

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ
ПОИСКИ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ им. академика А. П. ВИНОГРАДОВА
ВОСТОЧНО-СИБИРСКАЯ СЕКЦИЯ МЕЖДУВЕДОМСТВЕННОГО СОВЕТА ПО ПРОБЛЕМЕ
«НАУЧНЫЕ ОСНОВЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПОИСКОВ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ»

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук *Е. В. Пиннекер*



НОВОСИБИРСК
«НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1990



Гидрогеохимические поиски месторождений полезных ископаемых. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. — 213 с.
ISBN 5—02—028849—7.

В сборнике, составленном по материалам Всесоюзного совещания (Томск, 1986 г.), освещаются проблемы разработки и внедрения гидрогеохимического метода поисков рудных и нефтегазовых месторождений, теоретические основы формирования водных потоков и ореолов рассеяния, вопросы геохимии подземных вод, особенности физико-химического моделирования процессов в системе вода — порода — руда (нефть). Рассматриваются пути совершенствования методики гидрогеохимических поисков, использование при их проведении и интерпретации данных морфоструктурно-гидрогеологического анализа, методов математической статистики и ЭВМ, современных методов анализа вод. Приведены результаты исследований в различных геолого-структурных, гидрогеологических и ландшафтно-геохимических условиях.

Книга рассчитана на геохимиков, геологов, гидрогеологов, а также преподавателей и учащихся высших и средних специальных учебных заведений.

Редакционная коллегия:

канд. геол.-мин. наук М. Б. Букаты, канд. геол.-мин. наук Ю. Г. Копылова (ответ. секретарь), канд. геол.-мин. наук Г. П. Королева, д-р геол.-мин. наук И. С. Ломоносов, канд. геол.-мин. наук Н. М. Рассказов, д-р геол.-мин. наук С. Л. Шварцев (зам. отв. ред.)

Утверждено к печати
Институтом геохимии им. академика А. П. Виноградова
СО АН СССР

ПРЕДИСЛОВИЕ

В ноябре 1986 г. в Томске проходило пятое Всесоюзное совещание «Гидрогеохимические поиски месторождений полезных ископаемых», которое было своеобразной школой по обмену опытом проводимых исследований в различных НИИ, вузах и производственных геологических объединениях. Организатором первых четырех аналогичных совещаний был П. А. Удодов, памяти которого и посвящен этот форум гидрогеохимиков.

Гидрогеохимические поиски рассматривались с широких научных позиций, включая проблемы, на которых метод базируется. К ним относятся: формирование химического состава подземных вод, гидрогеохимия элементов, эволюция системы вода — порода, миграция химических элементов, формирование водных потоков рассеяния и др. Немало места уделялось также проблемам применения метода в различных геологических и ландшафтных условиях, обработки гидрогеохимических данных, включая методы физико-математического моделирования и применения ЭВМ, внедрения метода в практику геолого-поисковых работ, анализа содержаний микрокомпонентов новыми методами. В сборник включены наиболее интересные доклады по всем ключевым проблемам гидрогеохимического метода поисков.

Что принципиально нового появилось за последние 5 лет? Прежде всего гидрогеохимики стали больше внимания уделять проблеме рудообразования с позиций гидрогеологии (Г. А. Голева), изучению состава поровых растворов (Н. А. Росляков), применению методов физико-химического моделирования (Л. А. Казьмин, Г. П. Королева) и морфоструктурно-гидрогеологического анализа (А. А. Лукин), роли микроорганизмов в миграции элементов (Е. Д. Коробушкина), роли органического вещества (В. К. Бернатонис, Е. А. Барс и др.), термодинамики развития системы вода — порода (М. Б. Букаты). Принципиально новым представляется применение гидрогеохимического метода при мелкомасштабных работах: 1 точка на 100 км² (А. А. Логинов и др.), 1 точка на 20—30 км² (Л. Б. Полетаева и др.). Больше стало интересных практических результатов по открытию месторождений и рудопроявлений гидрогеохимическим методом (В. А. Кирюхин и др., Ю. С. Лукьянчиков и Б. С. Касымжанова, З. В. Лосева и др., Ю. Г. Копылова и др.). По другим направлениям наблюдается углубление или расширение исследований. Появился опыт применения гидрогеохимического метода при оценке железорудных провинций (Л. Б. Полетаева, И. С. Ломоносов), анализе условий образования самородного золота (Б. А. Воротников и др.), условий формирования борноносных вод (К. П. Сафронова, Н. Г. Петрова), техногенных процессов разрабатываемых нефтяных месторождений (С. А. Юшков, А. Д. Назаров). Принципиально новые данные получены по формированию водных ореолов в областях криолитозоны (В. Н. Макаров).

