков порфиридов, полосчатых окремненных, карбонатизированных и гематитизированных пород, с обломками зерен кварца, плагиоклаза, пироксена, лейцита. Связующая масса таких «конгломератов» превращена в хлорит-лейкоксеновый, хлорит-пренитовый агрегат. Пренит развивается за счет плагиоклазов, совместно с кварцем и цоизитом, характерна «струйчатая хлоритизация». В цементе тектонических линз конгломератов наблюдался в виде игольчатых агрегатов пумпеллиит.

Поднятая в виде блокового горста глыба древних динамодислоцированных пород представляет собой фундамент древнего вулкана. Эта глыба превращена в тектонические клинья полиметаморфических сланцев и занимает явно секущее положение (см. рис. 2) по отношению к напластованию разбитых на блоки стратифицированных силуро-девонских осадочно-вулканогенных пород, окружающих глыбовый выступ. По-видимому, это эродированный протувулканический купол.

Э.Н.Баранов изучал в 1966 г. строение эндогенных геохимических ореолов на Гайской площади. В отчетных материалах он написал, что пластина динамосланцев в зоне крупного Калининского разлома картируется «в виде клина с расширением на глубине». «В центральной его части развиты вторичные кварциты, серицит-кварцевые и кварцево-серицитовые породы и сланцы, а во внешних зонах: альбитизированные, эпидотизированные, гематитизированные и карбонатизированные породы», а «вторичные кварциты отчетливо тяготеют к крупным нарушениям», они «содержат вкрапленность сульфидов и секутся многочисленными прожилками сульфидов», установлено, что «диаспор-пиррофиллитовые породы прослеживаются в виде маломощных невыдержанных линз со стороны лежащего бока Пятой рудной залежи... это максимально метаморфизованные разности среди измененных околорудных пород», а среди серицитолитов «...встречаются зоны каолинита, парагонита, пиррофиллита... Рудная зона окружена ореолом гематитизированных пород». Как показали полевые исследования, проведенные геолого-съемочными партиями в районе Гайского узла, развитие гематитизирован-

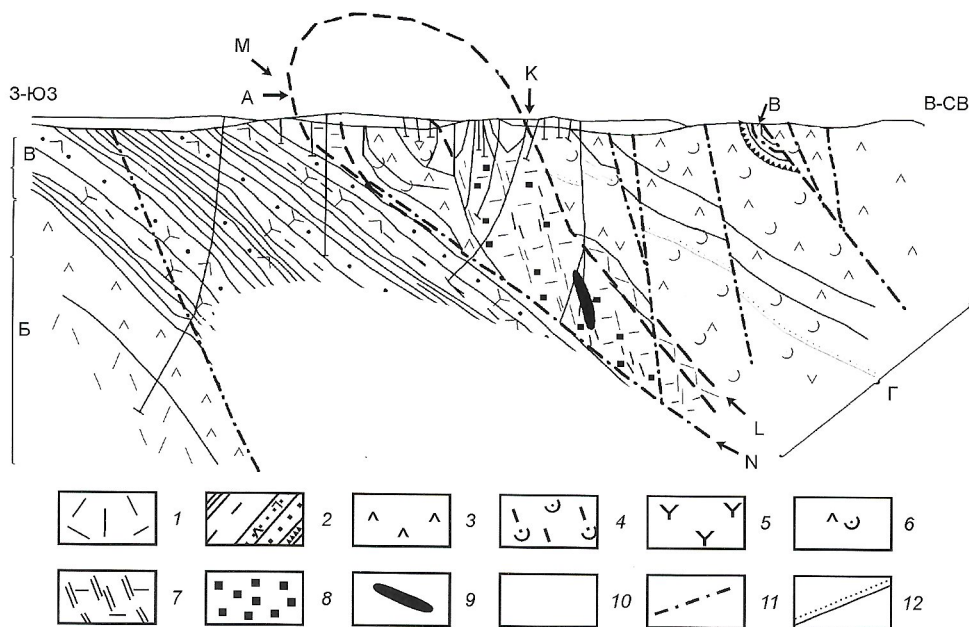


Рис. 2. Разрез участка Гайского месторождения. Составитель В.С.Нестеренко и др. (1988), детализация структурного положения рудомещающей зоны уточнена С.В.Воробьевой.

1 — кварцевые порфиры; 2 — слоистые вулканомиктовые отложения улутауской свиты среднего девона (D_{2ul}); 3 — андезитобазальты, андезитодациты; 4 — туфы и туфобрекчии липаритодацитов; 5 — нерасчлененные лавы; 6 — туфы и туфобрекчии андезитобазальтов; 7 — тектонические сланцы и блоки метасоматически измененных изверженных горных пород; 8 — вкрапленное сульфидное оруденение; 9 — сульфидная залежь; 10 — рыхлые отложения мезокайнозоя; 11 — разрывные нарушения; 12 — региональное несогласие; А — горстовое поднятие протовулканической структуры в зоне Калиновского взбросо-надвига; толщии стратифицированных отложений среднего палеозоя; Б — карамалыташская свита (D_{1-2}); В — улутауская свита (D_{2ul}); Г — баймак-бурибаевская свита (S_2-D_1); М-Н — зона Гайского надвига; К-Л — Калиновский взбросо-сдвиг

ных пород контролируют зоны разломов. Окисление железа (II) произошло за счет температурного воздействия в условиях динамодислокационных термальных процессов в окислительной обстановке. На Гайской площади в разломных зонах описаны «гематизированные полосчатые алевропелиты», кремнисто-хлористо-глинистого состава. Полосчатые алевропелиты представляют собой подвергнутые гидротермальной обработке и подводному выветриванию сланцы-диафториты, которые затем испытали сильное термальное влияние в окислительной обстановке и динамодислокации.

На Гайском месторождении протяженность внутриразломной рудоконтролирующей зоны на глубину оценивается в 3200 м, а размах промышленного оруденения превышает 1 км. Рудоконтролирующая зона отмечается комплексными эндогенными геохимическими аномалиями, выходами каолинизированных и обеленных пород. В этой тектонической зоне Н.А.Сибирская выделила и описала «жилые плагиогранит-порфиры, аплиты, диорит-порфиры».

Э.Н.Баранов отмечает полукольцевое распределение в пространстве отдельных ореольных зон на Гайском месторождении, которое подчинено сочетанию круто наклонных и пологих тектонических зон. Он отмечает в отчетных материалах, что существенное влияние на ореольную зону «оказывают зоны крутопадающих нарушений, выраженные в резком, скачкообразном изменении состава и строении ореолов в блоках пород, разграниченных этими нарушениями..., в рудах встречается плейчато-полосчатая структура, выраженная чередованием сульфидных и кремнистых слоев», указывающая на быстрое выпадение кремнистого геля.

На Гайском месторождении карьерами на большом протяжении были вскрыты мощные зоны рассланцованных пород [4]. Общая протяженность тектонической зоны по простиранию достигает 5 км, по падению она прослежена до 2 км и полностью не оконтурена. Ее видимая мощность достигает 500 м. На глубине 400—500 м от дневной поверхности горно-разведочными работами, как отмечают названные исследователи, был установлен пережим тектонической пластины, а по простиранию полоса динамосланцев носит ломаный, зигзагообразный характер, подчиняясь блоковому строению рудного поля. Висячем боку этой зоны отмечались тектоно-метасоматические брекчии по жильным породам (кварцевые порфиры, андезитовые порфиры, диабазы). Встречаются узкие зоны листоватых метасоматитов с тонкими жилами богатых сульфидных комплексных руд. Кварц-серицитовые породы, подвергнутые лимонитизации в зонах сквозных разрывов, порой содержат урановые концентрации.

По данным В.И.Скрипиля [2], сульфидные залежи Гая приурочены к верхней приосевой части горст-антиклинальной складки и ее замку, рудные залежи вытянуты в субмеридиональном направлении, они «линейно расположены относительно друг друга»; «сплошные руды составляют большую часть залежей месторождения в форме неправильных линз, тупо выклинивающихся или постепенно переходящих во вкрапленники». Тупое выклинивание наблюдается у крутых зон рассланцевания.

Наличие свежих колломорфных рудных образований в сульфидных рудах Гая, сочетающихся в пространстве с рудными катаклазитами и метаморфизованными рудными агрегатами, подвергнутыми термальному воздействию,

которое выразилось в пространственном обособлении, группировке концентрации минерального вещества, можно объяснить однозначно только наличием обстановки разуплотнения динамодислоцированных пород. Окислительный режим подтверждается наличием гипогенных борнитовых руд в Стержневой линзе [2].

Минеральный состав промышленных руд Гайского месторождения детально изучал Г.Н.Пшеничный (1957, 1960), состав очень сложный, он отражен в таблице.

Глыбово-блоковые гранитизированные сооружения были выровнены в процессе длительной денудации. Эти сооружения разделены протяженной сетью сочленяющихся субмеридиональных и субширотных расколов, которые как бы опоясывают данные глыбы. Тектонические зоны стресс-метаморфизма в общем региональном плане имеют прерывистое направление. Глыбово-блоковое строение подчеркивается «решетчатым» строением долинной речной сети, которая наследует крупные тектонические зоны, зоны погружения осей глыбовых орогенных складок и участки закарстованных пород. По периферии гранито-гнейсовых глыб картируются протовулканические купола-сателлиты. Горстовые глыбовые поднятия и узкие грабенообразные рифтовые впадины разделены пластинами динамосланцев, испытавших регрессивный метаморфизм, воздействие пневматолитических и гидротермальных процессов, сольфатарных процессов и подводное выветривание.

Крупные пластины древних динамосланцев в обрамлении глыбовых горстовых поднятий картируются как зоны моноклиналей, где зеленокаменные породы рассланцованы и смяты в линейные складки. Пластины динамосланцев картируются среди дислоцированных тел габбро-диабазов, пироксенитов, габбро-диоритов, кварцевых альбитофиринов, сиенитов, сиенит-порфиров, плагиогранитов, серпентинизированных перидотитов. Грабенообразные впадины заполнены толщами вулканогенно-осадочных и осадочных отложений. Глыбово-блоковые выровненные в процессе денудации поднятия образованы из субстрата докембрийских отложений. Динамодислокации начались, по-видимому, в живете и продолжались до верхнего палеозоя. Древние породы превратились в гнейсы, гранулиты, амфиболиты. Глубокометаморфизованные древние породы прорваны гранитными комплексами. Массивы гранитоидов являются синорогенными; в зонах гранитных интрузий с трудом прослеживаются реликтовые черты сложнопостроенных складчатых сооружений. Наиболее молодой верхнекарбонный возраст имеют лейкократовые граниты и гранит-порфиры, образующие купола кровли в гранитных плутонах и жильные тела. В верхнем палеозое—мезозое кристаллические массивы гнейсо-гранулитовых горных пород были вскрыты эрозионными процессами, поэтому происходила активизация тектонических глыбовых движений, поскольку кристаллические массивы служили активной средой массо-энергообмена. Интенсивные проявления динамодислокационных процессов фиксируются развитием гранитных катаклазитов. В зонах динамодислокаций глыбы древних кристаллических пород испытывали регрессивный метаморфизм и зеленокаменное перерождение и стресс-метаморфизм. Полиметаморфизованные и динамодислоцированные породы благоприятны для рудной концентрации.

Моноклиальные пластины древних пород в обрамлении блоковых докембрийских выступов опрокинуты, за-

прокинуты, подвернуты, нарушены сдвиго-надвиговыми перемещениями и разбиты диагональными разломами на блоки. В плане такие зоны носят волнообразный или ломаный зигзагообразный характер и завуалированы среди стратифицированных вулканогенно-осадочных отложений, заполняющих субмеридиональные и субширотные рифтовые впадины. В опрокинутых структурах древние динамосланцы перекрывают молодые стратифицированные отложения.

Как показывает анализ материалов геологоразведочных работ, внутриразломные зоны широко развиты в районе Гайской площади. Юго-восточнее Гая находятся Шарыповский и Борковский участки, где в тектонических зонах были установлены выходы кварц-гематитовых пород, турмалинизированных зеленокаменных пород. Мощная разломная тектоническая зона установлена на Зареченском участке, с поверхности зона прослеживалась марганцево-бурожелезняковыми развалами, а на глубине в этой зоне скважинами колонкового бурения были подсечены кварц-серицитовые сланцы со скоплениями серного колчедана; подобная тектоническая зона отмечалась обширным комплексным геохимическим ореолом Cu, Zn, Pb. Эта зона уходит в Казахстан, приурочена она к поднятию пород, где в линейных порах выветривания определены геохимические аномалии Cu, Zn, Ni.

Разведочными работами тектоническая зона установлена на Вишневом участке. С поверхности в ней отмечались глыбовые развалы пористых бурых железняков, сменявшихся на глубинах 20—60 м густовкрапленными существенно пиритовыми рудами, а для глубин 140—260 м характерны повышенные (до 1%) содержания Cu и Zn (до 0,5—1%). Такие концентрации связаны с пирит-халькопиритовым вкрапленно-прожилковым оруденением. В данной зоне отмечались повышенные содержания Pb, Zn, As, Ge, Ag, Sn, Mo, Ba и Cd.

В 1957 г. О.А.Ломаков провел южнее Гайской структуры, на Репино-Круторожинской поисковой площади, геофизические работы методом симметричного профилирования с одновременным пересечением участка профилями ВЭЗ. В процессе этих работ выяснилось, что электропроводящие зоны прямо фиксируют линейные коры выветривания. Линейные коры тяготеют к зонам обрамления блоковых выступов габбро-диабазов. В контактовых зонах с телами габбро-диабазов зеленокаменные породы альбитизированы, эпидотизированы, окварцованы, гематитизированы, участками турмалинизированы и содержат густую вкрапленность магнетита, кроме того, отмечались ильменит, титаномagnetит, пирротин, мартит, гематит. Блоковые выступы габбро-диабазов отличаются высокой плотностью ($2,85 \pm 0,002 \text{ г/см}^3$), а линейные тектонические зоны — повышенной магнитной восприимчивостью ($200:5000 \times 10^{-6} \text{ СГС}$). Блоки габбро-диабазов в ядрах горст-антиклинальных складок отличались повышенными, по сравнению с кларковыми числами, содержаниями олова и бериллия; в протоочках габбро-диабазов установлен турмалин. В разрывных зонах, среди дислоцированных тел габбро-диабазов, картируются листоватые хлоритизированные и гематитизированные сланцы с сульфидными концентрациями.

С Репино-Круторожинским блоковым выступом габбро-диабазов пространственно ассоциируют кварц-гематитовые породы, которые картируются в межблоковых зонах. Выходы этих пород сопровождаются обширными

шлиховыми ореолами киновари, самородного золота, халькопирита, барита, пентландита, пирита. Такие ореолы были выявлены, например, Е.С.Контарем (1964) в районе р.Елшанка. Следует отметить, что блоковые выступы окварцованных и гематитизированных метаморфических пород в тектонических зонах порой образуют причудливые возвышенности, например гряда Динозавр в районе Елшанско-Репино-Круторожинской поисковой площади. Породы гряды Динозавр изучались шурфами; опробованием в этих породах были установлены повышенные концентрации Pb (до 0,8%), Zn (до 0,04%), Ag (до 2,5 г/т).

В зонах тектонического обрамления блоковых выступов размещаются и сульфидные залежи Северо-Орского и Орского рудопоявлений. В Орской структуре, по данным разведочных работ, сланцевая толща имеет падение на восток под углом 40° и разбита разломами, рудная зона была подсечена на глубине 260—400 м, она имела вертикальное направление и представлена брекчированными кварц-гематитовыми породами с вкрапленностью сульфидов.

На севере Гайской площади известно рудопоявление горы Мордовка. На склонах этой горы на северо-западе и севере были закартированы выщелоченные обеленные и раздробленные породы, каолинизированные и ярозитизированные. В западной части склона горы отмечались гидрохимические аномалии, тектонические обломки и глыбы ожелезненных пород в линейной тектонической зоне, которая с поверхности представлена линейной корой выветривания. Эта зона изучена шурфами только до глубины почти 9 м.

В запад-юго-западном подножье горы Мордовка геофизическими методами была выделена «тектоническая зона проводимости».

Мощные зоны прокварцованных рассланцованных пород, минерализованные сульфидами, были выявлены поисково-разведочными работами на Ново-Николаевском и Западно-Николаевском участках. Методом ВЭЗ в пределах Ново-Николаевского участка установлены линейные зоны электропроводимости. Одна из них совпадала с выходом кварц-гематитовых пород, вторая — с телом вторичных кварцитов. Содержание Au в штучных пробах 0,4—5 г/т, Ag до 4 г/т, Cu до 0,01%. На участке «Рудная горка» определены бурые железняки шляпного типа, линейные электроаномалии.

Как показал опыт разведочных работ, гематитизация — косвенный поисковый признак наличия сульфидного рудения. Зоны гематитизированных пород охвачены кактаклазом.

Проявление сольфатарной деятельности в районе Гайского рудного узла фиксируется освещением гематитизированных пород.

В Орском Зауралье, в непосредственной близости к плагиогранитным массивам, во внутриразломных зонах тектонического обрамления, среди метасоматических пород, тесно ассоциирующих с динамодислоцированными телами габбро-перидотитового комплекса, встречаются сравнительно мелкие, но многочисленные тела сульфидных руд. Руды существенно пирит-халькопиритовые, содержат в подчиненном количестве теннантит и отличаются повышенными геохимическими концентрациями Co, Mo, Sn, Bi, In, Ga. Концентрации кобальта достигают в отдельных случаях промышленного содержания, источником его служит кобальтоносный пирит, в разрезе имеющий вид пента-

гональных зерен. В рудах отмечаются крупные выделения магнетита.

В эндоконтактовых оторочках динамодислоцированных тел гранодиоритов картируются гранат-эпидот-пироксен-амфиболовые метаморфические породы, насыщенные титаномагнетитом; с такими зонами обнаруживается пространственная связь медно-кобальт-никелевое рудение, а арсенидам никеля и кобальта сопутствует богатая урановая гидротермальная минерализация. Окисление насыщенных титаномагнетитом гранат-эпидот-пироксен-амфиболовых пород приводит к образованию вторичных бурых железняков. Такие бурые железняки состоят в основном из гематита, гидрогематита, гётита, но могут содержать значительные количества лимонита, кварца, карбонатов, в случае окисленных сульфидных выходов.

С зонами скарнов, сопровождающих динамодислоцированные штоки кварцевых диоритов, связаны сложные по морфологии жилообразные зоны сульфидно-магнетитовых руд мощностью до 20 м, а вкрапленные медные богатые руды, которые сопровождаются концентрациями молибдена, сопутствуют железистым разностям скарнов. Выходы разложенных рудных скарнов дают происхождение «медистым глинам с малахитом».

На южном окончании восточного борта Магнитогорского прогиба, на границе с Мугоджарским мегаантиклинорием, размещается Среднеорский рудный район. На западе его граница проходит по борту Орской впадины, на севере — Коктюбинскому, а на востоке — Кошенсайскому гранитному массиву. Район представляет собой полосу глыбово-блоковых поднятий, между которыми грабенообразные впадины. В этом районе были выявлены месторождения: Приорское, Авангард, 50 лет Октября, которые находятся в непосредственной близости к гранитным массивам.

Приорское месторождение приурочено к юго-восточному крылу брахискладки, образованной динамосланцами, и вытянутой в северо-восточном направлении. В лежащем боку сульфидной залежи проходит тектонический разлом северо-восточного направления (падение на ЮВ под углом 60—70°). В этой тектонической зоне породы превращены в метасоматиты кварц-биотит-серицитового состава, а зеленокаменные породы в висячем боку сульфидной залежи эпидотизированы. Сульфидная залежь сложной морфологии; она представляет собой крутонаклоненную линзу с многочисленными апофизами, ориентированными в субпослойном, с вмещающими рассланцованными породами, направлении. В тектонической зоне в лежащем боку сульфидной залежи картируется интрузия гранодиоритов. Рудовмещающая зона насыщена дайками кварцсодержащих диабазов и кварцевых порфиров. В лежащем боку рудной залежи распространены халькопирит-магнетитовые руды, сменяющиеся гипсометрически выше халькопирит-пирротиновыми и сфалерит-пиритовыми. Руды содержат арсенопирит, марказит, блёклые руды, гематит, галенит, молибденит, кубанит. Жильные минералы в рудах представлены кварцем, серицитом, кальцитом, хлоритом, апатитом, сидеритом.

На месторождении «50 лет Октября», которое размещается в северо-западном крыле Талдысайской синклинали, вблизи восточного контакта Ащильсайского плагиогранитного массива, установлены крутопадающие субмеридиональные и субширотные тектонические зоны. В процессе разведочных работ были выявлены три тектонических блока: Северный, Центральный и Южный. В каждом из таких

блоков находятся пространственно обособленные одноименные сульфидные залежи. Южная и Центральная рудная залежи контролируются (ограничены) разломами, при этом на западе рудные тела контактируют с плагиогранитами.

А.В.Ключихин в 1947 г. обнаружил в Орском Зауралье выходы пиритизированных кварц-серицитовых пород в районе Теренсая при поисках марганцевых руд, а в 1950 г. М.С.Недожогин в районе Теренсая выявил крупную тектоническую полосу протяженностью около 20 км. Во внутриразломной зоне залегают метасоматиты. Они представлены хлорит-кварцевыми, серицит-кварцевыми, эпидот-кварц-серицитовыми, альбит-эпидот-хлоритовыми, карбонат-кварц-хлоритовыми породами. В протоочках метасоматитов установлены гранат, мусковит, биотит, апатит, сфен, рутил, магнетит, роговая обманка, актинолит. В метасоматитах отмечалась повсеместная рассеянная сульфидная минерализация, участками вкрапленность сульфидов достигает 10—40% объема этих пород. Зоны метасоматитов характеризуются повышенными аномальными геохимическими содержаниями Co, Ni, Mo, Pb, Sn, Au, As, Sb, Ag, Ba. Рассеянный характер рудной минерализации обусловлен отсутствием надежных экранирующих структур. Такие тектонические зоны, где развиты вскрытые эрозией метасоматиты, отмечаются в рельефе тектоническими просядками.

Гидротермально проработанные породы в межблоковых зонах хорошо прослеживаются с помощью геофизических электроразведочных методов. Эти зоны выделяются отрицательными магнитными аномалиями. В линейных корях выветривания, развивающихся по метасоматитам во внутриразломных зонах, встречаются небольшие линзообразные и гнездообразные тела вторичных бурых железняков, которые бывают омарганцованы. Линейные щебенисто-глинистые коры выветривания по метасоматитам, пространственно ассоциирующим с телами габбро-диоритов и кварцевых диоритов, могут быть золотосны.

По данным поисково-разведочных работ в Орском Зауралье ороговикованные породы, обогащенные магнетитом (в зонах тектонического обрамления блоковых выступов), сопровождаются пирит-халькопиритовым оруденением, которое сопутствует зонам окварцевания ороговикованных пород. Такие зоны характеризовались повышенными концентрациями кобальта.

Крутонаклонная морфологически сложная залежь халькопирит-пирротитовых, халькопирит-магнетитовых, сфалерит-пиритовых руд (во внутриразломной зоне), связанных с кварц-биотит-серицитовыми, метасоматитами, развивающихся в пространственной близости с телом гранодиоритов, была исследована на Приорском месторождении. Руды содержат арсениопирит, молибденит, кубанит, галенит, гематит. Жильные минералы в рудах представлены кварцем, серицитом, кальцитом, хлоритом, апатитом, сидеритом.

В обрамлении Камсакского глыбового гнейсогранитного выступа во внутриразломных зонах тектонического обрамления открыты месторождения 50 лет Октября и Весенне-Аралчинское. Рудные цепочно располагающиеся залежи Весенне-Аралчинского рудного поля сосредоточены во внутриразломной зоне крупного долгоживущего Весенне-Аралчинского разлома, который разделяет Камсакский блоковый выступ и Балкимбайско-Домбаровский грабенообразный прогиб. На Весенне-Аралчинском месторождении разведочными работами были выявлены наиболее крупные сульфидные залежи Весенняя и Пограничная, имеющие

форму крутопадающих жил, локализованных в зонах катаклазитов, картируемых среди динамопластин и метаморфизованных основных изверженных горных пород. Морфология Весенней залежи по данным разведочных работ контролируется сочетанием крутых разрывных нарушений, зон рассланцевания и пологих полостей отслаивания в динамосланцах. Раздувы мощности рудной залежи достигают максимума вблизи поперечных разломов, в местах раздува эта залежь картируется среди кварц-кордиерит-биотитовых пород, несущих густую наложенную прожилково-вкрапленную рудную минерализацию. Рудные минералы представлены преимущественно пиритом, реже халькопиритом, сфалеритом, пирротитом. Весенняя залежь в северной части выходит на дневную поверхность. Здесь буровыми скважинами были вскрыты линейные зоны каолинизированных пород с густой вкрапленностью пирита.

Пограничная и Весенняя залежи сплошных сульфидных руд соединены между собой грибообразным рудным телом — «проводником», которое локализовано между диагональными разломами и насыщено телами габбро-диабазов и долеритов.

Из изложенных фактов, являющихся итогом детального и углубленного изучения данного района автор путем обобщения различных материалов 2000—2001 гг. конкретизировал прямые поисковые признаки возможного присутствия комплексных руд данного морфогенетического типа и наметил типовые обстановки их нахождения:

1. Поисковыми признаками крутонаклонных рудных залежей описанного морфогенетического типа служат: прототектонические купола-сателлиты в обрамлении гранитогнейсовых глыб;

зоны моноклиналей, насыщенные дислоцированными телами габбро-диабазов, пироксенитов, габбро-диоритов, кварцевых альбитофиров, сиенитов, платогранитов;

столбообразные и полукольцевые в плане комплексные геохимические ореолы Cu, Zn, Pb, As, Sb, Mo, Ba, Ag;

выходы шляпных бурых железняков;

зоны охристых и каолиновых скоплений с оксидами меди, гидроксидами железа и марганца;

выходы осветленных гематитизированных пород;

зоны тектоно-метасоматических брекчий кварцевых альбитофиров;

минерализованные сульфидами и гидротермально проработанные зоны рассланцевания, насыщенные жильными разновозрастными телами;

выходы минерализованных сульфидами вторичных кварцитов;

зоны гидротермально проработанных контактовых термально-метаморфизованных пород;

зоны филлитов, кремнистых гематитизированных пород;

зоны актинолитовых, антигоритовых сланцев, листовитов;

зоны кварц-серицитовых пиритизированных сланцев;

выходы ноздревато-пористых кварцитов;

зоны тектонических просядков над метасоматитами во внутриразломных зонах; наличие «медистых глин»;

выходы сернокислотных напорных подземных вод.