Приведенные данные свидетельствуют о безусловном прогрессе в развитии гидрогеохимического метода поисков. Вместе с тем не может не вызывать беспокойства явное отставание внедрения получаемых результатов в практику геолого-поисковых работ, неблагоприятное положение с подготовкой кадров, недостаточный уровень разработки затронутых проблем в институтах Академии наук СССР, отсутствие достаточной коор-

динации проводимых работ, их разобщенность, в ряде случаев неоправданное дублирование, отсутствие соответствующей службы в системе Министерства геологии СССР. Начатая в стране после апрельского (1985 г.) Пленума ЦК КПСС и XXVII съезда КПСС перестройка должна непосредственным образом коснуться и проблемы разработки и внедрения в практику гидрогеохимического метода как одного из ключевых в повышении эффективности всех геолого-поисковых работ.

С. Л. Шварцев

В. А. КИРЮХИН

ПРОБЛЕМНЫЕ ВОПРОСЫ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Развитие гидрогеохимических исследований, с одной стороны, вызывает дальнейшую их дифференциацию, появление новых направлений деятельности, а с другой — объединяет интересы специалистов, занимающихся разными проблемами: гидрогеохимическими поисками и изучением загрязнения подземных вод.

В теоретических и методических аспектах изучения ореолов рассеяния месторождений и ореолов загрязнения имеется много общего. Эта общность прежде всего коснулась области физико-химического взаимодействия в системе вода — порода возникающих при этом процессов, термодинамического анализа равновесных гидрогеохимических систем, развития модельных представлений о процессах преобразования вещества в подземных водах. Вместе с тем у каждого из направлений гидрогеохимических исследований есть своя специфика, имеются свои болевые точки. Так, если рассматривать состояние развития теории гидрогеохимических поисков рудных месторождений, можно видеть, что ряд узловых вопросов в этой области остается слабо разработанным. Дальнейшее невнимание к ним окажет негативное влияние на эффективность проведения гидрогеохимических поисков и правильную интерпретацию их результатов.

К таким узловым вопросам, на взгляд автора, следует отнести: 1) формирование химического состава атмосферных вод и начальные этапы их метаморфизации; 2) динамику подземных вод в микробассейнах стока; 3) связь состава подземных вод и водовмещающих пород; 4) особенности и формы миграции отдельных элементов; 5) типизацию гидрогеохимических ореолов рассеяния; 6) прогнозирование и моделирование гидрогеохимических процессов.

Каждый из упомянутых вопросов заслуживает отдельного и подробного рассмотрения. Поэтому рассмотрим наиболее важные их аспекты.

МЕТАМОРФИЗАЦИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ

К сожалению, не всеми и не всегда помнится важный вывод В. И. Вернадского о том, что формирование поверхностной и подземной гидросфер начинается в атмосфере. Весьма малая минерализация атмосферных вод (5—15 мг/л) создает иллюзию их малой значимости в формировании состава и солевом балансе подземных вод. Но это не так. Во-первых, атмосферные воды приносят ежегодно более 5—8 т/км² растворенных веществ. Во-вторых, состав атмосферных вод достаточно разнообразен. В-третьих, на пути движения в водоносные зоны и горизонты состав атмосферных вод претерпевает значительные изменения. Все это необходимо учитывать при проведении гидрогеохимических исследований особенно в горных районах, отличающихся широким развитием слабоминерализованных подземных вод.

Материалы многочисленных исследований в разнообразных ландшафтно-климатических условиях [Дроздова и др., 1964; Колодяжная, 1963] показывают, что по химическому составу атмосферные осадки делятся на три основные группы: 1) континентальных районов — преоб-

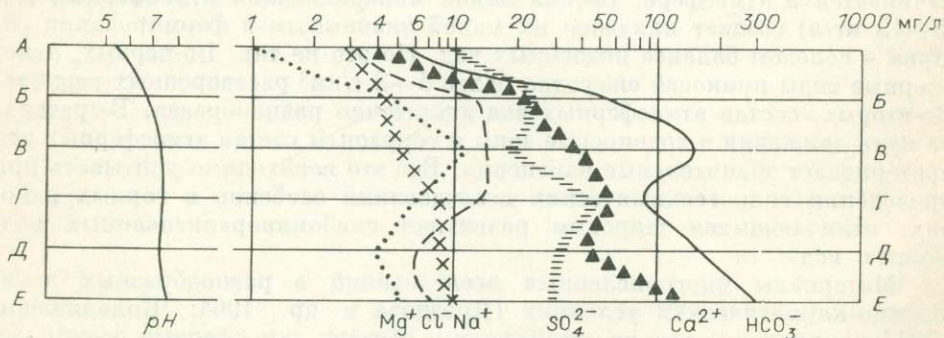
ладающий состав гидрокарбонатный кальциевый, минерализация 8—15 мг/л; 2) приморских районов — преобладающий состав хлоридно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый, минерализация 10—40 мг/л; 3) районов с техногенным заражением атмосферы — преобладающий состав сульфатно-гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-сульфатный кальциевый, минерализация 50—100 мг/л и более.

Гидрогеохимические поиски обычно ведутся в районах, где выпадают осадки первой и второй групп. Важно выделять три этапа метаморфизации химического состава атмосферных вод: растительный покров, почвенный слой и зона аэрации.