2. В изученном районе концентрации комплексных руд пространственно связаны с развитием сланцев-диафоритов. Околорудные породы обнаруживают ряд длительных метаморфических преобразований: контактово-термальный динамометаморфизм, диафорез, наложенный щелоч-

ной метасоматоз, пневматолитические и среднетемпературные гидротермальные изменения, сольфатарное воздействие. В зонах сквозных разломов сульфидоносные кварц-серицитовые породы лимонитизированы и порой содержат гидротермальные урановые концентрации.

3. Для локализации залежей благоприятны зоны крупных флексурных разворотов, запрокинутые, подвернутые асимметричные и опрокинутые линейные складчатые структуры, связанные с блоковыми выступами динамодислоцированных кристаллических пород пронизанные гранитоидами базальтоидной ветви.

4. Следует обратить внимание на зоны метасоматитов в районе Орского Зауралья, тесно связанных с телами габбро-перидотитового комплекса, находящихся в пространственной близости с массивами плагиогранитов где возможны концентрации кобальта и меди; зоны эндоконтактовых оторочек в динамодислоцированных телах гранодиоритов, насыщенных титаномагнетитом — концентрации медно-кобальт-никелевого оруденения; зоны железистых скарнов, сопровождающих штоки кварцевых диоритов — концентрации меди и молибденита (железистые скарны дают происхождение «медистым глинам»).

5. Промышленные сульфидные концентрации связаны только со структурами, надежно экранированными в палеозойском периоде.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гаррис М.А., Пшеничный Г.Н. О возрасте околорудных метасоматитов Гайского месторождения // Тр. одиннадцатой сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. — М., 1963. С. 246—252.
2. Геология СССР. Т. XIII. Ч. 11. — М.: Недра, 1966.
3. Дюпарк Л., Сигг Г. Медные месторождения Сысертской дачи на Урале // Тр. геологического комитета. Новая серия. 1914. Вып. 101. С. 91.
4. Нестеренко В.С., Буслаев Ф.Л., Ярош П.Я., Молошаг В.П. Гайское месторождение // Медноколчеданные месторождения Урала. Геологическое строение. — Свердловск, 1988. С. 120—131.
5. Спасский Н.А. Главнейшие месторождения медных руд Свердловской и Челябинской областей // Геология СССР. Т. XII. Ч. 11. — М.: Госгеолгиздат, 1947.
6. Труды Горно-геологического института. УФАН. 1960. Вып. 35. С. 123—127.
7. Stikney U.W. The pyritic copper deposits of Kyshtim Russia // *Ekonomik Geology*. 1915. Vol. 10. № 7. P. 593—633.

Гидрогеология и инженерная геология

УДК 556.3.01:061

© В.А.Поляков, Л.Г.Соколовский, 2004

Скорость водообмена в различных гидрогеодинамических зонах

В.А.ПОЛЯКОВ, Л.Г.СОКОЛОВСКИЙ (ВСЕГИНГЕО)

Определение скорости водообмена в различных гидрогеодинамических зонах в настоящее время приобрело большое практическое значение, прежде всего при оценке запасов подземных вод разного народнохозяйственного назначения (хозяйственно-питьевые, минеральные, термальные, промышленные), их защищенности (уязвимости) от техногенного загрязнения, обоснования оптимального режима эксплуатации месторождений подземных вод. Очень важно определение скорости и при установлении перспектив нефтегазоносности регионов, геохимических процессов в зоне гипергенеза, прогноза водопритоков в осваиваемые месторождения твердых полезных ископаемых и др.

Наиболее глубокой и полной до сих пор остается схема зональности и условий формирования подземных вод, которую разработал Н.К.Игнатович еще в 1943 г. [2]. Напомним, что главный смысл этого известного основополагающего исследования заключается в выделении в геологическом разрезе трех гидрогеодинамических зон:

активного водообмена (подземный сток участвует в активном водообмене с поверхностью);

затрудненной циркуляции подземных вод (подземный сток затруднен — водообмен замедленный);

застойного водного режима (подземный сток проявляется лишь в масштабе геологического времени).

Первым двум зонам соответствует геохимическая зона гипергенеза, третьей — зона катагенеза. На примере Подмосковского артезианского бассейна и Северного Кавказа автор [2] допускает, что зона свободного водообмена находится под влиянием дренажа речной сети (иногда до

глубины 300 м и более). Зона затрудненной циркуляции подземных вод приурочена к глубоким частям проточных артезианских бассейнов до глубины 600 м, а в горных областях — до 2000 м. Зона застойного водного режима распространена в глубоких частях артезианских бассейнов. Однако в гидрогеологически изолированных (закрытых) структурах ее положение может быть близким к поверхности.

С каждой гидрогеодинамической зоной последовательно связываются гидрогеохимические зоны и условия формирования химического состава подземных вод, а также их народнохозяйственное значение. Выделены гидрогеодинамические зоны на примере Подмосковского артезианского бассейна и Северного Кавказа. Как видно, в этой схеме отсутствуют количественные оценки скорости водообмена, как, впрочем, и в последующих многочисленных исследованиях данного направления.

Схема Н.К.Игнатовича до сих пор широко используется в прикладных и научных целях в отечественной гидрогеологии. Вместе с тем современное ее состояние и произошедшие в последние десятилетия изменения гидрогеологических условий — особенно в горно-промышленных районах, на территориях крупных промышленных центров и городских агломераций позволяют трансформировать некоторые ее положения.

Например, на Кавказе, на Минераловодском структурном выступе в интервале глубин 400—1400 м в отложениях верхней юры — нижнего мела по расчетам Н.С.Погорельского скорость движения подземных вод составляет

75—720 м/год в зонах тектонических нарушений и 10—15 м/год вне этих зон [4]. Такой интервал по схеме Н.К.Игнатовича мог быть отнесен к зоне затрудненного водообмена, а скорее, — к зоне застойного водного режима. Однако приводимые скорости движения подземных вод не соответствуют предложенным Н.К.Игнатовичем условиям.

А.И.Кашин, А.А.Бутылин, Б.Н.Саральнов (1965) отмечают наличие на Садонском, Эгидском, Буронском, Холстинском и Архонском рудниках Северной Осетии нескольких мощных коллекторов-карманов подземных вод со статическими запасами, которые связаны с зонами тектонических разломов. Они находились на разной глубине относительно дна долин: 200—400 м ниже их или относительно неглубоко от водоразделов (Холстинский рудник). Здесь крупный водоприток наблюдался из гранитов. Его первоначальный расход достигал 150 л/с. Через 3 суток он снизился до 10 л/с, а затем, постепенно уменьшаясь, через 4 месяца совсем иссяк. В этом случае выше речной сети метеогенные воды находились в зоне застойного режима, и проходка горной выработки привела к быстрой смене гидрогеодинамической зональности. Таких примеров полного или частичного несоответствия конкретных гидрогеологических условий принципам схемы гидрогеодинамической зональности можно привести много.

Представляется, что на современном уровне развития гидрогеологии в горных областях, на пограничных с ними территориях и в регионах с сильно расчлененным рельефом приемлемы следующие градации скорости водообмена и соответствующие им условия формирования подземных вод:

Очень быстрая (дни, недели). Подземные воды исключительно метеогенные. Химический состав формируется преимущественно за счет мгновенной метаморфизации (десятки минут) при соприкосновении атмосферных осадков с поверхностью Земли (почвы, коры выветривания). Насыщение подземных вод в зоне транзита макро- и микроэлементами за счет выщелачивания и растворения коренных пород (в основном продукты их физического и химического разрушения) весьма ограничено.

Быстрая (месяцы). Подземные воды исключительно метеогенные. Наряду с мгновенной метаморфизацией атмосферных осадков возрастает роль процессов выщелачивания и растворения водовмещающих пород.

Продолжительная (первые годы—десятки лет). Подземные воды исключительно метеогенные. Помимо отмеченных факторов в формировании химического состава подземных вод начинают проявляться процессы смешения с инфильтрационными водами, аккумуляция которых могла происходить в иных климатических и неотектонических условиях.

Весьма продолжительная (сотни лет—первые тысячи лет). Подземные воды инфильтрационные и древнеинфильтрационные. Начинают проявляться процессы смешения с реликтовыми водами (в т.ч. и седиментационными). Активно происходит вытеснение реликтовых вод в направлении движения потока. Образуются неустойчивые контакты инфильтрационных и реликтовых вод.

Замедленная (десятки тысяч—первые сотни тысяч лет). Преобладают древнеинфильтрационные воды. Доля современных инфильтрационных вод минимальна или она вообще отсутствует. Устойчивы контакты древнеинфильтрационных вод с реликтовыми (седиментационными и элизионными). Начинает проявляться гидротектонический режим, когда движение подземных вод определяется перестройкой структурного плана. Химический состав подземных вод формируется в результате смешанных вод разного генезиса и активного ионного обмена с водовмещающими породами.

Весьма замедленная (первые миллионы—десятки миллионов лет). В равной степени распространены седиментационные, элизионные и древнеинфильтрационные воды. Устойчивы контакты древнеинфильтрационных и седиментационных вод. Активизируется гидротектонический режим. Основные факторы формирования химического состава — ионный обмен с водовмещающими породами, в меньшей степени — смешение вод различного генезиса и насыщение их продуктами метаморфизации и дегидратации пород промежуточного структурного этажа.

Исключительно медленная (более десятков, сотен миллионов лет). Распространены седиментационные, элизионные и очень древние инфильтрационные воды (первого континентального цикла за период седиментационного цикла). Гидротектонический режим доминирует над элизионным. Химический состав подземных вод формируется в результате длительного ионного обмена с водовмещающими породами, перетока и смешения вод из других гидрогеологических таксонов, в т.ч. подземных вод и флюидов, образующихся в результате метаморфизации и дегидратации пород промежуточного структурного этажа и кристаллического фундамента в обстановке высоких температур и давлений [9].

Оценка скорости водообмена со столь высокой точностью и в очень широком временном интервале вполне возможна при использовании комплекса изотопных методов (см. таблицу).

Использование D и ^{18}O при оценке очень быстрой и быстрой скоростей водообмена основывается на системати-

Основные радиоактивные и стабильные изотопы, используемые для определения времени пребывания (возраста) подземных вод

Скорость водообмена	Изотоп или изотопное отношение	Период полураспада, лет
Очень быстрая (дни—недели)	$^{226}\text{Ra}/^{222}\text{Rn}$ D, O^{18}	^{226}Ra , 1600 ^{222}Rn , 3,8 суток
Быстрая (месяцы)	$^{226}\text{Ra}/^{222}\text{Rn}$ D, O^{18}	
Продолжительная (первые годы—десятки лет)	^3H	12,4
Весьма продолжительная (сотни лет—тысячи лет)	^3H , ^{32}Si , ^{14}C	^{32}Si , 280 ^{14}C , 5730
Замедленная (десятки тысяч—первые сотни тысяч лет)	^{14}C , ^{36}Cl , ^{129}I D, ^{18}C	^{14}C , 5740 ^{36}Cl , 300 000 ^{129}I , 1 600 000
Весьма замедленная (первые миллионы—десятки миллионов лет)	^{36}Cl , ^{129}I , ^{40}K $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$	^{40}K $1,28 \cdot 10^9$
Исключительно медленная (десятки миллионов—сотни миллионов лет)	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$	

ческом одновременном определении этих изотопов в атмосферных осадках и подземных водах. По содержанию таких изотопов уверенно определяются воды, аккумуляция которых произошла в холодный сезон (наиболее низкие значения δD и $\delta^{18}O$) и теплое время года (самые высокие величины δD и $\delta^{18}O$), в соответствии с чем устанавливается и более точное время формирования подземных вод [5, 10—12].

Достаточно надежно использование D и ^{18}O и при оценке времени формирования подземных вод в плейстоцене и голоцене (тысячи—десятки лет), когда наблюдалось сильное похолодание климата и содержание D и ^{18}O в атмосферных осадках и поверхностных водах было значительно ниже по сравнению с современным.

В.А.Поляков с сотрудниками привел пример успешного использования D , ^{18}O , T , ^{14}C при оценке генезиса и динамики подземных вод прибрежного водозабора г.Таллин. Здесь с начала его эксплуатации в 1973 г. и до 1991 г. минерализация подземных вод кембро-вендского водоносного горизонта возросла от 0,3 до 0,9 г/л. По мнению местных специалистов, это произошло вследствие нисходящей фильтрации вод Таллинского залива через толщу лантовасских глин (Є). По результатам изучения изотопного состава подземных вод было установлено, что независимо от величины минерализации данные воды отличаются аномально низкими значениями δD (–169...–159‰ и ^{18}O (–22,2...–19,8‰) при повсеместном отсутствии T . Содержание ^{14}C составило 6,7—16,8‰ современного углерода, что эквивалентно исправленному «радиоуглеродному возрасту» подземных вод 13—15 тыс. лет. Все это убедительно доказывает отсутствие современного поступления вод Таллинского залива, величины δD и $\delta^{18}O$ в водах которого равны соответственно (–52...–6,2‰). Авторы статьи пришли к выводу, что подземные воды накопились во время распада Фенно-Скандинавского ледника и образования Балтийского ледникового озера [6].

По отношению активностей радия и радона можно оценить «возраст» подземных вод от 1 года до 2000 лет приблизительно. Дочерние продукты ^{238}U — ^{226}Ra и ^{222}Rn . Их периоды полураспада составляют 1600 лет и 3,83 дня, соответственно. Переход радия из горных пород в подземные воды обусловлен процессами выщелачивания, а радона — эманирования. В водонасыщенных средах оба процесса определяются диффузионным переносом компонентов из скелета породы в жидкую фазу. Для большинства горных пород в естественном залегании скорость эманирования радона примерно в 10—100 раз выше скорости выщелачивания радия.

Метод определения возраста подземных вод по Ra/Rn был предложен В.В.Чердынцевым в 1956 г. Формула В.В.Чердынцева, модифицированная В.В.Рудзенко и В.Т.Дубинчуком, имеет вид:

$$\tau = \frac{q_2}{q_1} 2300 \frac{A_{Ra}}{A_{Rn}}, \quad (1)$$

где τ — «возраст» (время пребывания в недрах) воды; q_2 , q_1 — скорость эманирования радона и выщелачивания радия из природы в воду; A_{Ra} , A_{Rn} — удельная активность радия и радона в воде, Бк/л; 2300 — средняя продолжительность жизни ^{226}Ra . Принимаем q_2/q_1 равным 10 для подземных вод в рыхлых четвертичных отложениях, 50 — трещинных подземных вод осадочных карбонатных пород; 100 — трещин-

ных вод монолитных метаморфических и изверженных пород.

Тритий (3H или T) образуется в результате взаимодействия вторичных нейтронов, генерируемых космическими лучами, с ядрами атмосферного азота. Он является мягким β -излучателем с периодом полураспада $T_{1/2}=12,4$ года. Другой более мощный источник его поступления в атмосферу — термоядерные испытания, начатые в 1952 г., а также деятельность АЭС и предприятий по переработке ядерного топлива.

До термоядерных испытаний концентрация T в атмосферных осадках изменялась от 2 до 40 ТЕ в зависимости от сезона года и континентальности региона. В 1963 г. в некоторых районах северного полушария концентрация T достигала 10 000 ТЕ. В 2001 г. его концентрация в атмосферных осадках на территории Европейской части России изменялась от 14 до 22 ТЕ.

Тритий — идеальная «природная метка», характеризующая современные атмосферные осадки и связанные с ними поверхностные и подземные воды. Он практически не образуется в недрах Земли, поэтому его количество в подземных водах, потерявших связь с атмосферой, уменьшается во времени в результате радиоактивного распада. Техногенный тритий — своеобразная метка «глобального загрязнения». Возраст подземных вод по T определяется до 50 лет по поршневой и до 800 лет по экспоненциальной модели [5, 10—12].

По радиоуглероду (^{14}C) «возраст» подземных вод может быть определен до 40 тыс. лет. В естественных условиях он образуется в атмосфере в результате взаимодействия вторичных нейтронов, генерируемых космическими лучами, с ядрами ^{14}N . Период полураспада ^{14}C равен 5730 ± 30 лет. На Земле он распределен достаточно равномерно и его вариации в биосфере не превышают 5%. В результате проведенных испытаний термоядерного оружия в атмосфере концентрация ^{14}C в атмосферном диоксиде углерода к началу 60-х годов XX в. возросла почти в 2 раза по сравнению с естественным уровнем (до 200% стандарта современного углерода). Количество ^{14}C в закрытых системах, утративших связь с атмосферой, убывает во времени, подчиняясь закону радиоактивного распада, что и используется при определении возраста подземных вод. Исправленный возраст подземных вод по радиоуглероду рассчитывается по формуле:

$$\tau = 8268 \ln \frac{-5,6\delta^{13}C}{A_{пр}}, \quad (2)$$

где τ — возраст воды, лет; $\delta^{13}C$ — изотопный состав стабильного углерода карбонатной системы воды, ‰ РДВ; $A_{пр}$ — активность ^{14}C в пробах, % ст. сов. углерода; 8268 — средняя продолжительность жизни ядер ^{14}C .

Радиоуглерод образуется только в поверхностных условиях, являясь своеобразным глобальным «компонентом загрязнителем» земной поверхности. Его количество в атмосфере и биосфере практически не изменяется в пределах радиоуглеродной возрастной шкалы (0—50 тыс. лет), что справедливо для возрастного интервала, предшествовавшего термоядерным испытаниям. Под землей количество ^{14}C уменьшается не только в результате радиоактивного распада, но и за счет разубоживания карбонатной системы подземных вод «мертвым» (не содержащим ^{14}C) углеродом. Этот процесс можно учесть по изотопному составу

стабильного углерода растворенных карбонатных компонентов по формуле (2).

Содержание ^{14}C в углеродсодержащих соединениях атмосферы, биосферы и гидросферы составляет, примерно, $10^{-10}\%$, для стабильного изотопа углерода (^{13}C) оно значительно выше (1,12%). Наиболее обогащены ^{13}C и сравнительно постоянны по изотопному составу морские карбонатные осадки ($\delta^{13}\text{C}_{\text{cp}}=0\%$). По сравнению с ними атмосферный углекислый газ обеднен этим изотопом на 7—8%. В наземных растениях $\delta^{13}\text{C}_{\text{cp}}=25\%$. Близкий изотопный состав имеет почвенный углекислый газ.

Для замедленной скорости водообмена помимо ^{14}C может быть использован ^{36}Cl , а для весьма замедленной и исключительно медленной ^{129}I , $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ и $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$.

Гелий-аргоновый метод определения возраста подземных вод был предложен В.Н.Савченко еще в 1935 г. В основе метода лежит предположение, что, находясь в замкнутой гидрогеологической системе, подземные воды постепенно обогащаются радиогенным гелием. При этом содержание аргона унаследовано со времени их поверхностного существования и в подземных условиях остается постоянным. «Возраст» воды вычисляют по формуле:

$$t = \frac{\text{He}}{\text{Ar}} 77 \cdot 10^6. \quad (3)$$

В дальнейшем формула В.Н.Савченко неоднократно уточнялась. При этом значение постоянного члена в ней по данным разных авторов в зависимости от содержания в породах урана и тория изменялось от 25×10^6 до 190×10^6 . Наиболее приемлема минимальная величина постоянного коэффициента, теоретически рассчитанного А.А.Козловым, и формула приобретает вид:

$$t = \frac{\text{He} 25 \cdot 10^6}{\text{Ar}}, \quad (4)$$

где He, Ar — объемное содержание гелия и аргона в исследуемой пробе, %.

Этот метод относительно сложен для практического использования. Во-первых, следует применять при отборе проб глубинные пробоотборники и специальные подъемные устройства. Во-вторых, при отборе пробы может происходить неконтролируемая дегазация пробы, что приводит к изменению «истинного» He/Ar в пласте. В третьих, ^{40}Ar образуется в породах в результате распада ^{40}K путем К-захвата.

Более прост аргон-аргоновый метод, который в 1967 г. предложили Э.К.Герлинг и И.Н.Толстихин. По такому методу время пребывания (возраст) воды в изученном водоносном горизонте определяется по отношению радиогенного аргона-40 (Ar_{rad}) к воздушному аргону (Ar_{air}).

Образуется ^{40}Ar за счет распада ^{40}K , входящего в состав водовмещающих пород путем К-захвата. Из горных пород ^{40}Ar переходит в подземные воды и накапливается в них во времени, что приводит к увеличению $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$.

Формула для расчета возраста воды аналогична формуле В.Н.Савченко:

$$t = M \frac{\text{Ar}_{\text{rad}}}{\text{Ar}_{\text{air}}}, \quad (5)$$

где M — коэффициент, зависящий от плотности и пористости водовмещающих пород, растворимости Ar при атмосферном давлении, скорости генерации ^{40}Ar одним граммом K, коэффициента перехода аргона из породы в подземные воды и содержания калия в водовмещающих породах.

Коэффициент M — сложная функция большого числа параметров, поэтому вычислен усредненный коэффициент, характерный для большинства карбонатных пород, в результате чего формула приобретает вид

$$t = 70 \cdot 10^6 \frac{\text{Ar}_{\text{rad}}}{\text{Ar}_{\text{air}}} = 70 \cdot 10^6 \left[\frac{\left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{36}\text{Ar}} \right)_{\text{np}} + 1,2}{296,8} - 1 \right]. \quad (6)$$

При использовании любых методов оценки скорости водообмена необходимо основываться на гидрогеохимической зональности геолого-структурных особенностях региона, истории его геологического развития, палеогеографии, палеоклимате. Особенно важны сведения об изменении климата в четвертичный период и в историческое время. Такие приемы позволили достаточно уверенно решить многие задачи, в числе которых наиболее важными представляются, прежде всего, оценки условий формирования подземных вод и защищенности (уязвимости) подземных вод от техногенного загрязнения.

В частности, по аномально низкой величине δD (–86...–69‰) и $\delta^{18}\text{O}$ (–8,1...–7,4‰) и радиоуглеродному возрасту подземных вод альб-аптекских отложений на Красноводском полуострове и среднеюрских отложений на южном склоне Бол.Балхана (Северо-Западная Туркмения) было доказано, что они накопились в плейстоцене—голоцене (14—17 тыс.лет назад) и не являются седиментационными.

Воды нижней части красноцветной толщи неогенового возраста в юго-западной Туркмении сформировались или в континентальном бассейне седиментации с пониженной соленостью, или они метеогенные, аккумуляция которых произошла более 40 тыс.лет назад в условиях сухого жаркого климата [7].

В грунтовых водах Каракумов, сформировавшихся в Копетдаге, прослеживается зона с аномально низкими величинами δD (–78...–75‰) при заметно больших значениях в остальных случаях (–63...–54‰). В соответствии с реальными скоростями потока (~0,05 м/сут) их аккумуляция произошла (IV—XVI вв.), когда заметно похолодало и увлажнился климат. Такие же низкие значения δD (–80...–78‰) установлены и в грунтовых водах на склонах Бол.Балхана в 10—20 км от их питания, что также соответствует их инфильтрации в то же время [8].

Оценка скорости водообмена одним или несколькими перечисленными методами позволяет оперативно и объективно оценить защищенность (уязвимость) подземных вод от техногенного загрязнения. Причем, это возможно как в региональном, так и локальном плане, даже по результатам исследования одиночных водопунктов (скважина, источник, колодец) или водозабора. Пример такой оценки приведен ниже.

Среднее время пребывания подземных вод, лет	>1000	500—1000	200—500	100—200	50—100	10—50	5—10	<5
Категории критерия уязвимости, ККУ	0	1	2	3	4	5	6	7

Установление скорости водообмена на разных глубинах дает также ответ о перспективе нефтегазоносности слабоизученных регионов, позволяет прогнозировать изменение гидрогеологических условий месторождений углеводородов в процессе их разработки, а также обосновать оптимальный режим их эксплуатации. Особую ценность это представляет для выбора режима эксплуатации месторождений минеральных вод, исключающего их истощение и техногенное загрязнение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гудзенко В.В., Дубинчук В.Т. Изотопы радия и радона в природных водах. — М.: Наука, 1987.
2. Игнатович Н.К. Гидрогеология Русской платформы. — М., Л.: Гостеолиздат, 1948.
3. В.Н.Кунин, Н.В.Роговская, Л.Г.Соколовский, В.М.Фомин. О новом подходе к региональным гидрогеологическим исследованиям // Советская геология. 1976. № 2. С. 46—52.
4. Погорельский Н.С. Углекислые воды Большого района Кавказских минеральных вод. — Ставрополь: Книжное изд-во, 1973.
5. Поляков В.А. Оценка закрытости гидрогеологических структур по результатам изотопных исследований / В.М.Гольдберг, Н.П.Скворцов, Л.Ф.Лукавиченко. Подземное захоронение промышленных сточных вод. — М.: Недра, 1984. С. 173—188.
6. Поляков В.А. Установление причин изменения ресурсов и качества подземных вод на береговых водозаборах Эстонии по изотопным данным. Геолого-геофизические исследования при решении экологических задач / Тезисы докладов Всесоюзной конференции. Звенигород. — М., 1991. С. 60—82.
7. Соколовский Л.Г., Поляков В.А. Изотопные исследования условий формирования подземных вод северо-западной части Туркменистана и Копетдаг-Балханской горной области // Водные ресурсы. Т. 22. 1995. № 4. С. 477—488.
8. Соколовский Л.Г. Использование изотопных методов при оценке условий формирования и движения подземных вод Туркмении // Геологическое изучение и использование недр. Научный технико-информационный сборник 1. Вып. 5. — М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1995. С. 51—62.
9. Соколовский Л.Г. Картографирование гидрогеологических условий горных стран и сопредельных территорий. Научно-методические основы и практика регионального гидрогеологического изучения и картографирования // Материалы второй Всероссийской научно-практической конференции 20—23 ноября 2001 г. Ч. I. — М., 2001. С. 58—62.
10. Ферронский В.И., Поляков В.А. Изотопия гидросферы. — М.: Наука, 1983.
11. Ферронский В.И., Поляков В.А., Романов В.В. Космогенные изотопы гидросферы. — М.: Наука, 1984.
12. Ядерно-геофизические методы в гидрогеологии и инженерной геологии / В.Т.Дубинчук, В.А.Поляков, Н.Д.Корниенко и др. — М.: Недра, 1988.

УДК 556.3

© В.Н.Островский, 2004

Сравнительная гидрогеологическая характеристика артезианских бассейнов древних и молодых плит (на примере Русской и Западно-Сибирской плит)

В.Н.ОСТРОВСКИЙ (ВСЕГИНГЕО)

В гидрогеологических типизациях и обобщениях [21] недостаточно учитывается возраст гидрогеологических структур — показатель, характеризующий продолжительность их эволюции. Например, во всех схемах гидрогеологического районирования платформ [8, 10, 19] артезианские бассейны выделяют как самостоятельный тип гидрогеологических структур без дифференциации их по возрасту.

Представления о том, что региональные гидрогеологические закономерности наряду с другими факторами определяются возрастом структур, не новы. В ряде публикаций [6, 15, 24] содержится информация по этому вопросу. Однако, как правило, в ней отсутствует комплексный сравнительный анализ. Разновозрастные гидрогеологические структуры сопоставляются обычно по ограниченному числу показателей, чаще всего по геотемпературному полю [8, 22] и газовому составу подземных вод [22], реже по гидрогеохимическим и гидрогеодинамическим особенностям [3, 24]. Новая парадигма геологии (тектоника плит, теория необратимой эволюции геологических процессов, современные представления о метаморфизме и др.) не нашла в гидрогеологии необходимого отклика.

Цель данной статьи — сравнительный анализ особенностей наиболее распространенных на суше гидрогеологических структур — древних и молодых артезианских бассейнов плит. Представляется, что это будет полезно для совершенствования подходов к типизации гидрогеологических структур и выявления закономерностей их эволюции.

В качестве конкретных объектов изучения выбраны древняя Русская и молодая Западно-Сибирская плиты, которые хорошо гидрогеологически изучены.

Прежде чем перейти к сопоставлению гидрогеологических условий древних и молодых плит, рассмотрим кратко их геолого-структурные особенности. Для начального этапа эволюции древних плит характерна стадия кратонизации, когда происходило интенсивное внедрение магм. Далее следовала авлакогенная стадия. В эту стадию на плитах образовывались рифтовые структуры. Большинство авлакогенов древних плит рифейского возраста, но на некоторых плитах, в частности на Русской, отдельные авлакогены формировались и в среднем палеозое. Дальнейшая эволюция древних плит (плитная стадия) заключалась в увеличении авлакогенных прогибов и их расширении до размеров синеклиз. Для древних платформ в отличие от молодых характерна повышенная плотность разломов, значительная часть которых связана с авлакогенами [14, 25].

На молодых плитах стадия кратонизации отсутствовала, а авлакогенная стадия проявлялась в образовании тафрогенов — рифтов, непосредственно наложенных на отмирающие орогены.

Необходимо отметить следующие геолого-тектонические особенности Русской и Западно-Сибирской плит:

1. Русская плита занимает большую часть одноименной равнины, и в геоструктурном отношении это достаточно сложное образование. Здесь имеются обширные синеклизы (Московская), антеклизы (Волго-Камская), серия ри-

фейских авлакогенов (Среднерусский, Пачелмский и др.), девонские авлакогены (Днепровско-Донецкий), краевые прогибы (Предуральский). Осадочный чехол плиты сложен разнообразной толщей преимущественно терригенных (S, D, C, MZ, KZ), реже карбонатных (S, D, C, K) и галогенных (O, D, P) пород [7]. Мощность осадочного чехла достигает нескольких километров в синеклизах и антеклизах, увеличиваясь до 7 км в рифейских и до 20 км в девонских авлакогенах. Для Русской плиты типично развитие не только прямых морфоструктур (поднятиям рельефа соответствуют антиклиналы, понижениям — синклинали), но и обращенных, в которых это соотношение меняется на обратное (Валдайская, Жигулевская и др.).

2. Западно-Сибирская плита представляет собой самый крупный по площади осадочный бассейн на Земле. Строение северной и южной частей бассейна сильно различается: мощность осадочного чехла южной части не более 3 км, северной — 10—12 км [14, 20]. Начало формирования чехла — нижняя юра. Имеется система триасовых рифтов (Колтогорско-Уренгойский, Ямальский и др.), играющая значительную роль в распределении залежей углеводородов. Западно-Сибирский бассейн сложен толщей терригенных отложений, возраст которых от юры до современного. Мощные галогенные толщи отсутствуют. Распространены прямые морфоструктуры.

Особенности геологического строения и гидрогеологических условий выбранных геоструктур накладывают на сравнительный гидрогеологический анализ определенные ограничения.

Так, на Русской плите, в отличие от Западно-Сибирской, широко развиты галогенные породы. На Западно-Сибирской плите распределение и формирование подземных вод зависит от воздействия многолетней мерзлоты, распространенной на Русской плите достаточно ограниченно. Перечень отличий Русской и Западно-Сибирской плит можно продолжить, но автору статьи было непросто выделить и сравнить характеристики инвариантных показателей и параметров, отражающих влияние геологического возраста структур на подземную гидросферу. Из этих соображений в настоящей статье преимущественно рассмотрены гидрогеологические характеристики зоны застойного, в меньшей степени затрудненного водообмена, где влияние возраста структур на их гидрогеологические особенности вовсе не сгладжено позднейшими факторами. Выводы базируются на обширной информации [1, 2, 9, 10, 11, 12, 15, 18, 24].

Основные гидрогеологические характеристики Русской и Западно-Сибирской плит сопоставлены в таблице, где приведены общие особенности рассматриваемых типов мегабассейнов.

Тектонические структуры II и III порядков Русской и Западно-Сибирской плит существенно различаются, что сказывается на гидрогеологических характеристиках. Так, на Русской плите распространены бассейны, приуроченные к авлакогенам, на Западно-Сибирской плите они отсутствуют. На Западно-Сибирской плите развиты структуры типа активных окраин плит и мезозойско-кайнозойских рифтов, нехарактерные для Русской плиты [7]. Недостаточная изученность не позволяет более или менее полно охарактеризовать гидрогеологические особенности ряда геоструктур II и III порядков рассматриваемых плит. К тому же не совсем ясна правомерность рассмотрения всех типов геоструктур как самостоятельных бассейнов подземных вод, в

частности рифейских авлакогенов. Поэтому типы гидрогеологических структур, показанные в таблице, достаточно условны.

Характерная особенность Русской плиты — наличие в ее разрезе мощных галогенных толщ, практически отсутствующих на Западно-Сибирской плите. Нельзя определенно утверждать, что это характерно для всех молодых плит [8], но масштабы галогенеза на древних платформах, несомненно, значительнее, чем на молодых, так как на древних платформах галогенез охватывает все три великие эпохи накопления солей (C_1 , D_{2-3} , $P_3^1 - P_2$). К различиям молодых и древних плит на территории бывшего СССР следует отнести распространение региональных глинистых водоупоров. На Туранской плите развиты чеганский ($P_2 - P_3^1$) и меловой ($K_1 km - K_2$) глинистые водоупоры, на Скифской — майкопский ($P_3 - H_1^1$). По-видимому, эту закономерность, наряду с другими причинами, можно объяснить менее интенсивными тектоническими перестройками на молодых платформах, нарушающими сплошность распространения пород. Однако она не универсальна, так как на молодой Западно-Европейской плите региональные водоупоры не столь широко распространены.

Необходимо обратить внимание на более высокую проницаемость глинистых водоупоров молодых плит по сравнению с древними за счет геотемпературного фактора. Как установил В.М.Гольдберг с соавторами [13], при повышении температур от 20 до 100°C коэффициенты фильтрации глин в зависимости от их минерального состава увеличиваются до двух порядков. Это создает условия лучшей гидравлической связи водоносных горизонтов молодых плит, чем древних (при прочих равных условиях).

Одно из важнейших гидрогеологических различий рассматриваемых структур — значительно большее проявление современных процессов, приводящих к литогенетическим изменениям водовмещающих пород на молодых плитах по сравнению с древними, что объясняется в первую очередь более интенсивным термическим режимом молодых плит, в нижней части разреза которых температуры достигают 140°C. На Русской плите такие температуры существенно ниже. Отсюда вытекают различия катагенетических изменений пород, влияющих на их проницаемость и на процессы химического состава подземных вод [2, 3, 15]. Следствие этого — повышенная проницаемость водовмещающих пород молодых платформ. Пористость таких пород в нижней части разреза Западно-Сибирского бассейна изменяется от 10—12% (юра) до 15—30% (мел) [12]. На древних плитах в низах разреза пустотность пород составляет всего несколько процентов, а основная форма пустот — трещины. Следует подчеркнуть, что разрез молодых платформ, по сравнению с древними, насыщен большим количеством гравитационной воды.

Можно утверждать также, что содержание в породах гравитационной воды зависит от возраста геологических структур и уменьшается от молодых плит к кристаллическим щитам. С увеличением возраста структур земной коры наблюдается их прогрессивное обезвоживание.

Гидрогеодинамика древних плит по сравнению с молодыми отличается меньшей мобильностью из-за существенно большего контроля над ней геолого-структурных факторов. Так, в Западно-Сибирском бассейне по гидрогеодинамическим особенностям выделяется три мегаблока, образовавшихся под влиянием различных тектонических режимов структуры [24].

Характеристики	Русская платформа	Западно-Сибирская платформа
Гидрогеологические структуры	Бассейны синеклиз, антеклиз, щитов, впадин, краевых прогибов, авлакогенов. Интенсивная геолого-структурная дифференциация и тектоническая деструкция	Бассейны впадин, поднятий, краевых прогибов, рифтовых зон (тафрогенов). Геолого-структурная дифференциация и тектоническая деструкция сравнительно малоинтенсивны
Региональные водоупоры и их состав	На большей части территории отсутствуют, в северо-восточной части территории распространен пермско-триасовый водоупор. Наряду с глинистыми развиты галогенные водоупоры	Почти на всей территории распространены нижне-олигоценуронский, нижнеантинский водоупоры. Развиты только глинистые водоупоры
Гидрогеологические этажи	Четко ограниченные гидрогеологические этажи на большей части территории отсутствуют	Четко прослеживаются два гидрогеологических этажа
Литогенетические изменения пород	Стадии изменения от диагенеза и гипергенеза до метакатагенеза, локально проявлена стадия апокатагенеза. Слабое развитие современных процессов катагенеза	Стадии изменения от диагенеза и гипергенеза до метакатагенеза. На большей части территории в низах разреза происходят активные катагенетические процессы
Фильтрационные свойства пород	Средняя пористость пород менее 0,1. В нижней и средней частях разреза бассейна преобладает трещинная пустотность. Глинистые водоупоры обладают весьма слабой проницаемостью	Средняя пористость пород выше 0,10—0,15. Преобладает поровый тип пустотности. Проницаемость глинистых водоупоров повышена за счет геотемпературного фактора
Гидрогеодинамика	Преобладают инфильтрационные гидрогеодинамические системы. Зоны АВПД распространены ограниченно. В зоне застойного водообмена распределение приведенных напоров указывает на возможность движения подземных вод от центра к периферии структуры, локальные особенности движения подземных вод определяют разломной тектоникой и геостатическим давлением	Сочетание инфильтрационных и элизионных гидрогеодинамических систем, контролируемое особенностями геологической эволюции территории. В северной части бассейна распространены зоны АВПД. Локальные особенности — движения подземных вод в нижних гидрогеологических зонах в значительной степени определяются и современными тектоническими напряжениями, в т.ч., по-видимому, гидрогеодеформационным полем
Гидрогеохимия	Средняя мощность зоны пресных вод 50—200 м. Наблюдается увеличение минерализации подземных вод с глубиной до 140—275 г/л, прямая гидрогеохимическая зональность. Состав вод меняется по схеме $\text{HCO}_3 \rightarrow \text{SO}_4 \rightarrow \text{Cl}$. В нижнем, частично среднем гидрогеологических этажах дифференциация химического состава подземных вод относительно слабая	Средняя мощность зоны пресных вод 150—200 м. В глубокопогруженных частях бассейна наблюдается инверсионная гидрогеохимическая зональность, минерализация воды здесь 10—35 г/л, локально до 100—115 г/л. Зона сульфатных вод отсутствует, их состав с глубиной меняется по схеме $\text{HCO}_3 \rightarrow \text{Cl}$. В нижнем, частично среднем, гидрогеологических этажах наблюдается сильная дифференциация химического состава подземных вод
Газогидрогеохимия	Газонасыщенность низкая (до 50 мг/л) или слабая (50—100 мг/л). Состав газов преимущественно кислородно-азотный, азотно-метановый, в нижней части разреза — метановый. Повышенные концентрации гелия	Газонасыщенность в зоне свободного водообмена до 100 мг/л, в нижних гидрогеологических зонах 1000—2000 мг/л. Преобладающий состав газов метановый. Пониженные концентрации гелия
Гидрогеотермия	Преобладающая температура пород и содержащихся в них вод на поверхности фундамента 20—50°C, реже 50—100°C, теплоток преимущественно 20—50 мВт/м ² . Фоновый геотермический градиент 10—15°C/1000 м, преобладает умеренный тип теплового режима (по Б.Ф.Маврицкому)	Преобладающая температура пород и содержащихся в них вод на поверхности фундамента 100—200°C, теплоток в среднем 40—60 мВт/м ² до 80—90 мВт/м ² . Фоновый геотермический градиент 30—40°C/1000 м, преобладает повышенный тип теплового режима (по Б.Ф.Маврицкому)

Движение подземных вод в нижней части осадочного чехла и фундаменте Западно-Сибирского бассейна обусловлено преимущественно тектоническими напряжениями, что подтверждается равенством градиентов напоров и амплитуд неотектонических движений на Западно-Сибирской плите [4]. По-видимому, роль неотектоники как фактора, определяющего движение подземных вод, на древних платформах менее значима, чем на молодых. Это предположение требует проверки.

Вероятно, на молодых плитах более существенное значение, чем на древних, приобретает процесс перераспределения давлений под влиянием гидрогеодеформационного поля [5].

Следует также отметить, что на Русской плите вследствие развития здесь обращенных морфоструктур движение подземных вод верхнего этажа в ряде районов в основном контролируется рельефом, а не коренной геоструктурой, чего нет на Западно-Сибирской плите, где распространены прямые морфоструктуры.

Рассматриваемые структуры заметно отличаются как по гидрогеохимическим процессам, так и показателям.

По-видимому, по мощности пресных вод древние и молодые платформы существенных различий не имеют. На основе анализа большого фактического материала, обобщенного в монографии «Гидрогеология Европы» [8], сделан справедливый вывод о решающем влиянии на величины мощности зоны пресных вод экзогенных, главным образом климатических факторов. Однако можно предположить, что при прочих равных условиях мощность зоны пресных вод на молодых плитах будет несколько больше, чем на древних за счет более высокой пустотности пород.

В отличие от Русской плиты, где, за исключением относительно молодых локальных структур типа Днепровско-Донецкого авлакогена, развита прямая гидрогеохимическая зональность, на Западно-Сибирской довольно широко представлена инверсионная гидрогеохимическая зональность, которая особенно характерна для западного мегаблока плиты. Максимальные концентрации рассолов на Русской плите значительно больше, чем на Сибирской. Согласно Л.Н.Капченко [16], повышенная концентрация рассолов — одно из фундаментальных различий молодых и древних плит. Существенно отличаются Русская и Западно-Сибирская плиты по характеру гидрогеохимического разреза. Если на Русской плите сверху вниз происходит смена вод по схеме $\text{HCO}_3 \rightarrow \text{SO}_4 \rightarrow \text{Cl}$, то на Западно-Сибирской практически отсутствует зона сульфатных вод, а их химический состав отличается повышенной карбонатностью и широким распространением содовых вод даже в нижней части разреза, где минерализация подземных вод повышенная [9, 12]. По-видимому, не случайна повышенная хлоридность грунтовых вод на всей Западно-Сибирской равнине, а также наличие в ее южной части провинции содового соленакпления в почвах и грунтовых водах, что не характерно для Русской равнины. Это свидетельствует о том, что Западно-Сибирский бассейн можно рассматривать как единую массообменную систему. Вопрос требует специального изучения.

Процессы формирования химического состава подземных вод нижнего гидрогеологического этажа на рассматриваемых структурах также различны. Рассолы Русской плиты образовались в основном за счет выщелачивания солей из галогенных толщ и последующей длительной эволюции химического состава вод в основном под воздействием диффузии и гравитационного фактора [11]. В результате этих процессов наблюдается более или менее однородный химический состав рассолов на больших глубинах, преимущественно хлоридный кальциевый. На Западно-Сибирской плите, по-видимому, основным источником формирования рассолов в мезозойских отложениях являлось поступление высокоминерализованных вод из пород фундамента платформы по тектоническим нарушениям. Подобный механизм образования рассолов, вероятно, характерен и для других бассейнов молодых плит, в частности Амударьинского Туранской плиты [5], хотя здесь нельзя недооценивать роли растворения галогенов [21]. Существенную роль в формировании щелочных вод минерализацией 7—15 г/л в западном мегаблоке Западно-Сибирского бассейна нижнемеловых и частично юрских пород играли процессы обогащения седиментогенных вод углекислотой, выделяющейся при метаморфизации органического вещества на начальной стадии катагенеза [12, 17]. На формирование химического состава подземных

вод Западно-Сибирского бассейна большое влияние оказали также процессы глеевой каолинизации глин, при которых происходит освобождение большого количества натрия [12]. Указанные процессы приводят к значительному разнообразию химического состава подземных вод нижнего гидрогеологического этажа Западно-Сибирского бассейна.

С большой долей вероятности можно сделать вывод о том, что химический состав подземных вод зон застойного и частично замедленного водообмена бассейнов молодых платформ существенно больше дифференцирован, чем древних.

Довольно хорошо изучены отличия бассейнов подземных вод рассматриваемых структур по газовому составу [8, 12], что можно видеть в таблице. Эти различия характерны и для других регионов, в частности для Западно-Европейской, Туранской, Скифской молодых плит, Сибирской, Северо-Американской древних [27]. Древние и молодые плиты различаются также по упругости аргона, которая на древних плитах значительно меньше, соответственно 0,05 и 0,32 мПа [24].

Общеизвестна дифференциация древних и молодых плит по гидрогеотермическим показателям [7, 24] (см. таблицу). Согласно Б.Ф.Маврицкому [8], величина теплового потока на древних платформах колеблется в пределах 20—50 мВт/м², на молодых 60—80 мВт/м².

Древние и молодые плиты различаются также по модулям ресурсов теплоэнергетических вод, что происходит вследствие более интенсивного теплового режима в бассейнах молодых плит.

Следует напомнить, что в нефтегазоносных бассейнах молодых постпалеозойских структур содержится подавляющая часть ресурсов углеводородного сырья мира.

Проведенный далеко неполный сравнительный анализ гидрогеологических условий древних и молодых плит свидетельствует о существенных различиях этих структур по гидродинамическим, гидрогеохимическим показателям и условиям формирования подземных вод. В значительной степени этому способствует влияние фактора геологического времени. По-видимому, можно выделить типы эволюции подземной гидросферы применительно к основным гидрогеологическим структурам с учетом их возраста и особенностей механизмов генезиса. В связи с этим необходимо продолжить их сравнительный анализ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Атлас геологических и геофизических карт территории СССР* / Под ред. А.А.Смыслова. — Л.: ВСЕГЕИ, 1982.
2. *Атлас гидрогеологических и инженерно-геологических карт СССР* / Под ред. Н.В.Роговской. — М.: Недра, 1983.
3. Басков Е.А. Основные черты геохимии осадочных бассейнов на разных стадиях литогенеза // Проблемы изучения химического состава подземных вод. — С-Пб., 1997. С. 10—13.
4. Боровский Б.В., Боровский Л.В. Роль новейших тектонических движений в формировании неоднородностей гидрогеологических полей в естественных и нарушенных условиях // Итоги изучения региональных гидрогеологических и инженерно-геологических процессов в осадочном чехле молодых плит. — М.: Наука, 1983. С. 12—15.
5. Вартамян Г.С. Роль гидрогеодеформационного поля в эволюции подземной гидросферы // Отечественная геология. 1993. № 1. С. 91—108.
6. Гаврилюк М.Г., Ибрагимов Д.С. Зоны растяжения на границах сходящихся плит и их роль в формировании гидрогеохимической зональности артезианских бассейнов // Итоги изучения региональных гидрогеологических и инженерно-

- геологических процессов в осадочном чехле молодых плит: Мат-лы межведомственного семинара. Т. 1. — М.: Наука, 1983. С. 15—21.
7. *Геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых*. Вып. 1. Русская платформа. — Л.: Недра, 1985.
 8. *Гидрогеология Европы* / Под ред. Н.А. Маринова, Н.И. Толстихина. — М.: Недра, 1989.
 9. *Гидрогеология СССР*. Т. XVI. Западно-Сибирская равнина. — М.: Недра, 1970.
 10. *Гидрогеология СССР*. Т. I. Московская и смежные области. — М.: Недра, 1966.
 11. *Гидрогеология СССР*. Сводный том. Вып. 1 Основные закономерности распространения подземных вод на территории СССР. — М.: Недра, 1976.
 12. *Гидрогеология Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна и особенности формирования залежей углеводородов* / Н.М. Кругликов, В.В. Нелюбин, О.Н. Яковлев. — Л.: Недра, 1985.
 13. Гольдберг В.М., Антоненко Г.К., Скворцов М.Г. О влиянии температурного поля Земли на формирование фильтрационных свойств глинистых пород // Итоги изучения региональных гидрогеологических и инженерно-геологических процессов в осадочном чехле молодых плит: Мат-лы межведомственного семинара. Т. 1. — М.: Наука, 1983. С. 162—163.
 14. Зоннеништайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит на территории СССР. — М.: Недра, 1990.
 15. Карцев А.А., Абукова Л.А. Закономерности формирования химического состава подземных вод нефтегазоносных бассейнов на разных стадиях литогенеза // Проблемы изучения химического состава подземных вод. — С-Пб., 1997. С. 15—19.
 16. Капченко Л.Н. Гидрогеохимические особенности нефтегазоносных бассейнов молодых плит // Итоги изучения региональных гидрогеологических и инженерно-геологических процессов в осадочном чехле молодых плит: Мат-лы межведомственного семинара. Т. 1. — М.: Наука, 1983. С. 53—55.
 17. Кругликов Н.М., Нелюбин В.В., Яковлев О.Н. Особенности формирования подземных вод Западно-Сибирского мегабассейна // Формирование подземных вод как основа гидрогеологических прогнозов. Т. 1. — М.: Наука, 1983. С. 86—88.
 18. Маврицкий Б.Ф. Западно-Сибирский артезианский бассейн (гидрогеология, геотермия и палеогидрогеология) // Тр. Лаборатории гидрогеологических проблем им. Ф.П. Саваренского. Т. 139. — М.: Изд-во АН СССР, 1962.
 19. *Методические основы гидрогеологического районирования территории СССР* / Л.А. Островский, Б.Е. Антыпко, Т.А. Коныхова. — М.: Недра, 1990.
 20. Нестеров И.И., Подсосова Л.П., Рудневич М.Я., Трофимук А.А. Геологическое строение Западно-Сибирской плиты // Геология Советского Союза. Докл. Т. I. — М.: Наука, 1984. С. 44—50.
 21. Пиннекер Е.В. Подземные водоносные системы // Основы гидрогеологии. Общая гидрогеология. — Новосибирск: Наука, 1980. С. 99—119.
 22. Поляк Б.Г. Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. — М.: Наука, 1988.
 23. Соколовский Л.Г., Седлецкий В.И. Гидрогеологическая роль соленосных толщ юга Средней Азии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 5. С. 101—111.
 24. *Теоретические основы нефтегазовой гидрогеологии* / Л.А. Карцев, Д.Г. Гаттенбергер, Л.М. Зорькин и др. — М.: Недра, 1992.
 25. Хан В.Е., Ломидзе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. — М.: Изд-во МГУ, 1995.

Геоэкология

УДК 55:577.4

© Коллектив авторов, 2004

К вопросу об образовании выбросоопасных мульд погружения Старобинского месторождения

И.А. ОДЕССКИЙ, Ю.Г. СИРЕНКО, Е.Р. КОВАЛЬСКИЙ, А.С. АФОНОВ (С-Пб ГТИ)

Старобинское месторождение калийных солей расположено в северо-западной части Припятского прогиба и в настоящее время находится на территории Республики Беларусь. Месторождение приурочено к верхнефаменским отложениям верхнего девона, находящимся здесь на глубине нескольких сотен метров. На фоне спокойного почти горизонтального залегания толщи ритмично переслаивающихся калийных солей и галопелитов обнаруживаются воронкообразные структуры, известные под названием «мульда погружения».

При ведении горных работ на Третьем калийном пласте месторождения забои подготовительных и очистных выработок периодически попадают в опасные газодинамические зоны, связанные с этими мульдами. При пересечении таких зон могут происходить внезапные выбросы соли и газа большой интенсивности (до 1200 т), ранее приводившие к человеческим жертвам и выходу из строя дорогостоящей техники. Поэтому в настоящее время возникает необходимость проведения цикла мероприятий по приведению пород мульд в безопасное состояние, что влечет за собой большие экономические потери из-за простоев высокопроизводительных проходческо-добычных комплексов.

Местоположение выбросоопасных зон достаточно точно определяется с помощью прогноза по геологическим

признакам. Основные геологические признаки таких зон — прежде всего, изменения гипсометрии залегания пласта: резкое погружение пласта вниз под углом более 30°, выклинивание пласта, полное или частичное замещение слоев каменной соли и сильвинита глинисто-карналлитовыми породами, увеличение или уменьшение мощности продуктивных слоев пласта в 1,5 раза и более. Указанные признаки включены в нормативные документы по обеспечению безопасности при ведении горных работ на третьем калийном пласте Старобинского месторождения [2].

Помимо основных геологических признаков при прогнозе выбросоопасных зон на Старобинском месторождении используются и дополнительные, характеризующиеся приближением к подобным зонам [2]. Это — наличие тектонических разломов; появление зон перекристаллизации первичных минералов и появление небольших пустот или трещин, заполненных рассолом, в забое и стенках выработки, с выделением из них газа; расположение в кровле выработки на расстоянии менее 1 м пород глинисто-карналлитовой толщи; увеличение в 2—3 раза количества и мощности глинистых прослоев в пределах мощности отрабатываемого пласта; выделение газа при бурении шпуров. За время использования критериев основных геологических

Геологическое нарушение	Число по рудникам объединения				
	1РУ	2РУ	3РУ	4РУ	Всего по ПО
Типа «мульда погружения», в т.ч.:	36	37	75	56	204
выбросившие самопроизвольно в процессе ведения горных работ	2	0	3	0	5
выбросившие в результате сотрясательного взрыва	6	10	13	0	29
не выбросившие в результате сотрясательного взрыва	28	27	25	41	121
оставленные в массиве (целиках)	0	0	34	15	49

признаков выбросоопасности на Старобинском месторождении выявлены более 200 опасных зон — мульды погружения (см. таблицу).