Растительность перехватывает значительную часть атмосферных осадков. Теперь появились количественные оценки такого перехода. Так, по данным А. Ф. Литовченко [1986], древесной растительностью перехватывается 10—65 % от количества жидких осадков, а у кустарниковой и травянистой растительности этот показатель еще больше. В процессе контакта дождевой влаги с растительностью вода обогащается различными компонентами, растет ее минерализация. Так, по нашим данным, для районов Приамурья такой рост составляет 25—40 % и более по сравнению с исходным. Если на открытой площадке минерализация атмосферных вод 28 мг/л, то под голубичником она возрастала до 36, а под елью — до 55 мг/л.

В. П. Учватов и Н. Ф. Глазовская [1984] приводят следующий ряд изменения минерализации атмосферных вод (мг/л): на открытой луговой местности — 28,4, под дубом — 36,8, в смешанном лесу — 40,5, под сосной — 49,7, под березой — 65,9, под елью — 155,9. Наиболее высокие концентрации компонентов характерны для начальной фазы листообразования, цветения, пыльцеобразования и начала листопада. Важно отметить, что в это время атмосферные осадки обогащаются и рудными компонентами, которые извлекаются растениями из почвенных растворов и смываются дождем с растительной поверхности.

Химический состав атмосферных вод, просочившихся в почвенный покров, изменяется буквально в первые минуты — часы после их инфильтрации. Минерализация этих вод возрастает в 1,5—2 раза, хотя их химический облик во многом сохраняется. В дальнейшем (10—30 сут) минерализация и состав инфильтрационных вод стабилизируются. В. П. Учватов и Г. А. Булаткин [1985] изучили количественные соотношения между макрокомпонентами в процессе перехода инфильтрационных вод из одного слоя зоны аэрации в другой (см. рисунок). Рост минерализации вод происходит преимущественно за счет гидрокарбонатов кальция. Это явление характерно для зоны гипергенеза большинства ландшафтно-климатических областей. Возникающие при этом гидрогеохимические процессы достаточно подробно описаны С. Л. Шварцевым [1978] и поэтому не требуют особого пояснения.



Трансформация химического состава атмосферных вод при их инфильтрации через зону аэрации (по В. П. Учватову и Г. А. Булаткину [1985]).

А — исходные атмосферные воды, Б, В — воды почвенного слоя на глубине 0—20 и 0—50 см соответственно, Г — воды верховодки, Д, Е — грунтовые воды на глубине 2—3 и 6—8 м соответственно.

Направленность гидрогеохимических процессов в зоне гипергенеза сульфидных месторождений рассмотрена многими авторами (С. И. Смирновым, А. А. Бродским, Г. А. Голевой, В. А. Кирюхиным и др.), которые отмечают, что наибольшее обогащение инфильтрационных вод металлами происходит в зоне аэрации.

Таким образом, атмосферные воды до попадания в зону насыщения уже приобретают основные гидрогеохимические особенности, определяющие в значительной мере состав, металлоносность и минерализацию трещинно-грунтовых вод, которые являются главным объектом опробования при гидрогеохимических поисках. Это необходимо учитывать при постановке и интерпретации результатов гидрогеохимических поисков.

ДИНАМИКА ПОДЗЕМНЫХ ВОД В МИКРОБАССЕЙНАХ СТОКА

Гидрогеохимические поиски ведутся преимущественно в горно-складчатых областях, где с позиций динамичности подземных вод и их положения в разрезе выделяются три основных типа подземного стока — местный приповерхностный, региональный трещинно-грунтовой и глубинный трещинно-напорный [Кирюхин, 1981]. Каждой из этих фаз стекания атмосферных вод соответствуют определенные различия в металлоносности вод. Поэтому расшифровка доли разных генетических составляющих водного питания источников поверхностных водотоков и других опробуемых при поисках водопунктов имеет важное значение для понимания условий формирования гидрогеохимических ореолов и потоков рассеяния.

В горных районах гумидного климата через фазу приповерхностного стока (горной верховодки) проходит объем воды, обычно в несколько раз превышающий трещинно-грунтовой сток. Вместе с тем их соотношение меняется в разных точках водосбора в зависимости от размеров и формы площади питания, продолжительности последождового периода, рельефа, фильтрационных свойств почвенно-покровных отложений, мерзлотных условий и других факторов. Поэтому важно выделять характерные точки разгрузки подземных вод, так как именно эти точки прежде всего опробуются и интерпретируются при гидрогеохимических поисках. Такими характерными точками являются, если проследить их от водораздела по движению подземных вод, временный источник приповерхностных вод, постоянно действующий источник трещинно-грунтовых вод, участки (точки) поглощения поверхностных вод и концентрированной разгрузки подземных вод, участки стабилизации разгрузки подземных вод.

Особо следует выделить микробассейны стока, замыкающей точкой которых являются постоянно действующие источники трещинно-грунтовых вод, находящиеся в истоках речных водотоков. Микробассейны стока занимают наиболее высокое гипсометрическое положение в гидрогеологических структурах и представляют собой удобные модели для изучения условий формирования гидрогеохимических ореолов рассеяния. Если выше источника по склону расположена рудная зона, то атмосферные осадки, просачивающиеся через нее, вызывают в источнике эффект, подобный запуску пакета соли в скважину при миграционных опытах. Через источник проходит временный гидрогеохимический ореол, образованный при просачивании осадков через зону аэрации и попадании обогащенных металлами атмосферных вод в трещинно-грунтовой поток [Кирюхин, 1977]. Площадь микробассейнов стока в горно-таежных областях обычно равна 0,5—1,0 км². С уменьшением количества выпадающих осадков и степени расчленения рельефа их размеры возрастают. Следует также определять максимально представительную площадь водосборов, считая от верховьев, в пределах которых наиболее эффективно ведение гидрогеохимических поисков. Она равна примерно 100—150 км², а ее размеры определяются положением створа в речном бассейне, где разгрузка подземных вод начинает стабилизироваться, происходит выклинивание трещин-

но-грунтового стока. Ниже этого створа происходит заметная аккумуляция атмосферных осадков в аллювиальных отложениях и трещиноватых породах, вовлечение инфильтрационных вод в длительный (годы) водообмен. Такой сток, по А. С. Федоровскому [1985], называется недренированным. В его образовании участвует 10—15 %, иногда до 50 % атмосферных осадков. Вместе с тем вполне очевидно, что условия формирования подземного стока меняются в зависимости от ландшафтно-климатических и структурно-геологических условий. Так, в бассейне карстовых вод хр. Юра площадью 365 км² основная масса атмосферных осадков сбрасывается в реки за сутки. В небольших артезианских бассейнах Приморья этот процесс растягивается на 10—15 дней и более. Такие особенности динамики вод должны учитываться при оценке условий формирования гидрогеохимических ореолов рассеяния.

Связь состава подземных вод и водовмещающих пород является предметом многолетних споров. Не вдаваясь в их подробности, отметим, что состав приповерхностных и трещинно-грунтовых вод в отличие от состава водовмещающих пород не постоянен во времени, зависит от исходного состава просачивающихся атмосферных вод, длительности и направленности физико-химической обработки инфильтрационных вод, устойчивости водных химических соединений. Поэтому следует выделять главные этапы формирования химического состава подземных вод и намечать для этих этапов модели химического баланса вещества, термодинамических обстановок соответственно для почвенного слоя, зоны аэрации и разных участков движения трещинно-грунтовых вод.

По материалам обработки данных по югу Дальнего Востока наиболее близкие соотношения содержаний макрокомпонентов в породах и водах наблюдаются в средней и частично верхней частях водосборов. Так, например, в поле развития гранитов отмечаются натриевые воды, базальтов — магниево-кальциевые, серпентинизированных пород — калиевые воды. Но и в этих случаях полного соответствия состава вод и пород не наблюдается. При движении вниз от водоразделов накопление в водах одних компонентов отстает от других, что изменяет и соотношение их содержаний.

Сравнение уровней среднего содержания элементов в трещинно-грунтовых водах и кларков тех же элементов в породах позволяет выделить три группы элементов с соответствием их содержаний, накапливающиеся и рассеивающиеся в трещинно-грунтовых водах. К первой группе элементов относятся Si, Mg, K, Ti, F, Zr, Mo, Zn, Cd, As, Sb, Bi, Ag, ко второй — Ca, Na, S, Cl, S, N, а к третьей — Al, Fe, P, Mn, Cu и др. В каждом изучаемом районе, видимо, имеются свои специфические условия формирования состава трещинно-грунтовых вод, и потому указанные выше ряды элементов могут выглядеть несколько иначе.

Особенности и формы миграции рудных элементов рассматривались ранее [Кирюхин, 1977] и продолжают уточняться. Если по разделению и определению основных форм миграции элементов (растворенной, коллоидной и взвешенной) существуют разнообразные методики и накапливается соответствующий фактический материал, то более детальное их изучение встречает значительные трудности. Это относится прежде всего к выделению и изучению комплексных соединений. Экспериментальные исследования показывают, что большое влияние на улучшение миграции металлов оказывает присутствие в водах органических веществ. Так, например, с ростом концентрации фульвокислот на два порядка концентрация золоты также возрастает на два порядка [Варшал и др., 1984]. Устойчивость фульватных соединений золота растет с ростом pH с 3,5 до 7,5 на три порядка. Таким образом, даже на участках золоторудных месторождений, характеризующихся убогой сульфидной минерализацией, где трещинно-грунтовые воды имеют pH в диапазоне 6—8, существуют благоприятные условия для образования устойчивых комплексных соединений золота.

Комплексные органометаллические соединения обладают высокой устойчивостью в широком диапазоне физико-химических показателей, наблюдаемых в природных водах. Это дает основание предполагать, что они являются наиболее широко распространенной формой водной миграции металлов. Их дальнейшее изучение представляет весьма насущную задачу гидрогеохимических поисков.