Как видно из таблицы, число мульд погружения, в которых после проведения инициирующего взрыва не произошло выброса соли и газа, довольно велико. Если к ним приплюсовать оставленные в массиве 15 мульд 4РУ и 17 мульд 3РУ (по статистике, все инициируемые мульды на 4РУ, а на 3РУ 50% мульд невыбросоопасны), то оказывается, что 75% затрат на проведение противовыбросных мероприятий и ущерба от простоев при их осуществлении оказались неоправданными. Следовательно, наличие надежного способа прогноза может позволить значительно снизить непроизводственные затраты на обеспечение безопасности горных работ.

Поскольку прогноз по геологическим признакам позволяет достаточно надежно определить опасную зону, но не может охарактеризовать степень ее выбросоопасности непосредственно в момент ее пересечения горными выработками, то существует необходимость его совершенствования, для чего следует окончательно выяснить природу мульд погружения. Наши представления о происхождении мульд погружения и причинах их выбросоопасности были изложены ранее [3, 4] и связывались с механизмом глиняного диапиризма. Между тем, в недавно опубликованной работе С.С.Андрейко, П.А.Калугина и В.Я.Щербы [1], в которой в одной из глав, посвященной рассмотрению гипотез «физико-геологического механизма образования очагов газодинамических явлений в массиве соляных пород», роль глиняного диапиризма в данных процессах ставится под сомнение. К сожалению, авторы указанной работы, обращаясь к такой гипотезе, поменяли местами причину и следствие, в результате чего данная гипотеза, действительно, приобрела абсурдный характер. Чтобы убедиться в этом, приведем полностью выдержку из их работы, изложенную на с. 93: «Разделяя с авторами мнение о роли отжимающихся вод в процессе формирования зон замещения, трудно согласиться с механизмом формирования зон трещиноватости и ролью микровключенного газа. Если вернуться к фотодокументам и предположить, что раздувание слоя глины произошло в результате выщелачивания части сильвинитового слоя отжимающимися водными растворами и образования дефицита твердой фазы, то предположение о ведущей роли диапиризма становится весьма надуманным. Кроме того, в пределах Старобинского месторождения в подстилающих породах формы проявления диапиризма не обнаружены. Нельзя также согласиться с определяющей ролью микровключенных

газов в общем балансе газов, находящихся в породах мульды. Если исходить из образования мульд в диа-катагенетических стадиях, то выщелачивание может привести только к раскрытию преимущественно первичных включений в кристаллах. С учетом этого обстоятельства невозможно представить механизм, заставляющий газ перемещаться с фронта перекристаллизации к центру мульды, т.е. в сторону более высоких давлений. Кроме того, известно, что при перекристаллизации соляных пород количество газово-жидких включений в кристаллах обычно не только не уменьшается, а, напротив, возрастает. В таких вторичных минералах газ находится под большим давлением (может превышать 10МПа). Следовательно, данная гипотеза не объясняет механизм формирования скоплений свободного газа в зонах, опасных по газодинамическим явлениям».

Полемизируя с авторами данной работы, прежде всего следует заметить, что их утверждение об отсутствии признаков диапиризма на Старобинском месторождении солей не соответствует результатам фотодокументации, в частности, одной из мульд именно этого месторождения, выполненной еще в 1985 г. геологом ПО «Беларуськалий» А.Ф.Данилевичем. Рисованная копия с фотографии этой мульды приведена в работе [4]. Именно помещенное в этой статье изображение мульды с начальной стадией диапиризма (рис. 1) позволило сформулировать представления о возможном механизме ее образования. Избегая

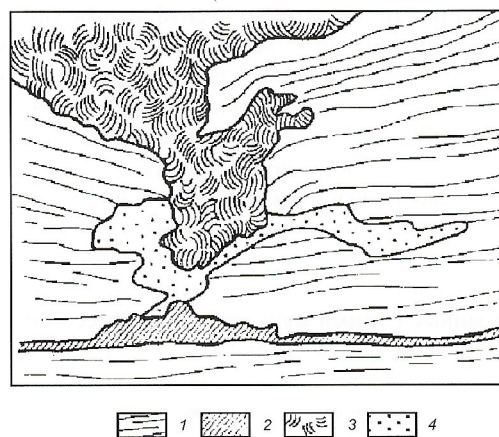


Рис. 1. Начальная стадия формирования глиняного диапира и вызванное им образование мульды погружения:

1 — солёная толща; 2 — диапир в галопелитах; 3 — мульда погружения; 4 — зона диагенетически изменённых пород

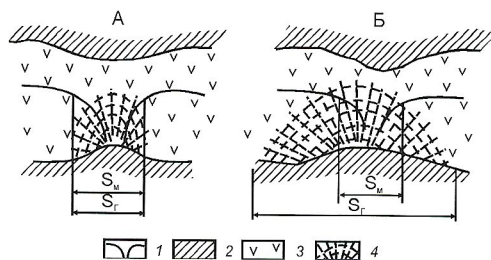


Рис. 2. Зоны микротрещиноватости в соляной толще, определяющие степень опасности мульд погружения в зависимости от соотношения площадей мульды S_m и газосбора S_r :

мульды: А — неопасная, Б — выбросоопасная; 1 — контур мульды; 2 — галопелиты; 3 — соли; 4 — площадь газосбора

повторения приведенного в ней текста, изложим лишь кратко особенности данного механизма.

Итак, учитывая главную черту рассматриваемой толщи, представляющей собой чередование слоев соли (галит, сильвин, карналит) и галопелита, а также неравномерное распределение по латерали отложений различной степени плотности, вполне естественно допустить о том, что в результате возникшего неравномерного геостатического давления в силу большой водонасыщенности и поэтому пластичности должны были «перетекать» в направлении участков с наименьшим давлением.

Подъем кровли галопелитов в этих местах вызывал образование в вышележащих солевых пластах пологих поднятий, приводящих к появлению в таких пластах микротрещиноватости (рис. 2), которая обусловлена растягивающими усилиями.

В процессе диа-катагенеза седиментационная относительно пресная и потому достаточно агрессивная вода отжималась из галопелитов и, входя через микротрещины в соприкосновение с вышележащими солями, растворяла их, высвобождая заключенные в их кристаллической решетке газы, находившиеся там под очень высоким давлением. В итоге над галопелитовым вздутием вследствие частичного выноса подземными водами растворенных солей возникала полость с дефицитом твердого вещества. Это способствовало, с одной стороны, проседанию слабо-растворимых прослоев (до появления крутого их падения к центру мульды), а с другой, могло активизировать дальнейший подъем глинистого вещества, завершавшийся формированием типичных структур протыкания. Еще одно изображение ранее инициированной мульды, подсеченной по высоте несколькими ходами проходческого

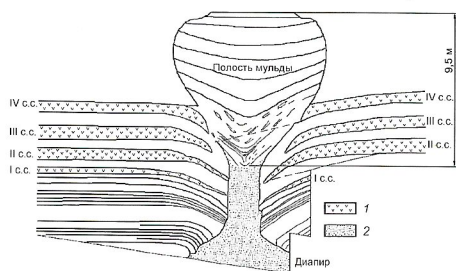


Рис. 3. Завершенная стадия формирования глиняного диапира и вызванное им образование мульды погружения:

I—IV с.с. — сильвинитовые слои; 1 — сильвинит; 2 — галопелиты

комбайна, приведено на рис. 3. Фотодокументация этого рисунка выполнена в 2000 г. старшим геологом ЗРУ В.А.Шаплькой. На нем совершенно четко видны границы глиняного диапира, прорывающего вышележащие слои.

Здесь важно подчеркнуть, что не диапир («раздувание слоя глины») произошел в результате выщелачивания солей, как утверждают авторы работы [1], а, наоборот, формирующийся диапир спровоцировал процесс выщелачивания этих солей. И, наконец, только сюда, т.е. в мульду, представляющую собой ослабленную зону, с ее периферии и должен был устремиться газ, освободившийся в результате растворения солей. И именно здесь при наличии вышележащего газонепроницаемого экрана он мог создать газодинамическую среду. По-видимому, излишне еще раз говорить о том, что наиболее опасные газодинамические явления возникали в случае охвата описанными процессами значительных площадей, т.е. при формировании наиболее крупных мульд погружения.

Изложенный механизм формирования рассматриваемых мульд достаточно хорошо подтверждается результатами проведенного химического анализа образцов горных пород, поэтапно через равные интервалы отобранных при пересечении мульды горной выработкой. Согласно этим результатам, также приведенным в работах [3, 4], выявляется резкое обеднение пород в районе ядра мульд хлористым калием и обогащение их хлористым натрием, а также привнесенными из галопелитов кремнием, железом, алюминием и нерастворимым остатком, содержащим рассеянные элементы (цирконий, иттрий, иттербий, скандий и хром).

О подтверждении диапировой природы рассматриваемых структур и происходящих в них геохимических процессов свидетельствуют также результаты исследований ученых Пермского политехнического института, выполненные на Верхнекамском месторождении [3]. Здесь с использованием радиометрических методов установлено резкое падение природных ионизирующих излучений в ядрах мульд, прежде всего выбросоопасных, вызванное выносом из них радиоактивных изотопов калия.

Таким образом, критика ранее изложенной гипотезы глиняного диапиризма при возникновении в соляных толщах мульд погружения представляется совершенно несостоятельной. Более того, именно эта гипотеза служит основанием для применения при выявлении этих мульд не только комплексных геолого-геофизических исследований, но также разработки наименее затратных экспрессных методов их обнаружения, в частности, по запаху газа, выделяющегося из шпуров при бурении в породах выбросоопасных зон, или реставрационным способом [5].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андрейко С.С., Калугин П.А., Щерба В.Я. Газодинамические явления в калийных рудниках. Генезис, прогноз и управление. — Минск: Вышэйшая школа, 2000.
2. Нормативные и методические документы по ведению горных работ на Старобинском месторождении калийных солей. — Солигорск—Минск: Белхимнефтепром, 1995.
3. Одесский И.А., Кокорева К.Л., Полянина Г.Д. Природа и прогноз выбросоопасности мульд погружения Старобинского месторождения // Межвузовский сб. науч. тр. «Физические процессы горного производства». — С-Пб., 1992. С. 84—88.
4. Петухов Д.П., Одесский И.А., Кокорева К.Л. и др. Формирование мульд погружения в соленосных толщах Старобинского месторождения // Советская геология. 1990. № 9. С. 49—54.
5. Сиренко Ю.Г. и др. Патент № 2130556 РФ. Способ прогноза выбросоопасности горных пород. БИ № 14. 1999.

Геологический субстрат растительного покрова

В.И.БГАТОВ, А.Л.ЗОЛОТАРЕВ, Н.М.КУЖЕЛЬНЫЙ, Н.А.ЛИЗАЛЕК, И.В.ШАЛАМОВ (ГФУП СНИИГГиМС)

С конца 80-х годов XX в. в СНИИГГиМС проводятся исследования роли геологического субстрата в жизни растительных организмов. Основное внимание обращается на изучение закономерных связей состава и развития растительности с геологическим строением территорий, современными геологическими процессами, геохимическими условиями геологической среды. Было разработано понятие «зона минерального питания растений», рассмотрены геологические факторы ее формирования, предложен рациональный комплекс методов изучения геологической среды, сформулировано определение природных эколого-геологических систем, выделены и охарактеризованы основные геологические типы, разработаны методы прогноза их эволюции и эколого-геологического районирования.

Зона минерального питания растений — непрерывно развивающаяся в поверхностной части литосферы биогеохимическая формация, включающая почвы и подпочвенные (почвообразующие) газо- и водопроницаемые горные породы. Эта зона — продукт взаимодействия литосферы, гидросферы, атмосферы и глубинных (подземных) газов. Она находится в непрерывном материальном обмене с биосферой, в результате которого в ее кровле формируется почвенный покров с характерным для него гумусовым горизонтом. Зона минерального питания — открытая неравновесная система, постоянно адаптирующаяся к силам воздействия всех внешних геосфер, что отличает ее от любых иных геологических формаций. В данной зоне протекают химические и биохимические реакции, в результате которых накапливаются питательные вещества для растительных организмов [9, 10]. По физико-химическому состоянию материал, слагающий данную зону, многофазный. Вместе с твердой фазой — горными породами — здесь сосуществуют вода с растворенными в ней солями, органические и органоминеральные соединения, почвенные и глубинные газы. В почвенном покрове живут и размножаются примитивные животные, грибы, бактерии.

Строение и мощность рассматриваемой зоны изменяются в зависимости от структурно-геологических и геоморфологических условий. В равнинных ландшафтах она представлена позднечетвертичными озерно-аллювиальными и субаэральными отложениями и ограничена снизу водоупорным слоем, залегающим в основании горизонта грунтовых вод. Глубина залегания верхнего уровня (зеркала) грунтовых вод определяется главным образом степенью расчленения рельефа и расположена приблизительно на высотных отметках водной поверхности местных водоемов. С увеличением расчлененности рельефа уменьшается роль четвертичных отложений, в горных районах такие отложения нередко отсутствуют. Здесь зона минерального питания представлена в основном продуктами дезинтеграции коренных пород. Мощность (толщина) ее определяется количеством элювиально-делювиальных образований и колеблется от долей до 2 м. Мощность чехла, сложенного продуктами дезинтеграции, изменяется в зависимости от форм рельефа: она минимальна на крутых склонах, значительна на выровненных водоразделах, максимальна в пределах вогнутых участков, особенно в основании склонов. При небольшой мощности

рыхлые продукты целиком находятся под воздействием почвообразовательных процессов и отличаются повышенной влажностью. Атмосферные осадки скапливаются в основании зоны дезинтеграции, нередко образуя горизонт верховодки.

Ключ к расшифровке условий формирования и развития наземной растительности — анализ влияния на физико-химические параметры геологической среды этой зоны различных геологических факторов. К ним относятся тектонический, геоморфологический, литолого-минералогический, гидрогеологический, тепловое поле и подземная атмосфера [5, 10].

Тектонический фактор предопределяет формационный состав подстилающих пород и мощность зоны минерального питания, размещение основных дрен инфильтрации метеорных и разгрузки глубинных минерализованных вод и газов. Границы тектонических структур обособляют блоки такой зоны, характеризующиеся различными геохимическими условиями геологической среды. Новейшие тектонические движения обуславливают формирование почти бессточных впадин (типа Барабинско-Кулундинской), изменения гидрографической сети.

Геоморфология определяет гидрологический режим, расстояние верхнего уровня безнапорных (грунтовых) вод до дневной поверхности, т.е. мощность зоны гравитационной фильтрации атмосферных вод, условия миграции элементов. Геоморфологический фактор играет большую роль в образовании вертикальной зональности растительного покрова.

Литолого-минералогические особенности пород геологического субстрата оказывают нередко решающее влияние на видовой состав растительного покрова. В таких случаях распространение фитоценозов ограничивается границами геологических формаций. Вещественный состав пород зоны минерального питания определяет физико-химические параметры геологической среды. Карбонаты в гумидных условиях выполняют роль буфера, сохраняя нейтрально-щелочную реакцию почв и затормаживая элювирование, обуславливают повышенную устойчивость геологической среды этой зоны к антропогенным воздействиям, что хорошо иллюстрируется на примере с кислотными дождями: при наличии карбонатов происходит нейтрализация поступающих с атмосферными осадками кислот, при их отсутствии начинается разрушение минеральной фазы почв. Большое значение при формировании наземной растительности имеет накопление в зонах минерального питания водорастворимых солей — хлоридов, сульфатов и гидрокарбонатов, которые изменяют агрохимические свойства почв, в результате чего изменяется состав растительности.

Важна роль вещественного состава рассматриваемых зон в терморегуляции почв. Диатомиты, опалиты и цеолитсодержащие породы обладают высокой сорбционной емкостью и, как следствие, высокой теплоемкостью, что благоприятно воздействует на тепловой режим зон за счет интенсивного поглощения тепловой энергии в дневное время (особенно в солнечные дни) и обогрева приземного слоя воздуха в ночное при выделении энергии в случае пониже-

ния температуры окружающей среды. В результате увеличивается время вегетации растений, чем и объясняется изменение видового состава растительности на выходах цеолитоносных пород в сторону развития более теплолюбивых форм. Природные адсорбенты замедляют скорость миграции элементов в таких зонах и в то же время, чутко реагируя на их концентрацию, являются буфером, нивелируя колебания количеств химических элементов и сохраняя минеральные компоненты в форме, доступной для питания растений.

Состав и структурно-текстурные особенности пород обуславливают особенности формирования многолетнемерзлых пород. Грубозернистые отложения (песчаные), содержащие капиллярно-гравитационную влагу, промерзают полностью при температуре около $-0,2^{\circ}\text{C}$. При этом наблюдается отжимание влаги в нижележащие слои (так называемый поршневой эффект). Образуются «сухие» многолетнемерзлые породы. Глинистые отложения отличаются повышенным содержанием связанной воды, и переход основной ее массы в лед происходит при температуре $-7...-10^{\circ}\text{C}$. Промерзание глинистых пород идет медленно и сопровождается подтягиванием воды из нижней талой зоны, что способствует появлению прослоев льда (льдистая мерзлота). Видовой состав растительности на многолетних мерзлых существенно песчаных и глинистых породах различается.

Не менее велика роль в формировании геологической среды зон минерального питания подземных и поверхностных вод. Важнейший элемент гидрогеодинамики Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы — конвекция вод: нисходящая фильтрация в окраинных зонах питания артезианских бассейнов и разгрузка в центральных районах, перетекание из глубоких водоносных горизонтов в вышележащие и выход их в эти зоны. В очагах разгрузки формируются гидрохимические аномалии: пресные воды зоны свободного водообмена приобретают хлоридный натриевый или хлоридный натриево-кальциевый состав. Изменяется состав и поровых растворов в зонах минерального питания. Например, засоление почв на Сибирских увалах приводит к угнетению растительности. Интенсивное засоление почв и, как следствие, формирование галофитных фитоценозов происходит на территории Барабинской лесостепи. Причина засоления — высокий уровень соленых грунтовых вод и дефицит атмосферных осадков.

Степень увлажнения пород указанных зон влияет на их температурный режим. Менее влажные грунты характеризуются более высокой температурой. По данным Н.С.Араловой [1], в северо-таежных районах Западной Сибири под лишайниковыми лесами влажность зон минерального питания в вегетационный период менее 15%, средняя температура выше 1°C . При увеличении влажности вероятность произрастания этих лесов уменьшается. Так, при влажности более 30% и температуре 0°C они не встречаются.

Своеобразна геологическая среда таких зон в пределах болот, распространенных в Западной Сибири на площади более 375 тыс. км². Заболачивание происходит в районах избыточного увлажнения, слабого поверхностного стока и высокого стояния грунтовых вод. Здесь формируются болотные торфяно-перегнойные почвы. На территории Новосибирской области процессы заболачивания равнины достигли своего апогея. По сравнению с соседними областями граница интенсивного развития болотных массивов Барабинской низменности продвинулась к югу на 100—150 км. На месте болотных и озерных систем Новосибирской области

12 тыс. лет назад находились степи и лесостепи, расчлененные густой сетью речных долин.

Региональные особенности современного теплового поля на Западно-Сибирской плите и Сибирской платформе определяются тектоническим строением, временем консолидации отдельных блоков фундамента, распределением в осадочном чехле песчаных и глинистых пород, обладающих различными теплофизическими свойствами, влиянием изменения климата в позднечетвертичное время [4]. Локальные температурные аномалии в верхнем гидрогеологическом этаже связаны с переносом глубинного тепла подземными водами [14].

В широтном течении р. Иртыш отмечена положительная аномалия молекулярного теплового потока, обуславливающая самые высокие в регионе суммарные значения поступления глубинного тепла. В результате на глубинах 25—125 м сформировалось обширное поле однородных температур. Среднегодовая температура нейтрального слоя $4-5^{\circ}\text{C}$ прослеживается практически от границ Казахстана до Сибирских увалов включительно. Влиянием глубинного тепла объясняется сохранение липовых лесов на Западно-Сибирской плите [10]. В Восточной Сибири наиболее четко выраженная тепловая аномалия известна в зоне Байкальского рифта. Тепловой поток через дно оз. Байкал в три раза превосходит поступление тепла в смежных районах. Глубинное тепло благоприятно действует на климат Ушканьего архипелага оз. Байкал. Поздней осенью, когда на берегах озера лежат глубокие снега и начинаются суровые морозы, здесь еще цветут отдельные виды растений. Снег не выпадает до конца ноября, а постоянный покров устанавливается в начале декабря. Зимой морозы не бывают ниже -15°C .

Природа возникновения тепловых аномалий может быть различной. Роль своеобразных теплопроводов могут выполнять разломы, по которым внутреннее тепло Земли в больших количествах выносится потоками растворов и газов. Локальные геотермические аномалии земной поверхности, формирующиеся над нефтегазоносными скоплениями, помимо разгрузки подземных вод связаны с восходящими потоками газово-жидких флюидов [8, 14]. Генерация тепла — результат химического и микробиологического окисления в зонах минерального питания мигрирующих углеводородов. Положительные тепловые аномалии установлены над сульфидными месторождениями и в районах распространения черносланцевых толщ. На территории аazonальной экосистемы «Липовый остров» в Кузбассе такая зона подогревается за счет окисления метана, поступающего с угольным газом из расположенных ниже пластов каменного угля [10].

Температура зон — один из важнейших параметров формирования фитоценозов. Газо- и теплообмен между ними и приземным воздухом приводит к увеличению суммы активных температур, т.е. продлению сроков вегетации растений. Известно, что процессы ассимиляции и фиксации азота и углекислоты весьма чувствительны даже к незначительному изменению температуры. Понижение или повышение ее на доли градуса, а тем более на $1-2^{\circ}\text{C}$ приводит к смене состава растительности.

В северных районах Сибири широко развиты многолетнемерзлые породы. Их распространение не подчинено климатическим поясам. На территории Западно-Сибирской плиты южная граница таких пород проходит примерно по 62°с.ш. На Сибирской платформе они наблюдаются повсеместно,

правда, в южных районах криолитозона имеет «лоскутный» характер. Влияние многолетнемерзлых пород на развитие растительности очень велико, причем не только отрицательное, но и положительное. Территория Центральной Якутии по засушливости может быть приравнена к черноземным степям Казахстана, и решающую роль в существовании таежных массивов играют именно эти предметы. Летнего тепла здесь хватает для оттаивания зон минерального питания на глубину 0,7—2 м. Ниже расположен слой многолетнемерзлых грунтов, который служит водоупором и способствует удержанию атмосферных осадков и весенней снеговой воды. Многолетнемерзлые породы снижают температуру деятельного слоя зон минерального питания, что заметно уменьшает испарение влаги. Не будь этого источника воды в почве, вся Лено-Вилуйская равнина при столь ничтожном количестве годовых и особенно летних осадков превратилась бы в безводную пустыню [13]. По данным лесовода Л.К.Позднякова [12], общая площадь лесных земель на территории бывшего СССР составляет 12 млн.км², из которых 8 млн.км² приходится на леса, произрастающие в условиях многолетнемерзлых пород, в т.ч. в области их сплошного распространения (более 2 млн.км²). Следовательно, более половины лесных богатств России сегодня сосредоточено в областях развития криолитозоны.

Важнейший геологический фактор — поступление в геологический субстрат растительного покрова глубинных (литосферных) газов. В соответствии со справочной литературой, в химический состав абсолютно сухой древесины всех пород в среднем входит 49,5% углерода, 6,3% водорода и 44,2% кислорода и азота суммарно. Древесина содержит всего лишь 0,2—1,7% минеральных веществ, преимущественно солей кальция, остающихся в золе при ее сгорании. Это значит, что развитие растительного мира практически невозможно без участия подземных источников углеродного питания. Напомним, что в наземной атмосфере доля углекислого газа составляет (по объему) лишь 0,09%. Таким источником углеродного питания растений, несомненно, служат литосферные газы. Еще В.И.Вернадский [3, с. 408] писал: «Газы в литосфере находятся в разном состоянии: 1) они образуют газообразные скопления, т.е. находятся в газообразном состоянии, частью медленно выделяясь, рассеиваются в атмосфере (газовые испарения), частью образуя газовые скопления и сгущения. Особый тип сгущения представляют газы рыхлых продуктов литосферы (например, почвенный воздух); 2) они наблюдаются в твердых растворах и 3) находятся в жидких растворах, в разнообразных жидких продуктах Земли, главным образом в воде, нефти и магме. Из всех форм нахождения газов, вероятно, наибольшее их количество сосредоточено в виде сгущений и скоплений». Далее В.И.Вернадский отмечал, что газовые источники в земной коре должны считаться сотнями тысяч, среди которых: «... в общей экономике земной коры и, в частности, в обмене свойственных ей газов источники должны играть огромную, пока не поддающуюся учету, роль» (с. 414). И еще: «Наибольшее значение в газовом обмене Земли имеют тектонические источники, идущие из более глубинных слоев литосферы. Для них характерным является *бедность кислородом*. Огромное большинство таких минеральных источников даже совершенно не заключает кислорода» (с. 415).

Для изучения газового поля зон минерального питания в СНИИГГиМС был сконструирован пробоотборник газа [11], с помощью которого установлено, что свободно истекающие из недр газы представлены в основном диоксидом

углерода CO₂, азотом N₂, оксидом углерода CO с примесью ацетилена C₂H₂, этилена C₂H₄, этана C₂H₆, метана CH₄, сернистого ангидрида SO₂, сероводорода H₂S, водорода H₂ и паров воды H₂O. В целом, глубинные газы по составу азотные, азотно-углекислые и углекислые. С.И.Голышев по изотопному составу углерода в упомянутых зонах установил две генетические разности CO₂. Первая — биогенная, с $\delta^{13}\text{C}$ –24...–28‰, вторая — коровая, глубинная с $\delta^{13}\text{C}$ –11...–18‰. Присутствие сколько-нибудь значительных количеств атмосферного CO₂ в почвенном слое не обнаружено. Глубинные газы, наряду с жидкой фазой, как самые мобильные компоненты — основной геохимический агент воздействия на минеральную часть почвы, участвуют в окислительно-восстановительных реакциях и в процессах формирования щелочно-кислотных условий — главных физико-химических показателей геохимической обстановки зон минерального питания.

Исследования земель ряда районов Сибири показали неоднородность их газового поля, что заметно влияет на развитие фитоценозов. Приуроченность различных типов растительности к тектонически активным зонам наблюдается во многих районах. В горах Памира на высоте 2500 м установлен гигантизм различных представителей растительного мира, который не связан с плодородием почв и благоприятными климатическими условиями. Почвы здесь пустынные сероземы, перепады температур от –30°C с ноября по март до +35°C в июле. В то же время плодоносящая черешня имеет диаметр ствола до 1,5 м, тополя — до 4 м, клубни картофеля достигают 4 кг, яблони плодоносят дважды в год [15].

Известно, что большинство эндемичных видов и родов хвойных сосредоточено на периферии бассейна Тихого океана. Число их видов и плотность заселения на суше возрастает по направлению к побережью. Периметр океана обрамляется подвижным поясом, характеризующимся активными разрядами глубинных процессов. В составе выделяющихся здесь газов преобладает CO₂ до 90%. Известный гигантизм растительного мира на Дальнем Востоке мы связываем с повышенными содержаниями CO₂ в зонах минерального питания. Отметим также, что наиболее мощные массивы хвойных, листопадных и смешанных лесов в Западной Европе приурочены к «углекисло-газовому» поясу, протянувшемуся от Восточных Французских Пиренеев до Судет, где повсеместно обнаруживаются термальные источники и сухие эманации CO₂. Пояс этот прослеживается выходами на поверхность углекислых источников (нарзаны, аршаны) и далее на восток до побережья Тихого океана.

Лабораторными опытами и расчетами группа биологов во главе с академиком А.Л.Курсановым доказала, что листовой аппарат растений общей площадью всего лишь 100 см² может использовать в фотосинтезе за 1 ч 5 мг CO₂, поступающего через корни. Известно, что 1 га посева культурного растения может усваивать в процессе фотосинтеза 150—500 кг, в рекордных случаях до 1000 кг CO₂ в день и образовывать 75—250 и даже 500 кг органического вещества. За это время листья растений могут выделять от 60 до 400 кг свободного O₂ и испарять до 100 т H₂O. А.Л.Курсанов [6] утверждает, что растения в фотосинтезе используют CO₂, поступающий через корни. К такому же выводу пришли и авторы в результате исследований газового поля зоны минерального питания растений на территории Сибири. Было установлено, что «забеги» таежной растительности в тундровые пространства совершаются

по активно газифицирующим тектоническим трещинам, по которым закладываются и развиваются речные долины.

Проведенные газометрические исследования показали, что глубинные газы, прежде всего углекислый, воздействуют на продуктивность сельскохозяйственных растений. В Новосибирской области, на примере урожайности зерновых культур, за последние 30 лет установлено, что более высокие урожаи приурочены к относительно тектонически активным территориям, где в зонах минерального питания наблюдается более высокое содержание глубинных газов — это районы Присалаирья, Приобского плато и Прииртышского вала. В соседних областях наиболее высокие урожаи отмечены в Тюменской и Томской (нефтегазоносных), а также Кемеровской областях над угленосными отложениями.

Для установления строения, вещественного состава и физико-химических параметров геологической среды описываемых зон предложен рациональный комплекс методов исследования. Геохимические обстановки для таких зон в значительной степени обусловлены составом пород и почв. Вместе с тем, минеральная часть субстрата находится под постоянным воздействием продуктов жизнедеятельности организмов и их разложения — органического вещества, которое накапливается в кровле почвенных профилей. Это отражается на процессах преобразования пород, миграции элементов и плодородии почв. Для расшифровки литолого-минералогических и гидрогеохимических особенностей зон минерального питания как биогеологической формации, необходимо комплексное использование как традиционно геологических, так и агрохимических методов изучения. Агрохимические методы позволяют получать большой объем уникальных по своей информативности данных по геохимии горных пород и современным процессам их изменения. В почвоведении данные процессы объединены в понятие «почвообразование». Для геологов аналогичным путем представляется возможность инструментально проследить и описать динамику современных процессов гипергенеза. Строение разрезов и литолого-минералогический состав пород устанавливаются при полевом и лабораторном изучении общепринятыми методами. Гидрогеохимические условия оцениваются по составу и концентрации поровых вод, составу водорастворимых солей, обменных катионов, потенциальной кислотности пород, определяемых в водной и солевых вытяжках. По количеству и соотношению водорастворимых солей и составу обменных катионов расшифровываются гидрологический режим (промывной, застойный, испарительный), интенсивность выноса и накопления элементов, устанавливаются типы засоления пород, классы геохимических ландшафтов [2, 9].

Природные эколого-геологические системы (экогеосистемы) представляют собой региональные (или локальные) блоки зон минерального питания с однородными гидрогеохимическими условиями геологической среды, занятые обособленными природными фитоценозами [10]. Формирование экогеосистем предопределено историей геологического развития регионов.

По строению разрезов, гидрогеохимическим обстановкам, составу пород и их гипергенному преобразованию выделены две группы природных экогеосистем: элювиальные и супераквальные [7].

В состав первой группы экогеосистем входят элювиальные с выщелоченными породами, элювиальные с минерализованными породами геологического субстрата и элювиально-делювиальные. Они распространены на положительных формах рельефа с низким базисом эрозии. Эко-

геосистемы с выщелоченными породами формируются в условиях промывного гидрологического режима. В кровле зон минерального питания находятся автоморфные подзолистые, серые и бурые лесные почвы с повышенной обменной кислотностью пород. Экогеосистемы с минерализованными породами субстрата развиты на территориях с непромывным гидрологическим режимом. Они венчаются черноземными и каштановыми почвами, которые отличаются высокой насыщенностью пород обменными основаниями, а также карбонатизацией и огипсованием. Элювиально-делювиальные экогеосистемы, распространенные в горных ландшафтах, характеризуются пестротой гидрогеохимических условий геологической среды, четкой зависимостью состава поровых растворов от литолого-минералогических особенностей исходных пород. Это зона формирования почвоэлювия.

Во второй группе выделены супераквальные со слабоминерализованными и минерализованными породами субстрата и поверхностно-переувлажненные экогеосистемы. Супераквальные экогеосистемы распространены в пределах речных пойм и террас, слабодренлируемых водоразделов, неотектонических впадин, межгорных котловин и на территории криолитозоны. Экогеосистемы с маломинерализованными породами субстрата характерны для ландшафтов с проточным или застойным гидрологическим режимом. Здесь развиты гидроморфные по генезису луговые и черноземно-луговые почвы. Породы, как правило, насыщены обменными основаниями, распространено оглеение. Супераквальные экогеосистемы с минерализованными породами характеризуются испарительным гидрологическим режимом. Происходит накопление водорастворимых гидрокарбонатных, сульфатных и хлоридных солей, развиваются солонцеватые черноземно-луговые и луговые почвы, солонцы и солончаки. Супераквальные поверхностно-переувлажненные экогеосистемы формируются в условиях периодического обводнения почвенного покрова. Они распространены преимущественно на территории криолитозоны. Гидрологический режим застойный, развито оглеение пород. Для таких экогеосистем характерны кислые и очень кислые торфянисто-глеевые почвы. Обменный комплекс катионов в них представлен в основном водородом.

При эколого-геологическом районировании территории кроме геологических данных учитывается «мозаичное» распределение типов растительности в пределах единых ландшафтно-климатических зон. В географических ландшафтах помимо коренных растительных сообществ, определяющих зональный тип растительности, выделяются «квазикоренные» (почти коренные) сообщества, представляющие собой литогенные варианты зональной растительности (т.е. интразональные), и «азональные» — несвойственные данной ландшафтно-климатической зоне. Причиной их образования в том и другом случае является различие геологической среды зон минерального питания. Районирование территорий по структурно-геологическим и лито-гидрогеохимическим критериям с выделением региональных или локальных блоков таких зон с однородными условиями геологической среды, играющих роль субстрата обособленных (интразональных и аazonальных) фитоценозов, — надежный метод выделения экогеосистем. Экогеосистемы — части ландшафтно-климатических зон. Их территориальная распространенность определяется границами тектонических структур, составом геологических формаций, гидрогеохимическими условиями и другими факторами. Все необходимые данные можно получить при анализе геологических

карт и карт растительности. Границы экогеосистем могут быть уточнены при изучении их геологической среды.

На основании изложенных позиций проведено эколого-геологическое районирование северных районов Приенисейской части Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы, а также юга равнинной части Западной Сибири — зоны лиственных лесов и лесостепи. Составлены карты и схемы районирования. Районирование проводилось с учетом структурно-геологических обстановок, проявлений новейших тектонических движений, геоморфологии, ландшафтно-климатических условий, литолого-минерального состава пород и особенностей почвенного покрова, гидрогеохимических условий в зонах минерального питания, характера распространения многолетнемерзлых пород, распространения основных типов растительности. В различных структурно-геологических и ландшафтно-климатических обстановках относительная роль отдельных геологических факторов в формировании экогеосистем изменяется. Этим обстоятельством обусловлено многообразие экогеосистем.

Прогноз эволюции (развития) экогеосистем основан на построении их функционирующих моделей с учетом современных тектонических движений, изменений гидрологического режима, солевого состава подземных вод, газовой фазы, климата, направленности гипергенного преобразования пород зон минерального питания. Методика прогноза разрабатывалась при изучении азональных экогеосистем: «Липовый остров» в Кемеровской области, лесные массивы в бассейне р.Таз, нижнего и среднего течения р.Енисей, в урочище Ары-Мас на Таймыре и чозениевых рощ на островах р.Ундюлюнг — правого притока р.Лена в Якутии и других районах [10].

К настоящему времени прогноз развития с различной степенью детальности выполнен для экогеосистем юга Западной Сибири. Каждая система отличается индивидуальными особенностями ее естественного преобразования. Широкое распространение в кровле зон минерального питания Васюганской экогеосистемы глинистых слабопроницаемых пород и выровненный рельеф привели к формированию верховых болот и образованию торфяно-глебовых почв. Этот процесс продолжается и в настоящее время. На территории Тобол-Иртышской экогеосистемы на фоне современного опускания усиливаются процессы оглеения дерново-подзолистых почв и расширяются площади верховых болот. Наиболее стабильны Средне-Ишимская и Тобол-Исетская экогеосистемы — территории современной лесостепи. В пределах Барабинской и Кулундинской экогеосистем вследствие продолжающегося относительного опускания местности и повышения уровня минерализованных грунтовых вод усиливаются процессы засоления пород. Результат этого — деградация знаменитых барабинских черноземов, формирование солонцов и даже солончаков. На территории Предалтайской и Присалаирской экогеосистем в результате подъема местности и повышения по этой причине интенсивности дренажа пород происходят процессы выщелачивания и оподзоливания широко развитых здесь в настоящее время черноземных почв. Этому способствует более влажный климат зоны «осадков предвосхождения».

В заключение следует отметить, что изучение роли геологических факторов и процессов, геологической среды минерального субстрата в экогеосистемах — необходимое условие эффективного природопользования, и в первую очередь сельскохозяйственного производства. Известно,

что в СССР в послевоенный период сельскому хозяйству поставлялось минеральных удобрений в 350 раз больше, чем в довоенный. Общие затраты по капитальным вложениям были увеличены в 100 раз и более. Урожайность зерновых культур в стране возросла в 2,2 раза, но при этом резко ухудшилось качество зерна по белку, клейковине. Ухудшилось качество и многих других видов выращиваемой продукции. Началось интенсивное разрушение природных экологических систем: отравление почв, гибель наземных животных и речных богатств. На эту тему опубликовано большое число научных и публицистических статей, но положение не меняется.

Для сохранения и восстановления природной среды необходимо провести районирование сельскохозяйственных земель с учетом эколого-геологических особенностей территорий, что позволит уменьшить нормы внесения удобрений без снижения урожайности. Естественно, эта задача может быть выполнена лишь объединенными усилиями экогеологов с почвоведом и специалистами по сельскому производству. Вкладом экогеологии в решение этой задачи будет установление физико-химических параметров геологической среды зон минерального питания конкретных экогеосистем в различных ландшафтно-климатических зонах, закономерностей их изменения под воздействием современных геологических процессов и хозяйственной деятельности человека. Полученные данные послужат основой прогноза эволюции природной среды и планирования сельскохозяйственных работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аралова Н.С.* Растительность — индикатор состава грунтов северной тайги. Автореф. дисс... канд. геол.-минер. наук. — М., 1971.
2. *Бгатов В.И., Лизалек Н.А., Кузельный Н.М.* Изучение зоны минерального питания растений при эколого-геологических исследованиях // Отечественная геология. 1999. № 3. С. 55—58.
3. *Вернадский В.И.* Избранные сочинения. Т. 2. — М.: Изд-во АН СССР, 1955.
4. *Дучков А.Д., Соколова Л.С.* Геотермические исследования в Сибири. — Новосибирск: Наука, 1974.
5. *Кузельный Н.М., Лизалек Н.А., Бгатов В.И.* и др. Основные факторы формирования геологической среды зоны минерального питания биот // Проблемы геологии, рудообразования и минерализации Сибири. — Новосибирск, 2000. С. 153—160.
6. *Курсанов А.Л., Крюкова Н.Н., Вартапетян Л.Я.* Движение по растению углекислоты, поступающей через корни // Докл. АН СССР. 1953. Т. XXX. С. 913—916.
7. *Лизалек Н.А., Кузельный Н.М., Бгатов В.И.* и др. Геологические типы природных экогеосистем // Мат-лы VII научно-практич. и методич. конф., посвященной 100-летию Красноярского Русского географического общества. — Красноярск, 2001. С. 112.
8. *Лялько В.И.* Тепломассоперенос в литосфере. — Киев: Наукова думка, 1985.
9. *Методические подходы к изучению эколого-геологических систем в платформенных областях Сибири* / Под ред. В.И.Бгатова. — Новосибирск, 1994.
10. *Опыт изучения азональных эколого-геологических систем (на примере платформенных областей Сибири)* / Под ред. В.И.Бгатова, Н.А.Лизалека. — Новосибирск, 1992.
11. *Патент РФ № 2055340.* Прообоотборник газа / В.И.Бгатов, А.В.Бгатов, В.М.Такаев. Приоритет 15.06.92.
12. *Поздняков Л.К.* На вечной мерзлоте // Человек и лес. 1984. С. 14—15.
13. *Скрябин С.З., Караваев М.Н.* Зеленый покров Якутии. — Якутск: Книжное изд-во, 1991.
14. *Фролов Н.М.* Гидротермия. — М.: Недра, 1976.
15. *Чирков Ю.И.* Памирский феномен // Наука и жизнь. 1988. № 8. С. 22—28.

Ориентировочная оценка запасов циркона, граната, титанистых и черных рудных минералов в голоценовых осадках арктических морей России

В.А.КОШЕЛЕВА (ВНИИОкеангеология)

Комплексное изучение вещественного состава донных осадков арктических морей России, проведенное по результатам опробования сотрудниками НИИГА-ВНИИОкеангеология в 1930—1990 гг., позволило получить достаточно информативный материал, в результате чего были объективно откорректированы голоценовые осадки, и это отражено в работе [2].

Методика. Для расчетов содержаний отдельных минералов тяжелой фракции в голоценовых осадках было использовано более 1500 образцов. Количества циркона, граната, титанистых минералов, а также черных рудных, пересчитывались на килограммы в 1 т преимущественно алевроглинистого осадка, наиболее широко распространенного на арктическом шельфе. Пересчет проводился по процентному содержанию конкретного минерала или группы минералов (черные рудные, титанистые) в тяжелой фракции и ее выходу (процентному содержанию тяжелой фракции в навеске или в образце осадка 100 г).

Далее на отдельные картографические бланки изучаемых морей (масштаб 1:6 000 000) выносились результаты расчетов по конкретному минералу (числитель) и мощности голоценовых образований (знаменатель).

Результаты расчетов, вынесенные на карты (см. рисунок), дали возможность выделить в исследуемых бассейнах площади или участки повышенных содержаний отдельных минералов. Анализ карт показал, что осадки с со-

держанием данных минералов в количестве более 0,5; 1 и даже 2 кг/т приурочены, как правило, к границам разновозрастных коренных пород, подстилающих осадочный чехол, т.е. обусловлены местным геологическим строением [1, 3]. При одинаковом геологическом строении эти участки тяготеют к положительным структурным формам, прежде всего к их периферии, но иногда выявлены на их склонах. Подстилающим коренным породам со своим специфическим набором минералов тяжелой фракции, как правило, свойствен такой же из изученных компонентов — голоценовые осадки.

Отдельным участкам со сложным геологическим строением докайнозойского фундамента, или с кайнозойскими доплейстоценовыми подстилающими образованиями, перетерпевшими неоднократный перемыв в процессе формирования, характерно повышенное содержание в осадках всех изученных твердых компонентов. Большинство осадков на выделенных участках имеют концентрацию двух или трех минералов, что резко повышает их практическую ценность.

Размеры площадей повышенных содержаний минералов и величина мощности голоценовых осадков в их пределах позволяют ориентировочно оценить запасы циркона, граната, титанистых и черных рудных минералов в изучаемых бассейнах (см. таблицу).

Как видно из расчетов и карты, голоценовые осадки на отдельных участках арктических морей России — природные коллекторы рассматриваемых минералов и могут представлять практический интерес для проведения поисковых и поисково-разведочных работ на данные твердые полезные ископаемые, что актуально. В рамках задания Роскомнедра 1993 г. ИМГРЭ оценил минерально-сырьевую базу России, завершив в 1996 г. работу по оценке перспектив циркониеносности шельфа России, куда вошли материалы и расчеты по содержанию циркона в донных осадках арктических морей России.

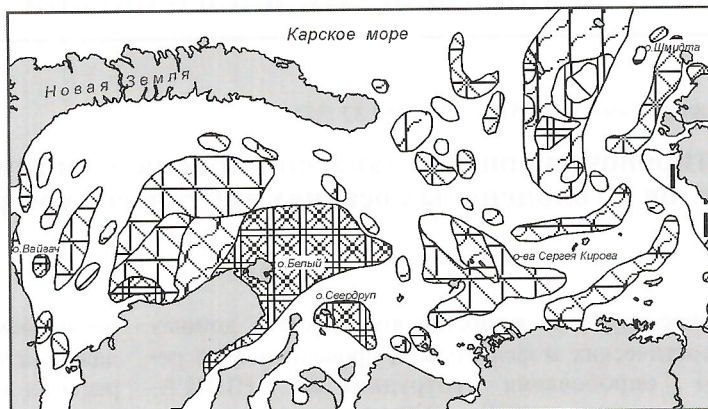
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическое строение СССР. Т. 9. Моря Советской Арктики / Под ред. И.С.Грамберга, Ю.Е.Погребницкого. — Л.: Недра, 1984.
2. Кошелева В.А., Яшин Д.С. Донные осадки арктических морей России. — С-Пб.: ВНИИОкеангеология, 1999.
3. Окулич А.В., Лопатин Б.Г., Джаксон Х.Р. Циркумполярная геологическая карта Арктики. Карта 1765А. Масштаб 1:6 000 000. Геологическая служба Канады.

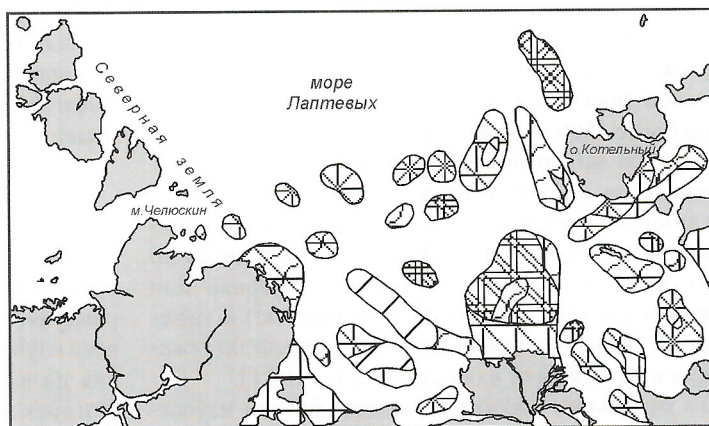
Запасы циркона, граната, титанистых и черных рудных минералов в отложениях арктических морей России

Моря	Минералы, $\times 10^6$ т			
	Гранат	Циркон	Титанистые	Черные рудные
Баренцево	16,25	16,62	14,65	8,31
Карское	737,59	526,09	564,68	258,10
Лаптевых	1002,55	850,44	670,12	762,50
Восточно-Сибирское	406,54	511,37	625,85	376,76
Чукотское	202,35	153,68	387,45	213,04
ВСЕГО	2365,28	2058,2	2262,76	1618,71

Б

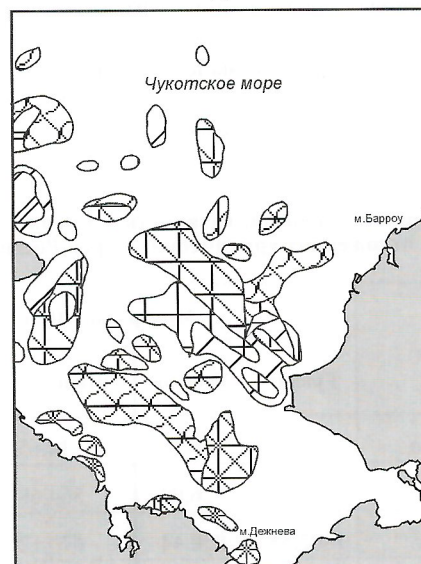


B



масштаб:
1:6 000 000

Д



содержание, кг/т: 1 — циркон 0,5—1,0; 2 — гранат 0,5—1,0; 3 — черные рудные минералы 0,5—1,0; 4 — титанистые минералы 0,5—1,0; 5 — циркон 1,0—2,0; 6 — гранат 1,0—2,0; 7 — черные рудные минералы 1,0—2,0; 8 — титанистые минералы 1,0—2,0; 9 — гранат и циркон соответственно 1,0—2,0; 10 — гранат, циркон и черные рудные минералы соответственно 1,0—2,0; 11 — гранат, циркон, черные рудные и титанистые минералы соответственно 1,0—2,0; 12 — циркон и черные рудные минералы соответственно 1,0—2,0; 13 — циркон >2,0; 14 — гранат >2,0; черные рудные минералы >2,0; 16 — титанистые минералы >2,0; 17 — гранат и циркон >2,0; 18 — гранат, циркон и черные рудные минералы >2,0; 19 — гранат, циркон, черные рудные и титанистые минералы >2,0; 20 — циркон и титанистые минералы соответственно 1,0—2,0; 21 — гранат 1,0—2,0 и титанистые минералы 0,5—1,0; 22 — циркон 1,0—2,0 и титанистые минералы 0,5—1,0; 23 — гранат, черные рудные и титанистые минералы соответственно 1,0—2,0; 24 — черные рудные и титанистые минералы соответственно 1,0—2,0

Полнота извлечения руд и металлов как экологический императив

Б.Н.ЛУЗГИН

Устойчивое развитие тесно связано с уменьшением загрязнения окружающей среды, в т.ч. металлами разрабатываемых месторождений. Потребности в добыче металлов растут экспоненциально. Общая добыча руд различных металлов составила 12 млрд.т в год, а, следовательно, из земных недр с этой целью ежегодно извлекаются более 100 млрд.т (по некоторым данным до 600 млрд.т) горных пород. Техногенная эмиссия (выпуск) металлов имеет гигантские масштабы, превысившие объемы их поступлений во все географические среды в результате различных природных процессов.

Загрязненность всех земных сфер металлами достигла значительных величин, а для некоторых из них (например, для кадмия, содержание которого в живых организмах выше его ПДК [14]) — критических. Антропогенные эмиссии (выпуск) многих из металлов превосходят естественные [15]. Структура их потребления резко не соответствует литосферной распространенности (рис. 1), что не может не вызвать серьезной озабоченности, особенно в связи с «прорывом технологий» по извлечению и использованию дефицитных в природе редких металлов.

Отодвигавшиеся практикой прогнозные сроки сырьевой «голода» на тот или иной металл все же неизменно приближаются. Особенно это относится к тем металлам, которые в процессе их использования подвержены интенсивной диссипации (рассеиванию), как это происходит в частности с ртутью (табл. 1), которая, вероятно, может оказаться в числе первых элементов, промышленные запасы которых в таком случае иссякнут уже в начале наступившего века [7]. Для этого металла юная (альпийская) геологическая история — наиболее продуктивная с точки зрения концентрации ртути в виде рудных зон, полей и место-

рождений. Современные особенности ее миграционной направленности с учетом антропогенного фактора прямо противоположны. Основной поток этого металла характеризуется высочайшей степенью рассеивания, прежде всего, в естественных биогенных средах. Экологические последствия антропогенного металлического загрязнения природы можно охарактеризовать как угрожающие для жизни на нашей планете. Следует ли настаивать после этого на «высокой» экологичности многих наших «высоких» технологий?

В связи с этим уровни содержаний многих металлов резко возросли не только в окружающей среде, но и во всех современных растениях и животных. Высказана даже уверенность, что современный этап — это новая металлогенетическая эпоха, связанная с интенсивным рудообразованием в результате производственной деятельности человека, что ее изучением должна заниматься новая отрасль металлогении — техногенная металлогения.

Очевидно, что именно руды — основной источник всех используемых (и неиспользуемых) человеком металлов. И, следовательно, для лучшего осмысливания процесса расплывания загрязнений данного типа экологи во всех построениях обязаны учитывать источники таких процессов, столь опасных для всего населения Земли.