Установление основных признаков гидрогеохимических ореолов и потоков рассеяния разных типов рудных месторождений в различных ландшафтно-климатических и структурно-гидрогеологических условиях имеет важное прикладное значение. На основе изучения и типизации этих признаков должна обосновываться методика поисков и надежнее интерпретироваться их результаты.

Признаки, которые характеризуют гидрогеохимические ореолы и потоки рассеяния, могут переводиться на язык цифр и потому давать соответствующие количественные оценки. Это имеет значение для прогнозирования оруденения. К таким признакам относятся не только такие очевидные из них, как размер, состав, контрастность, но и показатели гидрогеохимического и гидродинамического режимов, глубина залегания, химическая зональность, степень связи с рудным телом и др.

Прогнозирование и моделирование гидрогеохимических процессов дают возможность оценить масштаб и характер оруденения при гидрогеохимических поисках [Моделирование..., 1985]. В связи с этим дальнейшее развитие получили методы анализа и интерпретации специализированной гидрогеохимической информации. В частности, разрабатываются численные методы решения задач миграции вещества в подземных водах на ЭВМ, обрабатываются на ЭВМ гидрохимические данные различными статистическими методами, решаются обратные задачи методами численного моделирования, проводятся термодинамические расчеты многокомпонентных систем методом минимизации свободной энергии Гиббса.

Термодинамические расчеты позволяют выявить причину гидрогеохимических аномалий. Использование статистических методов, применение стохастических моделей на основе теории вероятностей с использованием математического аппарата и ЭВМ помогают провести разбраковку гидрогеохимических данных и оконтурить гидрохимические аномалии на местности. Поэтому решение задач массопереноса, использующих принципы точных физико-химических наук, должны сочетаться с эмпирическими обобщениями гидрогеохимических данных. Именно такое оптимальное сочетание обеспечивает успешное применение гидрогеохимических методов поисков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Варшал Г. М., Велюханова Т. К., Баранова Н. Н. Комплексобразование золота (III) с фульвокислотами и геохимическая роль этого процесса // Геохимия.— 1984.— № 3.— С. 413—420.
- Дроздова В. М., Петренчук О. П., Селезнева Е. С., Свистов П. Ф. Химический состав атмосферных осадков на европейской части территории СССР.— Л.: Гидрометеопиздат, 1964.— 209 с.
- Кирюхин В. А. Гидрогеохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых.— Л.: Изд-во ЛГИ, 1977.— 56 с.
- Кирюхин В. А. Гидродинамическая зональность и кинематические модели подземного стока в горноскладчатых областях // Зональность подземных вод платформенных и горноскладчатых областей.— Л.: Географическое общество АН СССР, 1981.— С. 12—25.
- Колодяжная А. А. Режим химического состава атмосферных осадков и их метаморфизация в зоне аэрации.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.— 168 с.
- Литовченко А. Ф. Экспериментальное изучение водного баланса горных водосборов.— Киев: Вища шк., 1986.— 188 с.
- Моделирование гидрогеохимических процессов и научные основы гидрогеохимических прогнозов.— М.: Наука, 1985.— 152 с.
- Учватов В. П., Булаткин Г. А. Особенности гидрогеохимии подземных вод лесостепного ландшафта Южного Подмосковья // Водные ресурсы.— 1985.— № 6.— С. 30—38.

Учватов В. П., Глазовская Н. Ф. Трансформация химического состава природных вод в лесном ландшафте // Изв. АН СССР. Сер. геогр.— 1984.— № 1.— С. 101—109.

Федоровский А. С. Формирование водных ресурсов малых рек юга Дальнего Востока.— Владивосток, 1985.— 124 с.

Шварцев С. Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза.— М.: Недра, 1978.— 287 с.

Г. А. ГОЛЕВА

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ СТРАТИФОРМНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Теоретические основы гидрогеохимического метода поисков полезных ископаемых должны в равной мере базироваться на изучении как процессов формирования их водных ореолов рассеяния, так и гидрогеологических условий рудообразования. Такой методический принцип разработки и усовершенствования методики гидрогеохимических поисков месторождений полезных ископаемых позволит значительно сузить площади гидрогеохимического опробования и тем самым ускорить комплексную оценку потенциальной рудоносности исследуемых регионов. Но для достижения этой цели необходимо предварительно разработать поисковые критерии рудоносности геологических структур на базе создания гидрогеологических моделей соответствующих типов рудных месторождений. Последние должны отображать гидрогеологическую историю развития рудоформирующих структур, мобилизацию, перенос и накопление рудного вещества в определенных структурах-ловушках, состав и генезис рудообразующих растворов.

В настоящей статье в краткой форме рассмотрены принципы выявления рудоперспективности геологических структур с помощью гидрогеологического анализа условий накопления в них рудного вещества на примере наиболее изученных в этом плане стратиформных месторождений сульфидного типа.