Острота этой проблемы вызывает приоритетную необходимость исследования всех процессов металлического загрязнения для выявления, прежде всего, наиболее насыщенных его звеньев. Однако как бы то ни было, в истоках подобного явления лежит использование для различных практических целей массива естественных рудных концентраций. Наука, которая занимается изучением закономерностей размещения рудных месторождений в простран-

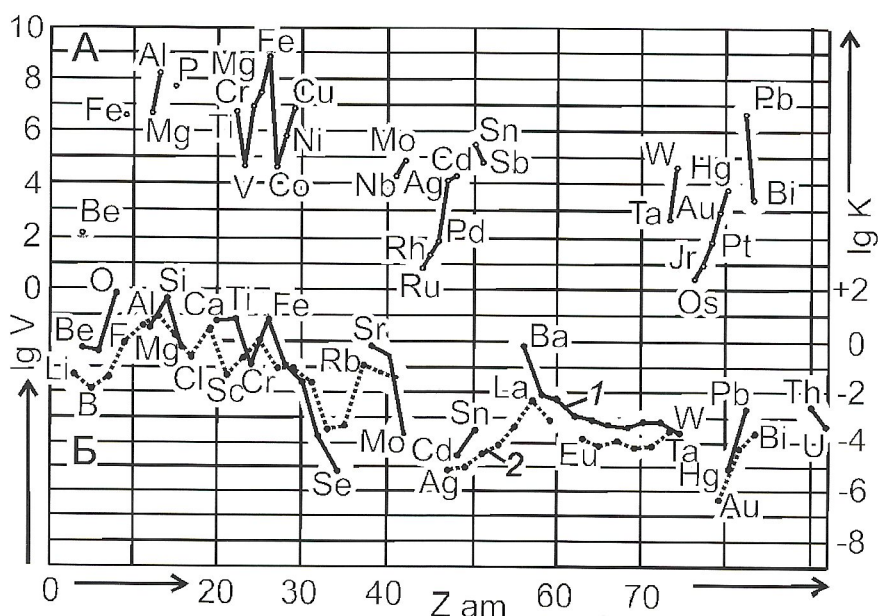


Рис. 1. Структуризация объемов ежегодной добычи металлов (А) и атомных кларков элементов земной коры в логарифмическом масштабе (Б):

Б — по С.Р.Тейлору, из работы [1]: 1 — четные, 2 — нечетные химические элементы

1. Объемы эмиссии и диссипации металлов «страшной тройцы»

Металл	Эмиссия, т	Диссипация, т	Отношение диссипации к эмиссии	Обоснованность объемов диссипации
Pb	$4,65 \cdot 10^6$ [2]	$0,25 \cdot 10^6$ [9]	>50 [13]	Указаны только объемы загрязнения атмосферы автотранспортом [15]
Cd	$17 \cdot 10^3$ [1]	$5 \cdot 10^3$ [14]	29,4	По ежегодному объему морского загрязнения
Hg	$6,5 \cdot 10^3$ [1]	$5 \cdot 10^3$ [14]	76,9	То же

нстве и во времени, определяется как металлогения. Следовательно, если мы разделяем мнение о необходимости экологизации наук, как одного из самых насущных велеаний нашего времени [6], то необходимость внесения экологических начал в это учение о рудных полезных ископаемых вполне очевидна.

Количественный состав антропогенно активизированных металлов устанавливается комплексами добываемых полезных ископаемых, которые поистине огромны. Причем, значительная часть загрязнений связана не только с объемами добытых руд, но и с массами отходов горного, обогащенного и металлургического производств. Следует трезво оценить практическую осуществимость идеи безотходных технологий в горнорудном производстве. Идеализированность представлений о безотходности ряда отраслей промышленности была достаточно обстоятельно показана С.А.Паршенковым [9]. В приложении к горнодобывающей промышленности «безотходность» может быть принципиально оценена по уровню соотношения объемов рудной и нерудной масс отходов в зависимости от типа и вида того или иного комплекса металлических полезных ископаемых (рис. 2).

Определяющие технолого-экономические требования (кондиции) металлургической промышленности к качеству руд, и, прежде всего, понятие о минимально промышленных содержаниях рудных компонентов, при значениях

превышающих извлечение того или иного металла, становится экономически рациональным [8]. На приводимой диаграмме, отражающей указанную зависимость, поведение усредненной кривой определяется экспоненциальной функцией вида $y=a^x$. Поэтому очевидно, что затраты на выемку редких металлов все более обусловлены затратами труда на добычу огромных масс пустых пород; и если наша вожденная цель — изъятие металла, содержащегося в количестве сотых—тысячных долей всего объема «руды», то приспособить к «попутному» использованию всю эту массу просто невозможно.

Причем, содержание редких металлов в самих рудах невелико. Так, например, для пентаоксида тантала оно составляет 0,02—0,05%, ниобия — около 0,5% [3]. И, естественно, в конечные продукты извлекается лишь малая часть перерабатываемого сырья. Снижение экологической нагрузки на окружающую среду при добыче и переработке редкометаллических руд по традиционным технологиям не может быть достигнуто в принципе.

При извлечении железа в отходы уходит 40—60% добываемой массы; при извлечении редких элементов 99—99,9%. Лучший пример невозможности использования отходов — урановое производство. В этом случае руда от пустой породы отличается лишь качественно. Отходы высоко радиоактивны и, как показала практика, не могут использоваться ни в каком из видов строительного дела.

Не стоит обольщаться и возможностью вторичного использования металлов. Часть их почти полностью диссипируется в процессе антропогенного применения. Другие же могут быть регенерированы, но, как показывает практика, не более чем на 60%. Дальнейшие затраты по их извлечению из технических изделий чрезвычайно дорогостоящие до немыслимых по экономическим категориям.

Большую часть запасов редких металлов, в частности бериллия, составляют комплексные руды, в т.ч. плавикивошпатовые. В этом случае при плавке флюорит приводит к образованию легколетучего фторида бериллия, а содержащиеся в бериллиевых концентратах фториды не извлекаются и не используются.

Олово-полиметаллические руды, часто содержащие также комплекс благородных, редких и рассеянных элементов, относятся к труднообогатимым. Ценность компонентов-примесей в них сопоставима или превосходит стоимость главных металлов руд, в частности олова. В балансе оловорудных месторождений Российской Федерации таких труднообогатимых руд 25%, но на действующих горнообогатительных комбинатах извлечение главного компонента — олова не превышает 45%, а сопутствующи

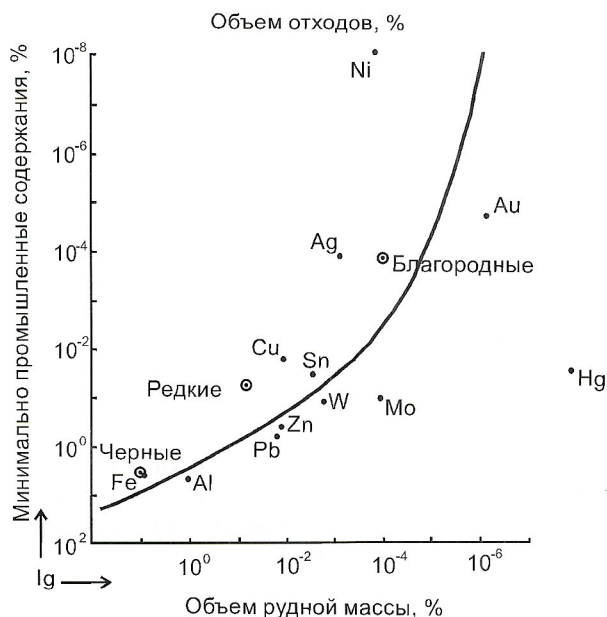


Рис. 2. Логарифмы соотношения рудных и отвалных масс

щие олову ценные рудные элементы в товарные концентраты даже не попадают.

Очевидно, существующее идеалистическое представление о комплексных рудах, как ресурсе, обеспечивающем получение полного и целого комплекса присутствующих в них ценных компонентов, необходимо переосмыслить самым решительным образом. В общем виде можно, безусловно, говорить о повышенной практической ценности лишь нескольких типов олигометаллических (малокомпонентных) руд. В то же время многие поликомплексные руды почти никогда не представлены такими ассоциациями, из которых вероятно извлечение всех компонентов и с достаточной полнотой. Есть комплексные руды, которые могут эффективно эксплуатироваться при достигнутом в настоящее время уровне извлечения металлов из руд, и комплексные руды, которые при современной технологии не должны и не могут эксплуатироваться в силу исходящего от них многофакторного загрязнения окружающей среды.

Нередко металлы добываются на значительном удалении от центров цивилизации, где вообще не существует потребности в подобных породных массах. Этим во многом определяется экономическая эффективность месторождений сырья подобного типа, при эксплуатации которого доставка к местам передела и использования небольших объемов ценных концентратов (а месторождения редких металлов такими и являются) экономически оправдана даже при высоких затратах на самые дорогостоящие виды транспорта. И, кроме того, отвальные породы по экологическим причинам далеко не всегда могут быть использованы в строительстве или другом производстве, тем более в

лавинообразно возрастающих масштабах. Как ни жаль, а необходимо отрешиться от таких принципиальных иллюзий, как полная безотходность горнодобывающих производств. Есть и другой настойчиво культивируемый миф, связанный с разработкой рудных полезных ископаемых, — предвзятость определения комплексности использования месторождений, как «...извлечения из недр и из самого полезного ископаемого для нужд народного хозяйства не только главных компонентов полезного ископаемого, но и всех сопутствующих ему ценных примесей, а также использование попутно добываемых г.п. [горных пород — Б.Л.], газов, вод, отходов при переработке полезного ископаемого и т.п.» [2, с. 34]. Тем, кто знаком с технологическими исследованиями по обогащению и извлечению рудных компонентов для последующей их переработки, хорошо известно, что и выход, и извлечение связаны со значительными сложностями и, в принципе, не могут быть полными. При разработке методов обогащения рудных минералов распространенных элементов, таких как железо, алюминий, марганец, даже теоретически нельзя извлечь эти компоненты в полном объеме, так как они входят в структурные решетки разнотипных минералов, обладающих различным характером внутренних связей и, соответственно, различной раскрываемостью. Не менее сложно повысить извлечение редких и благородных металлов, не говоря уж о рассеянных элементах, современная методика высвобождения которых еще так далека от совершенства. Кроме того, с экологической точки зрения важно не только (и не столько) полное извлечение полезных, но равно и вредных токсичных компонентов, чтобы исключить

2. Запасы главных полиметаллических месторождений Рудного Алтая

Месторождение	Качество и запасы основных компонентов категорий А+В+С ₁ +С ₂							
	Pb, % тыс.т	Zn, % тыс.т	Барит, % тыс.т	Ag, г/т т	Cu, % тыс.т	Ca %, г/т т	Se, %, г/т т	Te, %, г/т т
Зареченское	<u>2,89</u> 1129	<u>3,91</u> 44,2	<u>46,4</u> 649	<u>343,2</u> 431,8	<u>0,89</u> 10	<u>0,037</u> 417,7	<u>4,69</u> 5,3	<u>4,07</u> 4,6
Рубцовское	<u>6,52</u> 149,5	<u>11,9</u> 271,3	—	<u>149,9</u> 346,2	<u>4,62</u> 116	<u>0,0555</u> 1269,1	<u>63,11</u> 144,2	<u>41,66</u> 93,5
Степное	<u>3,73</u> 163,3	<u>7,45</u> 325,8	<u>9,2</u> 6	<u>35,1</u> 173,6	<u>1,14</u> 53	<u>0,0343</u> 1526,8	—	—
Корбалихинское	<u>2,01</u> 497,8	<u>9,81</u> 2403,2	—	<u>54,2</u> 1360	<u>1,46</u> 360,1	<u>0,357</u> 8744,4	<u>67,09</u> 1665,2	<u>3,5</u> 87,3
Захаровское	<u>5,96</u> 165,5	<u>10,56</u> 294	—	<u>57,8</u> 161,4	<u>2,03</u> 55,8	<u>0,0661</u> 1778,9	<u>93,82</u> 267,5	<u>9,39</u> 28,1
Таловское	<u>5,35</u> 176,9	<u>11,05</u> 370,4	—	<u>34,5</u> 116,7	<u>1,87</u> 60,7	<u>0,0494</u> 1667,3	<u>58,46</u> 200,4	—
Юбилейное	<u>2,15</u> 100,8	<u>8,08</u> 389,9	<u>5</u> 217	<u>65,6</u> 301,5	<u>1,46</u> 67,9	<u>0,0311</u> 1436,8	—	—
Среднее	<u>2,68</u> 218,7	<u>4,95</u> 423,1	<u>43,4</u> 127	<u>61,6</u> 531,5	<u>0,59</u> 47,2	<u>0,033</u> 2839	<u>25,01</u> 215,8	<u>14,31</u> 123,5
Змеиногорское	<u>1,16</u> 66,5	<u>1,76</u> 102,9	—	<u>35,3</u> 222,9	<u>0,21</u> 11,8	—	—	—
Лазурское	<u>1,19</u> 43,4	<u>4,78</u> 175,6	—	<u>31,1</u> 114,6	<u>1,2</u> 45,1	<u>0,0201</u> 726,5	—	—

или ослабить дальнейшее загрязнение ими окружающей среды. Многое зависит от конкретного спектра элементов, сосредоточенных в данных рудах, с учетом возможной потенциальной их синергичности и сенсительности (совместного эффекта токсического влияния нескольких взаимообусловленных факторов, которые по результату превышают сумму составных воздействий или даже значительно усиливают реакционную активность каждого из этих факторов).

Нам представляется весьма показательным привести лишь один пример для пояснения сказанного. Добываемое на Алтае серебро происходит из руд колчеданно-полиметаллических месторождений так называемого Рудного Алтая, вот уже более 250 лет интенсивно эксплуатируемых человеком. Главные извлекаемые металлы, на которые направлена отработка этих месторождений, — Zn, Pb, менее Cu. В этих рудах содержатся в повышенных, но изменчивых количествах барит (сульфат бария), а также Ag, Se, Te, Ca (табл. 2).

Одно из таких месторождений — Зареченское Змеиногорского рудного поля — содержит в рудах более 50% извлекаемых компонентов, в т.ч. около 350 г/т Ag.

Выявленные значительно позднее и оцениваемые многими как перспективные собственно серебрянорудные месторождения Юстыдского рудного района, в частности Озерно-Асхатинской зоны (Горный Алтай), содержат резко отличный от рудноалтайского парагенетический рудный комплекс. Эти руды характеризуются средними содержаниями Ag от 150 до 400 г/т, что близко аналогичным параметрам руд Зареченского месторождения. Однако содержания Cu, Pb и Zn в этих рудах не превышают первых процентов, а другие рудные компоненты, включая такие токсичные, как As, Sb, Hg, Co, Ni, значительно уступают объемам ведущих целевых металлов Ag, Cu, Bi. Причем, содержание главного элемента этих руд — серебра уступает сумме содержаний сопровождающих его элементов в 100—200 раз (для Коксаирского рудного поля в 130 раз) [4], т.е. в данном случае общий объем извлекаемой части руд не превысит 3—5%, что на порядок меньше извлекаемых объемов полезной массы зареченских руд, и, соответственно, эксплуатация их будет сопровождаться значительно большими объемами отвалов и хвостов. И, кроме того, на каждый извлеченный грамм серебра будут приходиться не меньшие количества As, Sb, Hg, Co, Ni, которые, к сожалению, будут извлекаться не более чем на 50%, резко осложнив при этом громоздкость структуры технологических схем и повысив сложность обогащательного процесса.

Очевидно, существует возможность принципиального выбора из групп однотипных по ведущему рудному компоненту месторождений таких, которые, с точки зрения сопутствующей эмиссии тех или иных металлов, значительно отличаются друг от друга соответствующим им спектром. И, следовательно, в определенных пределах эмиссией металлов можно управлять. Это очень важно, учитывая современную вездесущность и современные масштабы эмиссии, и, особенно, редких элементов. Дело в том, что устойчивость различных живых организмов к усвоению минеральных веществ резко отлична для широко распространенных металлов, постоянно присутствующих в разнообразных средах жизнеобитания хотя бы в мизерных количествах, и для редких элементов, толерантность (терпимость) в отношении которых в связи с не-

бычностью их присутствия в биосфере предельно низка. Поэтому эмиссией металлов не только можно, но и необходимо научиться управлять.

Несомненно, что в подобных случаях перед освоением сложных комплексных месторождений решающими должны быть не только технико-экономические факторы, не только специально разработанные и действительно совершенные технологические схемы, но, прежде всего, экологические оценки [4].

Непременный учет таких оценок должен направить развитие технологий по двум основным руслам: во-первых, по гарантийной утилизации всего комплекса компонентов сложных исходных руд в объемах, исчерпывающих токсикогенные составляющие; и, во-вторых, в сокращении (и приостановлении) масс эксплуатации соответствующих рудных месторождений и участков, на которых технологические схемы переработки и извлечения недостаточно совершенны для этих целей и не будут совершенными в ближайшем будущем. В том и другом случае необходимо заранее определиться с экологическими требованиями к качеству минерально-сырьевых ресурсов и не столько в общем, сколько для каждого горнорудного района, с учетом уровня уже наведенных здесь загрязнений. Иными словами, непременным условием для начала эксплуатации любого месторождения должны стать требования соблюдения, не только технико-экономических, но и экологических кондиций.

И первым шагом в этом направлении должна стать выработка экологических требований к качеству минерального сырья, наподобие тех технико-экономических кондиций, с помощью которых осуществляется разбраковка руд на балансовые—промышленные и забалансовые, для которых их разработка становится технологически неосуществимой или экономически нерентабельной. Речь здесь уже идет не о возможности и цене освоения, а о будущем сосуществовании всех живых организмов, т.е. о приоритете жизни на Земле.

Что же может быть положено в основу выработки региональных и районных экологических кондиций еще до завершения геологоразведочных работ, до возможности расчетной регламентации предельно допустимых концентраций данного металлического комплекса?

Очевидно, в самом общем виде это могут быть следующие предварительные показатели. Во-первых, необходимо уяснить ситуацию по накопленным загрязнениям в горнорудном районе в результате предшествующих промышленных разработок, с учетом размещения отвалов, накопительных прудков и т.п., и разработать меры по их переработке, дезактивации и рекультивации земель, водоемов и водотоков, нарушенных за предыдущие периоды. Эффект от предполагаемых последствий разработки новых объектов должен быть интегрирован на предшествующую основу, что будет способствовать системному анализу прогнозируемых обстановок, особенно по вероятности проявления синергитических эффектов, при определении которых усиливаются действия одних токсичных компонентов за счет каталептического влияния других.

Во-вторых, следует провести квалификационную оценку использованных на ранних этапах горнодобычных работ технологий обогащения с учетом совершенствования соответствующих схем, особенно по полноте и комплексности извлечения характерных металлов и, прежде всего, токсикогенных. Естественно, что при выборе объектов

предпочтение по вероятному вводу в эксплуатацию должно отдаваться тем месторождениям и участкам, где может быть достигнута наиболее благоприятная отдача. Объекты, по которым существующие технологические схемы наименее эффективны, должны быть оставлены до появления более совершенных технологий добычи и переработки руд. Это вполне соответствует провозглашенным общим принципам устойчивого развития, предусматривающим не только использование ресурсов для современного общества, но и создание резерва для последующих поколений.

В-третьих, должны быть разработаны обоснованные экологические подходы по предварительному определению порогов рисков, допустимых на всех стадиях горно-подготовительных и добычных работ, вплоть до ликвидационного периода существования этих предприятий. По существу, следует заранее тщательно проработать прогноз долгосрочных последствий всего комплекса вероятных воздействий на окружающую среду.

Таким образом, речь здесь идет не об установлении региональных и локальных предельно допустимых концентраций для того или иного металлического токсиканта, но о более общем предварительном анализе конкретных экологических обстановок в районах предшествующих или ожидаемых горно-добычных работ. Опасения, что подобная экологизация на ранних стадиях геологоразведочных работ приведет к необоснованному забраковыванию месторождений вряд ли имеет под собой достаточные основания. Любое применение экологических кондиций предполагает разумный взвешенный подход. При этом не следует ожидать и сокращения фронта работ по совершенствованию технологий. Наоборот, они должны быть значительно усилены, так как именно недостаточное внимание к решению технологических проблем приводит к наиболее негативным экологическим последствиям, особенно в старых горнодобывающих регионах. Такая тенденция уже была отчетливо проявлена в последние периоды производства геологоразведочных работ с достаточно широким объемом отбора малых лабораторных технологических проб уже на стадии поисково-оценочных работ. Разумеется, это не должно привести и к сокращению инвестиций на проведение геологоразведочных работ в связи с необходимостью расширения выбора среди возможных и вероятных объектов добычи, наиболее обоснованных не только с по-

зиций технико-экономических параметров, но и собственно экологических.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования РФ (грант Е00-12.0-168).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев В.А. Экологическая геохимия. — М.: Логос, 2000.
2. Бетехтин А.Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. — М., 1955. С. 125—278.
3. Быховский Л.З., Машковцев Г.А., Самсонов Б.Г., Энштейн Е.М. Рациональное использование недр — основной путь повышения качества и конкурентоспособности минерально-сырьевой базы России // Руды и металлы. 1996. № 6. С. 5—12.
4. Вернадский В.И. Избранные сочинения. Т. 5. — М.: Изд-во АН СССР, 1960.
5. Геологический словарь. Т. 1. — М.: Недра, 1973.
6. Горжевский Д.И. Металлоносность нефтей и горючих газов и оценка потенциала рудоносности нефтегазоносных площадей // Разведка и охрана недр. 1997. № 10. С. 28—31.
7. Кривцов А.И. Глобальная минерально-сырьевая обеспеченность в XXI веке — количественные оценки // Использование и охрана природных ресурсов в России. Ежемесячный бюллетень. 2000. № 11—12. С. 53—56.
8. Лузгин Б.Н. Эколого-экономические аспекты комплексных руд // Известия Алтайского гос. университета. 1997. Вып. 3. С. 101—105.
9. Лузгин Б.Н. Экологические параллели учения о рудных полезных ископаемых // География и природопользование Сибири. Вып. 3. — Барнаул, 1999. С. 3—23.
10. Лузгин Б.Н. Экологические кондиции минерального сырья (постановка проблемы) // Экология и рациональное природопользование на рубеже веков. Итоги и перспективы. Т. 1. — Томск, 2000. С. 13—14.
11. Лузгин Б.Н. Распространенные, редкие, рассеянные... // Мат-лы региональной конференции геологов Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока России. Т. 2. — Томск, 2000. С. 49—51.
12. Ляхов В.П., Кампель Ф.Б., Богданович В.В. Комплексное использование минерально-сырьевых ресурсов на Ковдорском ГОКе в новых экономических условиях // Горный журнал. 1997. № 12. С. 8—13.
13. Минц А.А. Экономическая оценка естественных ресурсов (Научно-методические проблемы учета географических различий в эффективности использования). — М.: Мысль, 1972.
14. Реймерс Н.Ф. Экология (теории, законы, правила, принципы и гипотезы). — М.: Молодая Россия, 1994.
15. Толковый словарь английских геологических терминов. Т. 2. — М.: Мир, 1978.

Геохронология и галактический год

И.Г.ЯРКИН

Одной из основных причин, определяющих ход геологических процессов на Земле, многие исследователи считают воздействие космических факторов, появляющихся в результате вращения Солнечной системы вокруг центра Галактики. В 1952 г. академик П.П.Паренаго предложил понятие галактического года, соответствующего периоду такого обращения [4]. По его расчетам период обращения составляет 212 млн.лет, скорость движения Солнечной системы по орбите — 250 км/с, наибольшее удаление Солнечной системы от центра Галактики (апогалактий) — 8,59 килопарсека, а наименьшее (перигалактий) — 7,12 килопарсека. Плоскость Солнечной системы, наклоненная по отношению к плоскости галактической спирали, вращается навстречу движению Солнечной системы. Поэтому анамалистический период — время повторного прохождения Солнечной системы через апо- или перигалактий — меньше периода обращения. Он длится 176 млн.лет.

П.П.Паренаго и его последователи пытались обосновать периодичность вращения Солнечной системы вокруг центра Галактики. Предполагалось, что при периодическом сближении с центром Галактики и удалении от нее, а также прохождении через рукава галактической спирали должны изменяться поле тяготения, интенсивность бомбардировки Земли метеоритами и астероидами, степень облучения солнечной и космической радиацией и ряд других факторов, влияющих на ход геологических процессов. В результате между продолжительностью галактического года и геохронологической шкалой должна существовать связь. Н.А.Ясаманов [6] попытался такую взаимосвязь обнаружить. Исходя из рассчитанной им продолжительности галактического года в 215 млн.лет, он выделил в фанерозое три отрезка времени, соответствующих такой продолжительности: вендско-ордовикский, силурийско-триасовый и юрско-неогеновый. По его представлениям, новый период — галактический год — начался 5 млн.лет назад. Всего в истории Земли он выделил 21 отрезок времени, которые соответствовали галактическим годам.

Г.Н.Гончаров и В.В.Орлов в недавно опубликованной работе [2] проанализировали взаимосвязь массовых вымираний земных организмов, выпадений крупных космических тел и магнитных инверсий с анамалистическим периодом обращения Солнечной системы, составившим по их расчетам 183 ± 3 млн.лет. Шаг повторяемости массовых вымираний совпал с продолжительностью анамалистического периода в 13 из 16 случаев. Максимумы и минимумы повторяемости магнитных инверсий совпадают с прохождением Солнечной системы через апо- или перигалактий, максимумы выпадений космических тел — с пересечениями Солнечной системой плоскости Галактики, а максимумы вымираний зафиксированы при некотором удалении от этой плоскости. Интенсивность массовых вымираний, также как и энерговыделения при выпадении космических

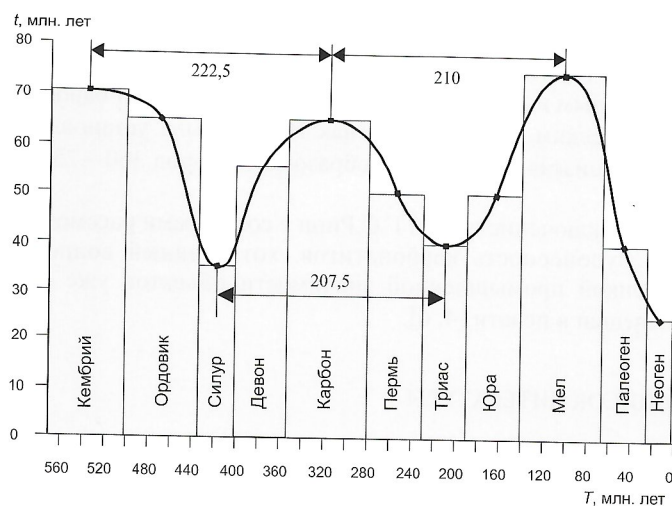
тел, в периоды приближения Солнца к центру Галактики выше, чем в период удаления.

А.Г.Павлов и В.Р.Филиппов [5] предложили свой вариант образования и развития пульсирующей модели земного шара. Периодические расширения и сжатия Земли после ее образования из взорвавшегося квазара они связали с периодичностью прохождения Солнечной системы через апо- или перигалактий в процессе вращения ее вокруг центра Галактики.