Несмотря на все возрастающий интерес к подземным водам как к наиболее вероятному рудообразующему фактору, многие фундаментальные вопросы рудопоисковой гидрогеологии остаются слабоизученными. В частности, недостаточно ясен механизм формирования самих рудообразующих растворов и масштабы воздействия на них так называемого эндогенного фактора. Существующие методы оценки последнего (изотопный и др.) пока не дают однозначного ответа.

В настоящее время, когда геологическая изученность стратиформных и других типов месторождений находится на достаточно высоком уровне, настал этап не только констатации тех или иных геологических явлений, но и их объяснения с гидрогеологических позиций. Так, например, гидрогеохимическими и гидродинамическими закономерностями воздействия и движения рудообразующих растворов можно объяснить избирательную приуроченность рудных тел к определенным литологическим формациям и структурам, в том числе природу геохимической зональности рудных месторождений и их геохимических ореолов.

Из всего многообразия подземных вод наиболее тесную пространственную и генетическую связь со стратиформными рудными месторождениями обнаруживают высокоминерализованные (до 600 г/л) рассолы нефтяного типа, наиболее обогащенные разнообразным комплексом рудообразующих элементов. Формирование этого типа вод, насыщенных углеводородными газами и водорастворимым органическим веществом нефтяного ряда, происходит в подсолевых гидрогеологических этажах нефтегазо-

носных бассейнов, платформенных впадин и прогибов. Этот тип рассолов отличается высокой концентрацией хлоридов кальция, коррелирующих с металлоносностью и количеством растворенных органических веществ нефтяного ряда. Состав рудообразующих и сопутствующих элементов в этих рассолах наиболее разнообразен. В древних очагах их разгрузки, преимущественно в надсолевых этажах нефтегазоносных бассейнов, и образуются стратиформные месторождения различного состава: медные, полиметаллические, целестиновые, баритовые, ванадиевые, марганцевые и др.

Вопрос об источниках рудного вещества в подземных рассолах является таким же дискуссионным, как и в отношении рудных месторождений.

Согласно палеогеологическим построениям, окончательный метаморфизм поровых рассолов и их обогащение рудными элементами протекали в подсолевых этажах седиментационных артезианских бассейнов под воздействием длительных процессов дегидратации, термометаморфизма и перекристаллизации морских осадочных пород, сорбиовавших разнообразный комплекс рудных элементов и органических веществ на более ранних стадиях испарительной концентрации морской воды.

Процессы тектономагматической активизации, термометаморфизма, гидратации и дегидратации пород приводили к формированию глубоких зон, насыщенных термальными металлоносными рассолами. Под влиянием меняющихся во времени и пространстве тектонических движений изменялась и динамика рассолов. Их движение было направлено в основном из осевых зон максимального сжатия, т. е. из осевых зон нефтегазоносных бассейнов к окаймляющим склонам поднятий. По этой причине большинство стратиформных рудных месторождений и тяготеет к тектонически нарушенным склонам антиклиналей, валов и горстов, располагаясь в краевой «наднефтеносной» и «надсолевой» зонах артезианских нефтегазоносных бассейнов.

В зависимости от водно-физических свойств пород перенос рудных элементов термальными рассолами носил в нижнем подсолевом этаже характер восходящей трещинной фильтрации, по разрывным нарушениям переходящей в надсолевом этаже в латерально-пластовый тип движения. Соответственно с этими различиями динамики металлоносных рассолов формировались как крутспадающие богатые по концентрации рудные тела жильного типа, так и пластовые на большой площади прожилково-вкрапленные бедные руды.

Продолжительность функционирования движущихся геохимических барьеров и стратиграфический размах оруденения определялись интенсивностью, направленностью и частотой тектонических инверсий, которые либо активизировали в период поднятий перенос и осаждение рудообразующих элементов в вышележащие пористые коллекторы-горизонты, либо временно прекращали эти процессы (период опусканий — морских трансгрессий), закупоривая водовыводящие разломы. Очевидно, этим и объясняется ритмичное чередование пластовых рудных горизонтов.

Учитывая неравновесность процессов в системе вода — порода на всех этапах рудообразования, одним из наиболее надежных способов определения природы минерало-геохимической зональности рудных полей является ее сопоставление с эволюцией водных форм переноса рудообразующих компонентов, позволяющее корректировать расчетные данные.

Наиболее растворимые хлоридные комплексы рудных элементов в подсолевых кислых рассолах сменялись по направлению их восходящего движения в верхний надсолевой этаж менее растворимыми (сульфатными, карбонатными, гидроокисными, гидросульфидными и др.) соединениями на соответствующих гидрогеохимических барьерах. В результате распада хлоридных и металлоорганических комплексов на ступе разных гидрогеохимических и термодинамических обстановок неустойчивые свободные ионы рудных элементов связывались в различные труднорастворимые сульфидные, карбонатные, сульфатные, гидроокисные и другие соединения. Последовательность образования и осаждения этих труднорастворимых

соединений на различных геохимических барьерах и определяла в конечном итоге сопряженную минералого-геохимическую и гидрогеохимическую зональность рудных полей, позволяя прогнозировать ее на основании определения эволюции форм водной миграции соответствующих химических элементов. Так, например, выше или по периферии сульфидных медных и полиметаллических месторождений в зоне смешения рассолов с сульфатными водами формировались целестиновые и баритовые руды, а в зоне их смешения с гидрокарбонатно-карбонатными грунтовыми кислородсодержащими водами — марганцевые, ванадатные, урановые и другие рудные тела окисного типа.

Эпигенетическая зональность вмещающих пород отражает направленность ионного обмена, сорбции, десорбции и других процессов, протекавших в системе порода — вода. Образование, например, эпигенетических доломитов, обогащенных рудообразующими и сопутствующими элементами, было обусловлено воздействием металлоносных термальных рассолов кальциевого и магниевого типа на сингенетичные известняки и доломиты.

Анализ региональных закономерностей распространения промышленных рассолов, стратиформных свинцово-цинковых и некоторых других типов рудных месторождений показал, что они одинаково пространственно тяготеют к эвапоритовым формациям. Рудные тела при этом наиболее часто располагаются в зонах их выклинивания.

Геолого-генетическая роль эвапоритов полифункциональна. С одной стороны, они являются источником хлоридных ионов, катализирующих процесс выщелачивания и растворения рудообразующих элементов из вмещающих пород, а с другой — выполняют роль водогазупорного экрана. Как известно, только эвапориты обуславливают образование крепких рассолов с минерализацией выше 200—250 г/л, в которых накапливаются и сохраняются водорастворимые органические вещества в условиях угнетенной жизнедеятельности микроорганизмов, разрушающих их в менее минерализованных водах. Водорастворимые органические вещества способствуют концентрированию и переносу рудообразующих элементов преимущественно в форме устойчивых металлоорганических соединений.

Максимальной металлоносностью и транспортирующей способностью обладают углеводородные рассолы хлоридно-кальциево-натриевого и хлоридно-кальциево-магнезиевого состава, генетически и пространственно связанные преимущественно с калиеносными формациями, образующимися на последней силвин-карналлитовой стадии стгущения морской рапы. Наиболее крупные стратиформные рудные месторождения (медные, свинцово-цинковые и др.) регионально тяготеют к скрытым очагам разгрузки металлоносных термальных рассолов на подвижных гидрогеохимических барьерах: органогенно-карбонатном, сульфатном, сульфидном и др. Очаги разгрузки этих рассолов локализуются в периферийных наднефтеносных зонах выклинивания водоупорных соленосных образований.

Пространственное тяготение к карбонатным фациям сульфатного типа с мощно проявленной калиеносностью отмечается не только для стратиформных сульфидных месторождений, но и наиболее крупных скоплений сероводородных вод, играющих роль главного геохимического барьера для металлоносных рассолов. Огромное значение в формировании промышленных металлоносных рассолов и стратиформных месторождений играют рифогенные фации карбонатных пород, обогащенные органическими веществами (биогермы, биостромы и др.). Эти образования локализуются в зонах глубинных разломов, по которым осуществлялась длительная разгрузка термальных рассолов, выносящих вместе с рудообразующими элементами растворимые органические вещества, катализирующие жизнедеятельность рифостроящих организмов. Под воздействием термальных металлоносных рассолов, содержащих кальций и магний, в карбонатных породах образуются мощные зоны эпигенетических доломитов, обогащенных разнообразным комплексом рудных элементов.

Стратиформные месторождения свинца, цинка и меди обычно лока-

лизуются на склонах поднятий, обрамляющих нефтегазоносные бассейны. Это обусловлено динамическими особенностями восходящей разгрузки металлоносных промышленных рассолов преимущественно в активизированных частях этих бассейнов, наиболее осложненных глубинными разрывными водовыводящими нарушениями.

С гидрогеологических позиций проблему источников рудного вещества и серы по отношению к стратиформному и другим типам оруденения следует рассматривать как проблему источников рудообразующих элементов в подземных водах. По отношению к рудообразующим подземным водам и соответственно рудным месторождениям инфильтрационного генезиса, формирующимся в зоне гипергенеза, вопрос источника рудного вещества является более или менее ясным. Что же касается глубоких металлоносных рассолов и соответственно глубокозалегающих рудных залежей, то еще многое требует выяснения и уточнения.

В настоящее время накопился достаточно большой фактический материал, доказывающий невозможность переноса значительного количества рудного вещества поверхностными и грунтовыми слабоминерализованными водами на значительные расстояния от областей сноса вследствие ограничивающего влияния разнообразных геохимических барьеров (карбонатного, сорбционного и др.). Исходя из этого, начальную стадию накопления рудообразующих элементов в бассейнах седиментации мы относим к началу испарительной концентрации морской воды. Стадийность указанного гидрогеохимического процесса хорошо изучена по отношению к редким щелочным элементам, стронцию, иоду и бромю. Данных по геохимическим условиям осаждения в морской воде тяжелых металлов очень мало. Поэтому часто об условиях накопления этих элементов в морской воде приходится косвенно судить по растворимости их карбонатных, сульфатных и хлоридных соединений, а также по составу соответствующих минералов.