Наиболее радикальную попытку согласовать земную хронологию с периодичностью вращения Солнечной системы вокруг центра Галактики предприняли недавно А.В.Карабанов и А.И.Бахтерев [3]. Исходя из принятой ими продолжительности галактического года 220 млн.лет, эти исследователи предложили выделить 4 периода, соответствующих различным участкам орбиты Солнечной системы: 3 периода по 40 млн.лет и 1 в 100 млн.лет. Кроме того, они предложили пересмотреть геохронологическую шкалу фанерозоя, изменив продолжительность всех выделенных на ней периодов и введя один новый. При этом продолжительность юры, карбона и кембрия считать по 100 млн.лет, а остальных периодов — по 40 млн.лет. В соответствии с предложенной ими новой геохронологической шкалой пришлось бы перекраивать всю геологическую карту мира. При этом необходимо помнить, что существующая геохронологическая шкала — результат труда не одного поколения геологов.

В настоящей работе сделана попытка установить взаимосвязь между геологией Земли и продолжительностью галактического года, исходя из геологической шкалы фанерозоя. Зависимость продолжительности геологических периодов T от времени t можно проследить по кривой, представленной на рисунке.

Временные границы геологических периодов приняты в соответствии с [1]. Обобщенная кривая имеет вид синусоиды. Максимумы приходятся на кембрий, карбон и мел, минимумы — на силур и триас. Период текущего времени соответствует области очередного минимума. Расстояния между максимумами и минимумами 207,5—225,5 млн.лет, что примерно совпадает с разбросом значений продолжительности галактического года у разных авторов. Подобный характер полученной зависимости указывает на действительную взаимосвязь продолжительности геологических периодов с фазами галактического года. Сокращение их продолжительности может свидетельствовать об ускорении темпов эволюции животного и растительного мира, по окаменелым остаткам которых и определяют границы геологических периодов. Подобное ускорение может быть связано с изменением интенсивности внешних воздействий космического окружения при движении Солнечной системы по галактической орбите. Появление человека на Земле логично увязывается с таким ускорением в третичном начале четвертичного периода. Обнаружен-



Изменение продолжительности геологических периодов во времени:

цифры между стрелками — временные промежутки между максимумами и минимумами на обобщающей кривой

ная взаимосвязь между фазами галактического года и продолжительностью геологических периодов не требует пересмотра геохронологической шкалы. Наоборот, полученная зависимость указывает на возможность использования данных геологической истории Земли для реконструкции космической обстановки в прошлом, эволюции самой Галактики и галактической орбиты Солнечной системы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бреннан Р. Словарь научной грамотности. — М.: Мир, 1997.
2. Гончаров Г.Н., Орлов В.В. Глобальные повторяющиеся события в истории Земли и движения Солнца и Галактики // *Астрономический журнал*. Т. 80. 2003. № 11. С. 44—47.
3. Карабанов А.В., Бахтерев А.И. Астрономические основания теоретической геологии и единая система периодизации истории Земли. — М.: Спутник, 2002.
4. Паренаго П.П. О гравитационном потенциале Галактики (ч. 2) // *Астрономический журнал*. Т. 29. 1952. № 3. С. 26—30.
5. Павлов А.Г., Филиппов В.Р. Еще раз о происхождении Земли // *Отечественная геология*. 2003. № 3. С. 71—73.
6. Ясаманов Н.А. Геохронологическая шкала и геологическое время в свете концепции о галактическом годе // *Жизнь Земли. Землеведение и экология. Сборник музея землеведения МГУ*. 1997. Вып. 30. С. 187—202.

Из редакционной почты

УДК 552.32

© К.Б.Булнаев, 2004

О карбонатитовом комплексе Западного Забайкалья

К.Б.БУЛНАЕВ (Геологический институт СО РАН)

В журнале «Отечественная геология» (№ 5—6, 2002) была опубликована статья Г.С.Риппа, В.С.Платова, Ю.П.Гусева и др. «Новый щелочно-основной карбонатитовый комплекс Западного Забайкалья». Хотя по карбонатитам этого региона имеется около двух десятков серьезных публикаций, но следует обратить внимание на данную статью и, прежде всего, на ее претензионное название.

В западном Забайкалье к карбонатитам особого линейно-трещинного типа отнесены эндогенные карбонатные породы Аршанского и Халютинского месторождений, известные более 40 лет. В разное время с генетической точки зрения они трактовались по-разному: скарны, ксенолиты оруденелых известняков, гидротермальные фтор-редкометалльные. Высказывались также предположения о возможной принадлежности пород к карбонатитам. Однако научно обоснованный вывод о необходимости отнесения их к карбонатитам был сделан нами ранее [2]. Поэтому утверждение о том, что карбонатитовая природа пород была определена в процессе работ Бурятгеоцентра и Г.С.Риппа с соавторами [8] — грубое искажение факта.

Нашими же исследованиями на площади Халютинского месторождения были выявлены щелочно-основные породы, представленные небольшим штоком и серией даек шонкинитов и щелочных сиенитов, определен их рубидий-стронциевый возраст и показана генетическая связь с ними карбонатитов [3, 5]. Здесь авторы указанной статьи

снова грешат против истины, утверждая, что эти щелочные породы установлены поисково-разведочными работами и Г.С.Риппом, в связи с чем надо отметить, что в первом случае на месторождении были выделены лишь дайки лейкогранитов, которые якобы прорывают карбонатиты. Изучение соотношения даек с карбонатитами показало, что это жильные дериваты вмещающих докембрийских гранитов, обнажающиеся в эрозионных окнах кор выветривания карбонатитов. Выходы щелочно-основных пород были показаны нами Г.С.Риппу по его же просьбе намного позже (1997) во время научной экскурсии на месторождение.

Предлагаемое авторами статьи выделение щелочно-основных пород Халютинского месторождения в самостоятельную «иволгинскую» серию вряд ли оправдано, так как подобные по составу и возрасту образования широко распространены в позднемезозойских рифтовых впадинах Забайкалья в форме субвулканических интрузий тешенинитов, щелочных сиенитов и других щелочных пород и давно известны под названием белозерского интрузивного комплекса [10, 11]. О халютинском комплексе можно говорить условно лишь для удобства рассмотрения месторождения, учитывая, что в него можно включить карбонатиты.

Утверждения Г.С.Риппа и его соавторов о том, что породы комплекса изучались также на Ошурковском,

Аршанском и Южном проявлениях, вызывает недоумение. Из названных трех месторождений бесспорно только карбонатитовое Аршанское и, кстати, здесь щелочные породы не выявлены [6]. На двух других участках установлены мелкие одиночные карбонатные жилы, принадлежность которых к карбонатитам даже трещинного типа ничем не обоснована.

На Халютинском месторождении карбонатиты слагают наряду с наиболее распространенными жилами несколько широких плащеобразных тел. С начала изучения месторождения эти тела рассматривались как продукты дезинтеграции и линейные коры выветривания пологих жил карбонатитов [3, 7]. Г.С.Рипп с соавторами [8] представили их как реликты покрова вулканогенных карбонатитов. Однако в указанной статье эти плащеобразные залежи без всяких комментариев и ссылок считаются элювиально-делювиальными свалами, а о корях выветривания даже не упоминается.

Возможность существования вулканогенных карбонатитов авторы переносят уже на другое месторождение — участок «Южный» Аршанского месторождения. Однако нашими исследованиями установлено, что известные там мелкие выходы брекчиевых карбонатитов (?) представлены либо корами выветривания, либо корнями глубоко эродированных линзовидных тел эндогенных карбонатных пород. Здесь, как и в других случаях, отчетливо прослеживается стремление Г.С.Риппа отнести это весьма фрагментарное, мало изученное проявление к карбонатитам магматического генезиса.

Как отмечено, принадлежность карбонатитов Аршанского и Халютинского месторождений к образованиям подобного типа обоснована давно [2]. Однако авторы рассматриваемой статьи поднимают этот вопрос снова. При этом используются те же известные данные о минеральном составе пород, составе стабильных изотопов и характере распределения редкоземельных элементов. В качестве одного из главных критериев принадлежности карбонатитов к магматическим образованиям приведены данные о температуре их формирования, полученные весьма сомнительным кальцит-доломитовым и апатит-биотитовым

минералогическими методами и превышающие 500°C. Поэтому следует напомнить, что ранее нами более надежным и достаточно апробированным термо-барогеохимическим методом в стенах ВИМС была установлена более низкая температура образования пород 360—250°C [1].

В заключение статьи Г.С.Рипп с соавторами рассмотрели рудоносность карбонатитов, хотя данный вопрос с оценкой промышленной значимости объектов уже был освещен в печати [4, 6].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булнаев К.Б. Условия образования и локализации фтор-редкоземельного оруденения // Геология рудных месторождений. 1985. № 2. С. 28—38.
2. Булнаев К.Б., Посохов В.Ф. Изотопно-геохимические данные о природе и возрасте эндогенных карбонатных пород Забайкалья // Геохимия. 1995. № 2. С. 189—195.
3. Булнаев К.Б. Стронцианитовые карбонатиты Халютинского месторождения // Геология рудных месторождений. 1996. № 5. С. 437—448.
4. Булнаев К.Б. О возможности выявления крупных запасов стронцианитовых руд в Бурятии // Разведка и охрана недр. 1997. № 4. С. 11—13.
5. Булнаев К.Б., Андреев Г.В., Посохов В.Ф. Рубидий-стронциевый возраст щелочно-основных пород Халютинского месторождения карбонатитов // Докл. РАН. 1999. Т. 364. № 2. С. 213—215.
6. Булнаев К.Б. Редкоземельное оруденение линейных карбонатитов Аршанского месторождения // Геология рудных месторождений. 2000. № 3. С. 275—280.
7. Булнаев К.Б. О происхождении плащеобразных тел карбонатитов Халютинского месторождения // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 1. С. 71—85.
8. Рипп Г.С., Ходанович П.Ю., Смирнова О.К., Кобылкина О.В. Халютинское месторождение барий-стронциевых карбонатитов. — Улан-Удэ: Изд-во Бурятского НЦ СО РАН, 1998.
9. Рипп Г.С., Платов В.С., Гусев Ю.П. и др. Новый щелочно-основной комплекс в Западном Забайкалье // Отечественная геология. 2002. № 5—6. С. 9—16.
10. Розинев М.И. Посленижнемеловой комплекс // Интрузивные комплексы Забайкалья. — М.: Недра, 1964. С. 106—112.
11. Щеглов А.Д. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. — Л.: Недра, 1966.

Крупный вклад в познание минерально-сырьевого потенциала России и проблему национального недропользования

С.И.АНДРЕЕВ (ВНИИОкеангеология)

«Недра России» (Санкт-Петербург—Москва, 2001) — труд большого коллектива авторов под редакцией Н.В.Мержеловского и А.А.Смыслова, и двухтомное издание, освещающее два важнейших вопроса горно-геологической деятельности:

состояние отечественных минерально-сырьевых ресурсов с позиции их практического использования в национальных интересах страны («Полезные ископаемые». Т. 1. С. 529);

последствия интенсивного освоения полезных ископаемых России в плане воздействия на среду обитания человека («Экология геологической среды». Т. 2. С. 660).

Любая работа при современном объеме информации, ограничениях, возникающих по объективным и прочим причинам, отражает рассматриваемый вопрос с неполным использованием данных и мнений. Трудно упрекнуть авторов монографии «Недра России» в том, что они пропустили что-либо из давних и последних существенных работ затронутой тематики.

Это качество рассматриваемой публикации особенно актуально, поскольку позволяет использовать приведенные ресурсные показатели как достоверную базу оценки современного состояния минерально-сырьевых ресурсов страны с позиции утраченного промышленного потенциала в ходе ее развала, и перспектив развития в будущем. «Полезные ископаемые» (т. 1) отличается еще одним завидным свойством: преобладанием статистических данных и научной мысли. Конкретному изложению ресурсного и статистического материала предшествует системно упорядоченный обзор особенностей геологического строения и развития основных горнодобывающих регионов России; таксономия и характеристика различных видов полезных ископаемых с указанием общих запасов и объема добычи; описание нефтегазоносных провинций и областей; металлогенических зон черных, цветных, редких, благородных металлов и алмазов.

Материалы по отдельным видам сырья изложены по единой схеме, что облегчает его использование при сопоставительных геолого-экономических построениях. Описание начинается с краткого исторического экскурса, информации в области практического использования того или иного металла, включает перечисления основных рудных минералов; геолого-промышленных типов месторождений, оценку состояния сырьевой базы конкретного вида полезного ископаемого и перспектив ее развития, вопросы обеспеченности (в годах), общие запасы, мировое потребление и годовую производительность. Стиль изложения лаконичный. Текст насыщен конкретной информацией и обеспечен необходимыми ссылками на первоисточники.

«Экология геологической среды» (т. 2) развивает относительно новое направление геологических наук о Земле. Книга содержит раздел, освещающий концептуальные

основы экологии и природные факторы экологического состояния геологической среды России. Это фундаментальная основополагающая часть всей работы содержит аспекты, связанные с понятийной базой и систематизацией разномасштабных и разнородных факторов, влияющих на среду обитания человека. В их числе эндогенные и экзогенные геодинамические процессы; минералого-геохимические индикаторы загрязнения; геохимические характеристики оценки устойчивости различных типов ландшафтов и, наконец, геопатогенные явления, которые, в отличие от процессов техногенеза, имеют природные корни, связанные с геологической жизнью Земли. В разделе представлены статистические материалы редких для геологической литературы зависимостей между онкологическими заболеваниями и расположением глубинных разломов в пределах Ленинградской области и г.Санкт-Петербург, свидетельствующие о наличии природных геопатогенных зон.

«Естественная радиоактивность недр и радононосность» (т. 2, глава 3) отражает современное состояние специфического направления, называемого радиационной экологией. Достаточно сложный материал изложен кратко и логично, в доступной для широкого читателя форме. Он содержит исторические аспекты изучения радиационных явлений, единицы измерения, характеристику типов излучения и его природы (космические лучи, естественные радионуклиды в земной коре, гидросфере и атмосфере, искусственные радионуклиды); перечень радиоактивных элементов земной коры, период их полураспада и вклад в общий уровень радиоактивности. Для основных типов горных пород приведены средние концентрации урана, тория и калия радиоактивного. Составлена схема районирования территории России в зависимости от дозы естественного γ -излучения. Подчеркивается, что в регионах с техногенной радиоактивностью наибольшее внимание с медико-биологических позиций необходимо уделять радононосности. Радон — активный элемент-мигрант, является «внутренним» источником радиации, проникающим в организмы через пищу и в процессе дыхания. Обладая высокой мобильностью, радон, будучи как природным, так и техногенным продуктом, заражает пластовые и сточные воды, природный газ, обычно концентрируется в почвенном слое, грунтах, подстилающих жилые строения и в стройматериалах, тем самым формируя аномальные зоны в районах непосредственного обитания человека.

В основном том 2 содержится вопросы техногенеза и экологического состояния геологической среды в нефте- и горнодобывающих регионах. Они охватывают общие экологические проблемы топливно-энергетического комплекса, техногенез в регионах, где расположены горнодобывающие, обогатительные и металлургические предприятия, ведется добыча неметаллического сырья. Подробно описа-

но состояние геологической среды, а в ряде глав проанализированы структурно-вещественная и энергетическая взаимосвязь геосферных оболочек планеты, их реакция на характер и уровень антропогенного воздействия на биосферу и человека. Серьезное внимание в работе обращено на экологические проблемы городских агломераций.

Нельзя не согласиться с концептуальным выводом авторов о том, что основные экологические проблемы России вызваны (и в дальнейшем будут обостряться) вовсе не глобальными процессами потепления климата, перенаселением планеты и истощением природных ресурсов, а химическим и радиоактивным загрязнением геологической среды и уровнем ее механического преобразования в процессе деятельности производственных комплексов, связанных с добычей, переработкой и использованием топливно-энергетических и минерально-сырьевых ресурсов в промышленности и сельском хозяйстве, а также чрезмерной

урбанизацией территорий. В этом отношении материалы, представленные в томе 2, выглядят очень убедительно. Ведь именно в нем сосредоточен наиболее полный на сегодняшний день подбор информации, объединяющей все новейшие знания и научно-методические наработки по данной проблематике и охватывающей не только констатацию, но и реальные предложения по оптимизации и регулированию процессов освоения геологической среды.

Крайне важная монография «Недра России», посвященная основе современной экономики страны — минеральным ресурсам и вопросам недропользования — несомненно удачный опыт большого коллектива отечественных геологов и экологов.

Выход в свет данной работы в ответственный момент развития государства, наконец поворачивающегося в сторону «корней» своего экономического благополучия и политической независимости, своевременен и актуален.

УДК (049.32)

© А.Н.Иванов, 2004

Шарьяжно-надвиговая тектоника окраин древних платформ*

А.Н.ИВАНОВ (Иркутский государственный технический университет)

Автор рассматриваемой монографии В.И.Сизых — признанный специалист в области региональной геологии, геотектоники и поисков месторождений полезных ископаемых. Его богатый практический опыт в проведении геологосъемочных работ нашел отражение в книге, которая базируется преимущественно на личном материале.

Предлагаемое вниманию читателей издание обобщает фактический материал по проблеме взаимосвязи шарьяжно-надвиговых структур и нефтегазоносности. В.И.Сизых разработал новое научное направление по изучению шарьяжно-надвиговой тектоники Сибирской платформы, показав ее большое сходство с иными древними платформами.

В.И.Сизых, опираясь на свои более чем двадцатилетние исследования тектоники юга Сибирской платформы и используя материалы по геологии окраинных частей других древних платформ, создал шарьяжно-надвиговую модель строения окраин древних платформ. Им разработана новая оригинальная тектоническая модель поясной зональности покровно-складчатых структур юга Сибирской платформы, согласно которой от Приморского разлома в Прибайкалье, Главного Саянского пояса в Присаянье к центру платформы выделен ряд покровно-складчатых, закономерно сменяющих друг друга в концентрически-зональной последовательности поясов: корней надвигов и шарьяжей, шарьяжно-надвиговых структур горноскладчатого обрамления по периферии платформы, принадвиговых структур краевой части платформы, фронтально-надвиговых структур внутренней части платформы, а также область зафронтальных структур. Установленная зональность подтверждена большим буровым фактическим материалом и позволяет на современном уровне развития геотектоники рассмотреть парагенетическую связь шарьяж-

но-надвиговых структур чехла и фундамента. Проанализировав разрезы буровых скважин осадочного чехла юга Сибирской платформы и особенно скважин с фрагментами тектонического сдвояния стратиграфического разреза В.И.Сизых впервые выделил четыре морфогенетических типа отраженной складчатости в осадочном чехле.

Свежий взгляд на тектонику древних платформ позволил автору дать обновленную интерпретацию направлений поисков залежей нефти и газа. Предложенная модель синтезирована на материалах окраин других древних платформ и может рассматриваться как тектонотип окраин платформ Лавразийского суперконтинента. В.И.Сизых на протяжении многих лет плодотворно развивает идею о том, что краевые структуры Сибирской платформы, как и другие древние кратоны, образуются в процессе горизонтального сжатия, которое приводит к развитию надвигов и шарьяжей как в фундаменте, так и осадочном чехле платформы. С надвиговыми структурами он связывает основные перспективы краевой части платформы нахождение крупных, в т.ч. поднадвиговых, месторождений углеводородов. В.И.Сизых один из первых делает попытку рассмотреть развитие краевых структур Сибирской платформы вместе с эволюцией орогенов в ее обрамлении.

Значительное внимание автор монографии обращает на деструктивные коллекторы — эндогенные кластиты, как потенциальные вмещающие нефтегазоносных залежей. Анализ модели шарьяжно-надвиговых структур южной окраины Сибирской платформы, предложенной В.И.Сизых, позволяет сделать вывод, имеющий большое практическое значение — выделение аллохтонных миграционных залежей, разрабатываемых в настоящее время месторождений нефти и газа Непско-Ботуобинской и Ангара-Ленской нефтегазоносных областей и прогнозирование первичных автохтонных поднадвиговых залежей древних рифейских толщ исходного Байкало-Патомского

*Сизых В.И. Шарьяжно-надвиговая тектоника окраин древних платформ. — Новосибирск: СО РАН, филиал «Гео», 2001. 154 с.

палеобассейна, преобразованного в тыльной части в Прибайкало-Предпато́мскую поднадвиговую структуру.

Опубликованная работа В.И.Сизых отличается от аналогичных работ значительным фактическим материалом по шарьяжно-надвиговым структурам Сибирской, Северо-Американской и Восточно-Европейской платформ.

Следует особо подчеркнуть, что разработанная В.И.Сизых модель шарьяжно-надвигового строения южной окраины Сибирской платформы — тектонотип и служит для развития мобилистской концепции тектоники литосферных плит, которая посвящена на взаимосвязи краевых зон сочленения древних платформ с подвижными поясами. Это одна из ключевых проблем литосферных блоков Земли. Большая заслуга В.И.Сизых в том, что он не только один из первооткрывателей такой тектоники (имеется в виду шарьяжно-надвиговая тектоника всей периферии южного выступа Сибирского кратона от Енисейского кряжа до Байкало-Патомского нагорья), но и автор синтеза всех имеющихся материалов и обобщенной модели региона.

Монография легко читается, написана ясным, понятным языком, сопровождается обильной, качественно выполненной графикой, в т.ч. авторскими фотографиями геологических объектов. Иллюстративный материал делает монографию более полноценной и доступной для читателя. В заключение необходимо отметить, что на материалах монографии автору настоятельно рекомендуется подготовить учебное пособие «Шарьяжно-надвиговая тектоника» для студентов геологических специальностей высших учебных заведений Российской Федерации, т.к. подобный пробел в процессе подготовки квалифицированных кадров геологов надо ликвидировать как можно быстрее. Без сомнения, такое учебное пособие займет надлежащее место в теоретическом освоении курса «Тектоника» и вызовет большой интерес у исследователей, занимающихся различными вопросами тектоники и нефтегазоносности древних платформ.

Все сказанное позволяет рекомендовать монографию В.И.Сизых к изданию за рубежом.

© Е.С.Контарь, В.Я.Левин, 2004

Важное и крайне необходимое издание*

Е.С.КОНТАРЬ, В.Я.ЛЕВИН (Уральское отделение Международной академии минеральных ресурсов)

«Российский металлогенический словарь» вышел в свет. Потребность в этом словаре ощущалась давно, особенно в связи с тем, что металлогения приобрела важное прикладное значение.

Металлогенический словарь базируется на результатах исследований многочисленных геологических коллективов, которые создали уникальную минерально-сырьевую базу России и стран СНГ. Важнейшее значение при составлении словаря имели фундаментальные труды основоположников и лидеров советской металлогенической науки — Ю.А.Билибина, И.Г.Магакьяна, Е.А.Радкевич, Д.В.Рундквиста, В.И.Смирнова, С.С.Смирнова, Е.Т.Шаталова, Г.А.Твалчрелидзе, А.Д.Щеглова, их многочисленных учеников и последователей, а также достижения зарубежных геологических школ.

В Словаре представлен широкий спектр понятий и терминов, отражающих общие вопросы металлогении, металлогению различных структур земной коры и разнообразных этапов ее тектонического развития, рудно-формационный анализ, зональность, процессы рудообразования, закономерности размещения месторождений, принципы и критерии выделения рудоносных площадей и их прогнозной оценки, металлогенического картографирования, недропользования. Поскольку месторождения входят в состав реально существующих природных парагенетических структурно-геологических сообществ горных пород (формаций), важное место в словаре отведено описанию породных и рудных формаций. Несомненно, правильным является параллельная палеотектоническая (геодинамическая) интерпретация геологических и рудных формаций как с

позиций классической геосинклинальной концепции (палеотипная терминология), так и с позиций тектоники литосферных плит (кайнотипная терминология).

Большое внимание обращено на термины, связанные с оценкой прогнозных ресурсов, этапами и стадиями геологоразведочного процесса и их результатами в виде запасов или прогнозных ресурсов полезных ископаемых, что отражает современное состояние понятийной базы геологической службы, а также связь металлогенических исследований с практикой геологоразведочных работ. Крайне важны сопоставления отечественных и зарубежных классификаций запасов и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых, представленные в Словаре.

Не все статьи и разделы Словара в равной мере одинаково информативны. Наиболее удачны статьи, объединенные ключевыми словами «Месторождения», «Металлогения», «Методы оценки», «Модели», «Прогнозирование», касающиеся недропользования и др. Наряду с этим имеются статьи, которые трудно признать удачными. Например, на с. 21 в статье «Бурение сверхглубокое» сказано, что оно «...предназначено для поиска и разведки глубокозалегающих м—ний полезных ископаемых...». Задачи сверхглубокого бурения четко сформулированы в монографии «Геологическая служба и развитие минерально-сырьевой базы» (М.: ЦНИГРИ, 1993; главный редактор А.И.Кривцов). Одна из научно-прикладных задач сверхглубокого бурения — «...получение фактографической основы для моделирования процессов рудо- и нефтеобразования», но никак не для поисков и разведки глубокозалегающих месторождений.

Вызывают недоумение отдельные статьи, касающиеся породных и рудных формаций.

Формация рудная медистых песчаников и сланцев (Предуралье, Джезказган) связывается с различными осадоч-

* Российский металлогенический словарь / Главный редактор А.И.Кривцов. — С-Пб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003.

ными формациями: алевроито-песчаной красноцветной (с. 267), глинисто-песчаной красноцветной (с. 268), известняково-глинисто-песчаной красноцветной (с. 269). Однако, в сущности, это одна и та же формация осадочных пород.

С осадочными формациями известняковой (с. 269) и рифовой (с. 273) наряду с присущими им рудными формациями также связывается формация силикатно-никелевых руд (Уфалейская группа месторождений на Урале). Последние, как известно, приурочены к мезозойским корам выветривания, развитым на массивах ультрамафитов альпинотипной дунит-гарцбургитовой формации.

С осадочной кремнисто-сланцевой формацией (с. 271) связываются следующие рудные формации: марганцевая браунит-гаусманит-родонитовая кремнистая (Южно-Уральская группа месторождений), серноколчеданная и медно-цинковая колчеданная (в ассоциации с вулканитами эвгеосинклинальных зон) Северного Кавказа и Урала. Марганцеворудная формация расположена стратиграфически выше или на флангах колчеданосных комплексов. Прослои осадочных пород, находящиеся в разрезах колчеданных комплексов, как самостоятельные формации выделять нецелесообразно. Кроме того в данном контексте, к самостоятельным рудным формациям (серно- и мед-

но-цинково-колчеданной) отнесены промышленно технологические типы руд.

Нет необходимости выделять две графитовые рудные формации (с. 279) — гнейсовую и кинцигитовую. Ведь, в сущности, кинцигиты те же гнейсы, и обе эти рудные формации проявлены на одном месторождении.

Определения некоторых понятий неоднозначны. Так, в статье «Формация рудная (полезных ископаемых)» (с. 275) приведен лишь обзор существующих определений этого понятия, но не даны рекомендации по практическому их применению.

Высказанные замечания несколько не умаляют значения «Российского металлогенического словаря». Они в какой-то мере отражают недостатки терминологии современной металлогении и свидетельствуют о необходимости достижения однозначности понимания многих металлогенических категорий. Следует полностью согласиться со словами главного редактора издания о том, что в ближайшие годы потребуется его переработка.

«Российский металлогенический словарь» состоялся. Очередь теперь за Металлогеническим кодексом, о необходимости которого главный редактор Словаря и один из авторов этих строк неоднократно высказывались, по крайней мере, с 1995 г.

К 100-летию Якова Давыдовича Готмана

Выдающемуся российскому петрографу, минералогу, крупному специалисту в области рудной геологии, доктору геолого-минералогических наук, профессору, заслуженному деятелю науки и техники СССР Якову Давыдовичу Готману 8 октября 2004 г. исполнилось бы 100 лет.

В 1928 г., еще участь на последнем курсе Московского государственного университета, Яков Давыдович стал сотрудником Института прикладной геологии и металлургии, на базе которого создавался Всесоюзный научно-исследовательский институт минерального сырья (ВИМС). С тех пор практически вся его научная деятельность была связана с ВИМС.

Еще до Великой Отечественной войны Я.Д.Готман опубликовал ряд фундаментальных исследований по минералогии и генезису месторождений цветных металлов, высоко оцененных С.С.Смирновым и И.Ф.Григорьевым. Им была составлена минералогическая карта крупнейшего медно-порфирового месторождения Коунрад, на которой впервые показано распределение минеральных типов руд, опубликованы работы по петрографии, минералогии и генезису Агальского уран-ванадиевого, Ачисайского цинкового месторождений и других рудных объектов, сыгравшие важную роль при их дальнейшем изучении и эксплуатации. С 1936 г. Я.Д.Готман занимается изучением минералогии, генезиса и сырьевой базы олова. Особо надо отметить его исследования в области типоморфных особенностей касситерита в зависимости от условий образования минерала, а также обобщающие работы по оловянным интрузиям и оловянным месторождениям Западной Европы.

В это же время Яков Давыдович разрабатывал минералогические методы изучения рудного вещества. Предложенная им совместно с А.А.Глаголевым новая методика количественного фазового состава минерального сырья имела большое значение для промышленной оценки руд и совершенствования технологии их обогащения.

Я.Д.Готман открыл новые минералы — лодочникит, торит, описал впервые в СССР ряд минералов. Одновременно с научной деятельностью он вел преподавательскую работу в Московском нефтяном (1931—1939 гг.) и Московском геологоразведочном (1939—1941 гг.) институтах.

В годы войны Яков Давыдович Готман перешел на работу в промышленность, был руководителем группы Главгеологии Наркомата цветной металлургии и лишь в 1944 г. вернулся в ВИМС. С этого времени он полностью посвятил себя еще только зарождавшемуся новому направлению геологической науки — геологии урановых месторождений, став одним из крупнейших в стране специалистов в этой области.

Уже первые годы работы Я.Д.Готмана на среднеазиатских объектах принесли весомые результаты. Вопреки общепринятой точке зрения о вторичном происхождении уранового оруденения на месторождении Майлису, он обосновал возможность залегания ниже зоны поверхностного окисления с карнотитовым оруденением первичных окисных руд. Его прогнозы в 1945 г. блестяще подтвердились, дав возможность более чем десятикратно увеличить запасы месторождения, которое стало объектом ин-



тенсивной и длительной отработки, продолжавшейся до конца 60-х годов. Этот успех позволил внести принципиальные уточнения в теорию уранового рудообразования и обосновать необходимость широкого изучения ураноносности палеогеновых отложений региона. Все это привело к открытию в 1945—1948 гг. ряда новых урановых месторождений.

Много лет Я.Д.Готман изучал ураноносность Восточной Сибири и Дальнего Востока, где им был открыт на Алданском щите уникальный по масштабам Эльконский урановорудный район, и до настоящего времени остающийся основным резервом обеспечения сырьем атомной промышленности России. Более четверти века он возглавлял научные исследования в этом регионе и курировал деятельность производственных организаций, определяя главные направления геологоразведочных работ на уран.

Яков Давыдович Готман был талантливым и глубоким ученым, неутомимым энтузиастом своего дела. При этом, каким бы научным проблемам ни были посвящены его исследования, на первом месте для него всегда стояло решение практических задач обеспечения страны минеральным сырьем.

Яков Давыдович был замечательным наставником молодых геологов. Среди его учеников около 30 кандидатов и докторов наук. Его научно-производственная деятельность была отмечена двумя орденами Трудового Красного Знамени и четырьмя медалями.

Геологи нашей страны помнят Я.Д.Готмана как человека обаятельного, остроумного, широко эрудированного, по-настоящему интеллигентного и блестящего полемиста.

К 100-летию Николая Дмитриевича Соболева

Николай Дмитриевич Соболев — видный ученый-петрограф, один из крупнейших специалистов в области изучения ультраосновных пород и связанного с ними оруденения, доктор геолого-минералогических наук, профессор.

Н.Д.Соболев родился 13 ноября 1904 г. в деревне Жайгил Селтинского уезда Удмуртии, в семье крестьянина. После окончания школы он поступил в Казанский университет на геолого-биологическое отделение физико-математического факультета. Получив специальность геолога-петрографа, в 1928 г. был направлен в Москву в распоряжение Научно-технического управления ВСНХ, а затем в Институт прикладной минералогии (ВИМС), в котором и проработал почти полвека.

Первые годы работы в ВИМС Н.Д.Соболев изучал ультраосновные породы и связанные с ними месторождения полезных ископаемых: асбеста и графита в ряде районов Урала, Кавказа и Восточных Саян. Им было открыто несколько месторождений и рудопоявлений указанных видов минерального сырья. В процессе исследований он обнаружил акцессорный алмаз в ультрабазитах. Это была первая подобная находка в мире.

В 1934—1937 гг. Н.Д.Соболев занимался оценкой перспектив оловоносности обширных и труднодоступных территорий на Верхоянском, Колымском хребтах и в Приохотье. В ходе работ было открыто несколько месторождений олова, полиметаллов и мышьяка, дана положительная оценка оловоносности этой части Восточной Сибири. На основе отобранного здесь палеонтологического материала он определил юрский (постюрский?) возраст ряда гранитоидных массивов и связанных с ними месторождений и рудопоявлений олова. Подобные находки поколебали существовавшие в то время представления о регионе как о «древнем темени Азии», где тектономагматическая деятельность завершилась еще в докембрии.

В 1937 г. Н.Д.Соболев был переведен в СОПС и возглавил Камчатскую комплексную экспедицию, изучавшую магматизм данного обширного региона. Результаты работ первого года оказались настолько информативными, что были использованы при составлении геологической карты Камчатки масштаба 1:1 000 000, изданной в 1940 г. под редакцией А.Н.Заварицкого.

В 1938 г. Ленинградским горным институтом Н.Д.Соболеву была присвоена ученая степень кандидата геолого-минералогических наук за работу по геологии и петрографии Тункинских и Китойских Альп. В этом же году его назначили начальником Кавказской экспедиции АН СССР, научным руководителем которой являлся А.Е.Ферсман. Собранный на Кавказе материал и обобщения по ультрабазитам других районов СССР легли в основу докторской диссертации Н.Д.Соболева, защита которой намечалась на осень 1941 г. Однако Великая Отечественная война нарушила планы, и ученый совет ВИМС, посвященный этому вопросу, состоялся только в 1950 г.

В 1942—1946 гг., Н.Д.Соболев, являясь сотрудником Кольской базы АН СССР, изучал железорудные месторождения севера Европейской части России, в т.ч. Ковдорское месторождение. В результате исследований было открыто крупнейшее в Европе месторождение вермикулита. В это же время был собран материал, свидетельствующий о магматическом происхождении карбонатитов Ковдора, что вызвало бурную дискуссию.



В 1947 г. Н.Д.Соболев вернулся в ВИМС и был откомандирован на зарубежные предприятия Минсредмаша СССР, где активно включился в создание минерально-сырьевой базы урановой промышленности страны. Первое время он изучал гранитоиды и связанные с ними урановые месторождения Чехословакии (Рудные горы), но вскоре попал в автомобильную катастрофу и потерял способность самостоятельно передвигаться. Большая сила воли и страстное желание вернуться к активной работе помогли ему преодолеть последствия травмы и продолжить исследования урановых месторождений Казахстана, Средней Азии, Кавказа и ряда других регионов.

Возглавив в 1951 г. оптический сектор, а в 1964 г. лабораторию геохимии образования рудных месторождений ВИМС, Н.Д.Соболев вновь обратился к изучению ультрабазитов, связанных с ними месторождений полезных ископаемых и особенно голубого асбеста. В это время он проводил работы в Сибири, где при его участии были открыты Актовракское (Тува) и Молодежное, Ильчирское (Бурятия) месторождения асбеста, а также на Урале, в Приморье и других местах.

В 1971 г. Н.Д.Соболев становится консультантом ВИМС и остается им до последних дней своей жизни. Умер он 14 декабря 1985 г.

Область научных интересов Н.Д.Соболева была очень широка. Результаты его работ опубликованы более чем в 150 статьях и 10 монографиях. Основное внимание он уделял изучению ультраосновных массивов, их серпентинизации и связанным с ними полезным ископаемым. Одновременно с А.Н.Заварицким он разработал генетическую классификацию ультраосновных пород, в основу которой

положена глубина генерации расплавов соответствующего состава, выделив три генетические группы таких пород: 1) гипермагбазиты — производные верхней мантии Земли, формирующиеся в геосинклиналях, продукты ультраосновной магмы; 2) ультрафербазиты, производные зоны границы мантии и земной коры, также образующиеся в геосинклиналях, продукты основной магмы; 3) ультраальбазиты — производные границы мантии и коры, продукты ультраосновных щелочных магм, формирующиеся в платформенных условиях. Детальная минералого-геохимическая характеристика и выявленные признаки металлогенической специализации выделенных групп ультраосновных пород не потеряли своей познавательной и практической ценности до настоящего времени, несмотря на существенное изменение современных представлений о генезисе ультраосновных формаций в свете новых геотектонических концепций. Н.Д.Соболев внес существенный вклад в познание сложных процессов метаморфизма ультраосновных пород, разработал широко известное и принятое многими учение о серпентинизации как многостадийном и многообразном процессе авто- и аллометаморфизма под воздействием как гидротермальных растворов более поздних гранитных интрузий, так и фреатических агентов.

Не меньше внимания Н.Д.Соболев уделил изучению гранитоидного магматизма. Им была предложена новая классификация гранитоидов на основе количественно-минерального состава и фациальной принадлежности, определяемой глубиной формирования интрузива, текстурно-структурными особенностями и вещественным составом пород. Научный руководитель работ ВИМС по урановой проблеме Д.И.Щербаков, детально ознакомившийся с результатами исследований Н.Д.Соболева в этом направлении, отмечал, что с учетом выявленных им фаций гранитоидов можно определять условия формирования массива в земной коре, глубину эрозионного среза и потенциальные возможности связанного с ним гидротермального оруденения, и подчеркнул, что проведенное Н.Д.Соболевым детальное исследование 20 массивов гранитоидов района Кавказских Минеральных Вод — существенный вклад в познание кайнозойского магматизма Кавказа.

Важное направление фундаментальных работ Н.Д.Соболева связано с проблемой происхождения и эволюции Земли. Обнаружив черты сходства между гипермагбазитами и каменными метеоритами — хондритами, которые, по его мнению, — осколки распавшейся планеты Фазтон, он пришел к заключению о слабой дифференциации вещества мантии планет земной группы, из чего следовал вывод о далеком от истощения богатстве земных недр газовыми и легкоплавкими компонентами и их соединениями с металлами.

Трудно переоценить вклад Н.Д.Соболева в создание и расширение минерально-сырьевой базы страны. Им были разведаны, открыты, изучены и даны рекомендации по рациональной обработке месторождений хризотил- и амфи-

бол-асбеста (голубого асбеста), графита, олова и вермикулита, отдельных месторождений железных руд, хромита, выявлены генетические особенности ураноносных гранитоидов. Под его руководством разработана методика создания прогнозно-металлогенических карт хромитоносности ряда районов Урала, Сибири и Дальнего Востока. Он придавал большое значение формационному критерию в прогнозно-металлогенических исследованиях. Одним из первых Николай Дмитриевич обратился к практическому использованию геохимических признаков и критериев при оценке хромитоносности массивов.

Много внимания Н.Д.Соболев уделял педагогической деятельности и подготовке молодых специалистов. Еще в 1932 г. им был опубликован первый в стране учебник по кристаллооптике и определению породообразующих минералов под микроскопом. Он преподавал в Московском геологоразведочном и Московском нефтяном институтах, Московском и Петрозаводском университетах. С 1969 г. (двенадцать лет) возглавлял Государственную экспертную комиссию отделения геохимии геологического факультета МГУ. Под его руководством подготовили диссертации многие специалисты-петрографы, кандидаты наук.

Научная, научно-организационная и производственная деятельность Н.Д.Соболева широко признана. В течение ряда лет он был председателем секции ультраосновных пород Межведомственного петрографического комитета, членом Межведомственного координационного совета по геологии руд черных металлов, куратором Министерства геологии СССР по асбесту и хромитам, членом бюро петрографической секции Московского общества испытателей природы (МОИП). За большие заслуги в изучении и расширении минерально-сырьевой базы страны в 1972 г. Н.Д.Соболеву было присвоено почетное звание «Заслуженный геолог РСФСР».

Николай Дмитриевич Соболев отличался редкой скромностью. Его многократно рекомендовали к награждению Государственными премиями СССР (Сталинской, Ленинской, Государственной). Однако он всегда категорически требовал исключить его из списка претендентов, заявляя, что он и так в долгу перед страной, давшей ему, крестьянскому пареньку, высшее образование и возможность заниматься любимым делом. Любовь к геологии он привил и своим детям: дочери, занимавшейся минералогией редких элементов, и сыну, ставшему доктором наук, профессором, крупным специалистом-петрографом.

Н.Д.Соболев по праву занимает достойное место в кругу виднейших российских ученых-геологов, высоко поднявших знамя отечественной науки в бурные десятилетия прошлого века, и закрепивших ее высокий международный авторитет своим честным и самоотверженным трудом.

*Г.А.Машковцев
В.И.Кузьмин*

Памяти Льва Михайловича Трубникова

В марте 2004 г. не стало Льва Михайловича Трубникова, жившего под девизом «Быть первым». Этому девизу он оставался верен всегда.

Л.М.Трубников был целеустремленным, жаждущим активной деятельности человеком, требовательным к себе и окружающим его людям, но всегда открытым для общения. Он обладал отличными организаторскими способностями, умел сплотить коллектив и сориентировать на достижение цели. Жизнь и быт Льва Михайловича были под стать его характеру — простые, скромны, открыты, строги.

Лев Михайлович Трубников закончил Казахский горно-металлургический институт. Свою профессиональную деятельность он начинал на Гульшадском руднике в Северо-Западном Прибалхашье. Слабая техническая база, отсталая технология отработки не обеспечивали рентабельность производства. Усилиями Льва Михайловича, в то время молодого инженера, рудник стал одним из передовых предприятий отрасли.

Позже Л.М.Трубников возглавил Восточно-Казахстанское производственно-геологическое объединение. В этот период с особым блеском проявились его организаторский талант и геологическая интуиция. Высокая производительность труда на всех видах геологоразведочных работ, интенсивно наращиваемые темпы дали высокие результаты по золоту, полиметаллам, редким металлам.

Были открыты промышленно важные районы: золотonosный Присемипалатинский (Суздальский) и танталового оруденения в Горном Алтае, а также новые полиметаллические месторождения в Лениногорском, Шемонаихском и Зыряновском районах; составлены превосходные государственные геологические карты региона масштабов 1:200 000 и 1:50 000; освоены технологии бурения с гидротранспортом керна и глубинного многоствольного направленного бурения (до 1 млн.м в год). Исключительный успех был достигнут в социальной сфере — многократно увеличился жилой фонд, выросла зарплата геологоразведчиков.

В период перестройки Лев Михайлович был назначен министром геологии Республики Казахстан. Он



занимался реорганизацией геологической службы республики, но возникшая сложная идеологическая и экономическая ситуации не позволили провести управляемую перестройку отрасли. Человек, обладающий огромным профессиональным опытом и колоссальной энергией, оказался «не у дел».

Сегодня мы вспоминаем спортивную фигуру, внимательный, решительный взгляд и мягкую улыбку Льва Михайловича Трубникова — победителя на многих дистанциях не такой уж и долгой его жизни.

*Группа товарищей
Ветераны ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

Памяти Виктора Филипповича Рогова

17 июня 2004 года на 75 году жизни скоропостижно скончался первый вице-президент Российского геологического общества, заслуженный геолог РСФСР Виктор Филиппович Рогов.

В 1953 г. после окончания Московского геологоразведочного института В.Ф.Рогов начал производственную и научно-техническую деятельность. В течение 20 лет принимал непосредственное участие в поисках и разведке ряда крупных месторождений полезных ископаемых на Урале, пройдя путь от старшего бурового мастера до главного инженера Уральского территориального геологического управления.

С 1973 г. Виктор Филиппович — начальник Технического управления Мингео РСФСР, а затем Мингео СССР. С 1982 по 1992 гг. он занимает пост заместителя министра геологии СССР. На этих постах ярко проявился его талант крупного организатора производства и инициатора проведения важнейших научно-исследовательских и опытно-конструкторских работ в области техники и технологии геологоразведочных работ.

С 1990 г. и до последнего дня своей жизни В.Ф.Рогов — председатель Центрального правления Всесоюзного научно-технического геологического общества и Первый вице-президент Российского геологического общества. Проводил большую работу по объединению геологов, консолидации их усилий в решении минерально-сырьевых проблем России. В 1996—1998 гг. по его инициативе и при непосредственном участии создано 51 региональное отделение Российского геологического общества, которые активно способствуют функционированию геологической службы страны.

Виктор Филиппович организовывал крупные научно-технические конференции и совещания, на которых обсуждались актуальные вопросы геологии, их решения направлялись в Федеральные органы и способствовали выработке мер по укреплению минерально-сырьевой базы страны. Под его руководством и при непосредственном участии разработана и осуществляется реализация системы управления инновационной деятельностью в геологии в современных условиях. Он один из авторов и исполнителей комплексной научно-технической программы «Стандартизация, метрология и сертификация в области геологического изучения недр», «Концепции геологического образования в России».

Результаты научно-технической деятельности В.Ф.Рогова опубликованы более чем в 70 статьях и многих методических руководствах. Он автор пятнадцати изобретений в области бурения скважин и технологий геологоразведочного производства.

Виктор Филиппович внес значительный вклад в развитие геологического образования и возрождение детско-



юношеского геологического движения в стране. По его инициативе и при непосредственном участии за последние годы проведено два Всероссийских слета юных геологов и несколько олимпиад. Он был инициатором уникального издания воспоминаний геологов «Геология — жизнь моя» и большого числа учебно-методической литературы для подрастающего поколения.

За успехи в производственной и научно-технической деятельности В.Ф.Рогов был награжден государственными и отраслевыми наградами, орденом «За заслуги перед Отечеством» IV степени, ему присвоено звание лауреата премии Совета Министров СССР.

Светлая память о неутомимом труженике, крупном государственном и общественном деятеле, замечательном человеке сохранится в нашей памяти.

*Президиум Исполкома Российского
геологического общества
Редколлегия журнала*

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ!

Требования к статьям, представляемым в редакцию журнала «Отечественная геология»

При оформлении статей необходимо руководствоваться следующими правилами:

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

2. Статья подписывается автором (авторами), в конце ее необходимо написать фамилию, имя и отчество автора полностью, место работы, занимаемую должность, ученую степень, адрес и телефоны (домашний и служебный).

3. Объем статьи не должен превышать 15 страниц машинописного текста, включая таблицы, список литературы. Текст печатается через два интервала на одной стороне листа. Оставляются поля: сверху (2 см), снизу (2 см), справа (1 см) и слева (3 см). Все страницы рукописи нумеруются. В редакцию представляются два экземпляра статьи — распечатка с принтера, а также текст на дискете в Text format (*.rtf) или 8,0/98 (*.doc) с использованием шрифта Times New Roman Cyr. (размер 9—10, один межстрочный интервал). В отдельные файлы помещаются статья, таблицы. По окончании работ дискеты по желанию автора возвращаются. Возможна передача статей по электронной почте: e-mail tsnigri@pol.ru, tsnigri@tsnigri.ru.

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

5. Математические формулы и химические символы вписываются в текст четко от руки тушью или черными чернилами. Во избежание ошибок следует тщательно писать буквы, имеющие сходные как прописные (подчеркнуть двумя линиями снизу), так и строчные (подчеркнуть сверху) начертания (V, S, O, M, P, Z). Греческие буквы обводятся красным карандашом, латинские — синим (кроме символов химических элементов). Для набора математических формул и химических символов рекомендуется использовать Microsoft Equation 2.0

6. Список литературы дается сквозной нумерацией в алфавитном порядке. Иностранная литература помещается после отечественной. Ссылки в тексте на источник из списка литературы приводятся соответствующим порядковым номером в квадратных скобках. В список не следует включать неопубликованные работы.

7. Рисунки и другие графические материалы (не более 4) прилагаются к статье в двух экземплярах в отдельном конверте. На обратной стороне каждого рисунка карандашом указываются его порядковый номер, фамилия автора и название статьи. Размер оригиналов рисунков не должен превышать формата страницы журнала. Рисунки принимаются в виде фотокопии (на глянцевой бумаге), на дискетах с распечаткой на бумаге. Цифры и буквы в условных обозначениях, вынесенных за пределы рисунка, даются курсивным шрифтом. Текстовые надписи на рисунках набираются на компьютере. Размер букв и цифр должен быть не менее 2 мм. Каждый рисунок помещается в отдельный файл в одном из следующих форматов: TIFF bitmap (*.tif), Paint Brush (*.pcx), Encapsulated Post Script (*.eps), Corel Draw (*.cdr), Диаграмма Microsoft Excel (*.xls). Графика должна быть прямо связана с текстом и способствовать его сокращению. Оформление и содержание иллюстративного материала должны обеспечивать его читаемость после возможного уменьшения.

8. Подписуточные подписи печатаются на отдельной странице (текстовый файл, после списка литературы). Рисунки, не удовлетворяющие требованиям редакции, возвращаются автору. Ксерокопии и сканированные ксерокопии не принимаются.

METALLOGENY AND MINERAGENY

- Kislitsyn A.G., Menshikov Yu.P., Shebukhova S.V., Kontar E.S.*
Features of copper occurrences and hydrocarbon deposits
localization in south-east of the East-European platform 3

ENERGY MINERAL RESOURCES

- Sizykh V.I., Dzyuba A.A., Isayev V.P., Kovalenko S.N.*
Problematic issues of the Baikal basin oil and gas content . . . 8

ORE AND NON-ORE DEPOSITS

- Shashorin B.N.*
The nature of ore-controlling tectonic stresses in Streltsovsky
uranium ore cluster, Eastern Trans-Baikal region 12
- Afanasyev G.V.*
Method of abstract analogies in regional uranium prognosis . . 17
- Motov A.P., Sokolov S.V., Listkov A.G., Deshko Yu.V.*
Impact of local thermal-dome structures of localization of
ore-hosting hydrothermalites and related gold-quartz
mineralization 25
- Taraborin D.G.*
Anomalous radioactivity of non-fuel mineral deposits of the
Southern Urals (Orenburg region) as a factor complicating
radiation environment in the region. 29

LITHOLOGY, PETROLOGY, MINERALOGY, GEOCHEMISTRY

- Feoktistov G.D.*
Possibility of the Siberian platform's dolerite sill correlation in
terms of petrochemistry and nature of intrachamber
differentiation 35
- Fatyanov I.I., Khomich V.G.*
The problem of gold and tin concentration in relation to
development of granitoid fluid-magmatic systems 40
- Kovalevsky A.L., Kovalevskaya O.M., Prokopchuk S.I.*
Microbiotites of platinum group elements in plant ash
determined by the scintillation emission spectral analysis . . . 45
- Vorobyova S.V.*
Sulfide and sulfide-magnetite high-dipping deposits in
ultra-fault zones of tectonic framing of block orogene structures
in the eastern slope of the Urals and in the Orsk Trans-Urals
region. 52

HYDROGEOLOGY AND ENGINEERING GEOLOGY

- Polyakov V.A., Sokolovsky L.G.*
Velocity of water exchange in different hydrogeodynamic
zones 61
- Ostrovsky V.N.*
Comparative hydro-geological characteristic of ancient and
young plates' artesian basins (on example of Russian and
West-Siberian plates).

GEOECOLOGY

- Odessky I.A., Sirenko Yu. G., Kovalsky E.R., Antonov A.S.*
On the issue of the formation of ejection-hazardous troughs of
the Starobinskoye deposit plunge 69
- Bgatov V.I., Zolotaryov A.L., Kuzhelny N.M., Lizalek N.A.,
Shalamov I.V.*
Geological substrate of the vegetative cover 72

MINERALS OF THE WORLD OCEAN

- Kosheleva V.A.*
Estimation of zircon, garnet, titaniferous and ferrous ore
minerals in Holocene sediments of Russian Arctic seas 77

DISCUSSIONS

- Luzgin B.N.*
Completeness of ore and metal recovery as an ecological
imperative 79

SHORT COMMUNICATIONS

- Yarkin I.G.*
Geochronology and a space year 84

MATERIALS OF THE EDITORIAL BOARD

- Bulnaye K.B.*
On carbonatite complex of Western Trans-Baikal region 85

REVIEWS

- Andreyev S.I.*
A major contribution to understanding of the Russia's mineral
potential and problem of the national subsoil use 87
- Ivanov A.N.*
Thrust tectonics of ancient platforms' margins 88
- Kontar E.S., Levin V.Ya.*
Important and essential edition 89

- 100th birth anniversary of Yakov Davydovich Gotman 91
- 100th birth anniversary of Nikolay Dmitrivich Sobolev 92
- In memory of Lev Mikhaylovich Trubnikov 94
- In memory of Viktor Filippovich Rogov 95