Не менее важную роль в извлечении из морской воды рудообразующих и сопутствующих элементов играют живые и растительные организмы, что необходимо учитывать при оценке баланса и состава осаждающихся минеральных соединений.

Судя по приуроченности многих стратиформных свинцово-цинковых и медных месторождений к терригенно-карбонатно-органогенным фациям в пределах разных формаций, первой стадией осаждения свинца, цинка и меди в бассейне седиментации являлась карбонатно-органогенная. Одним из основных гидрогеохимических регуляторов этого процесса являлось углекислотное равновесие, определявшее растворимость карбонатов кальция и магния в морской воде.

Продолжающаяся в аридных условиях испарительная концентрация морской воды переходила в сульфатную стадию (гипсоангидритовую), которая обычно сменялась хлоридной, о чем свидетельствует широкое развитие соленосных отложений по периферии многих свинцово-цинковых рудных полей (Каратауская, Западно-Прибайкальская, Предкарпатская, Приуральская металлогенические зоны и др.).

В следующие стадии в условиях возрастающей температуры и геостатического давления меж- и подсолевые глинистые осадки, обогащенные растворимым органическим веществом, подвергались сложным термодегидратационным процессам на глубинах ниже 1,5—2 км. Отжимающиеся в коллекторы поровые рассолы (преимущественно из монтмориллонитовых глин наиболее рыхлой структуры) были обогащены извлеченными из глин и органических веществ рудообразующими и сопутствующими элементами, а также углеводородными газонасыщенными флюидами нефтяного типа.

Таким образом, основными источниками рудного и водорастворимого органического вещества в подземных рудообразующих рассолах являются поровые металлоносные углеводородные рассолы древних эвапоритовых бассейнов.

Процесс уплотнения и термодегидратации глинистых минералов приводил к гидрослюдизации и протекал наиболее интенсивно в приразломных зонах тектонической активизации гидрогеологического бассейна, что и объясняет обогащенность гидрослюд разнообразным комплексом рудообразующих элементов (свинец, цинк, медь, редкие щелочи и др.). Более конкретные данные о распределении рудных элементов в различных минералогических типах экранирующих и водоносных пород, слагающих рудовмещающие гидрогеологические структуры, приведены в предшествующих работах автора и других исследователей.

Проведенные в последние годы экспериментальные исследования металлоносности поровых растворов [Богашова, 1983] рудовмещающих осадочных отложений показали высокую кинетическую возможность накопления в них рудообразующих элементов. Как и следовало ожидать, солевой состав наиболее металлоносных поровых рассолов оказался идентичным металлоносным подземным рассолам кальциевого типа, которые, как известно, формируются в зоне повышенных температур и давлений в регионально экранированных под- и межсолевых отложениях нижнего гидрогеологического этажа бассейнов на глубинах более 1,5 км. Помимо термодинамических показателей глубина этого структурно-литологического экрана, как показало опробование сверхглубоких скважин, отчетливо проявляется в резком скачке содержаний и соотношений накапливающихся в подземных рассолах рудообразующих и солевых компонентов.

Вопрос об источниках серы, необходимой для сульфидообразования с гидрогеологической точки зрения является относительно менее сложным. По мнению С. Р. Крайнова и В. М. Швеца [1980], необходимое количество сульфатной серы для последующего биогенного или абиогенного сероводородообразования извлекается подземными водами преимущественно из гипсоангидритовых образований, которые обычно вместе с доломитами присутствуют в разрезе сульфидных стратиформных месторождений. Согласно же расчетным данным В. Н. Озябкина [Гуревич и др., 1975], главным источником сульфатной серы в подсолевых карбонатных комплексах являются не сульфатные минералы, а сульфаты остаточных рассолов эвапоритовых бассейнов.

Положительная корреляция между масштабами сероводородо- и сульфидообразования, установленная экспериментально, подтверждается данными полевых наблюдений в различных рудных районах, включая и современное рудообразование в океанических впадинах. Этот геохимический поисковый признак потенциальной сульфидности исследуемых структур достаточно успешно применялся нами при прогнозировании серных и полиметаллических месторождений в Предкарпатье [Голева, 1977].

Гипотеза магматогенного происхождения рудного вещества и серы в стратиформных месторождениях нам представляется гидрогеологически и термодинамически необоснованной. Присутствие же в разрезе некоторых стратиформных месторождений вулканитов свидетельствует скорее о совпадении во времени и в пространстве процессов рудообразования и вулканизма в периоды общей тектономагматической активации. Как показали исследования современных процессов рудообразования в кальдере Узона и в долине р. Юрьевой (фумарольное поле вулкана Эбеко) [Набоко, 1980], металлоносность гидросольфатар связана в основном с выщелачиванием рудных элементов из вмещающих пород, а не с вулканическими эманациями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Богашова Л. Г. Металлоносные поровые растворы соленосных отложений // Докл. АН СССР.— 1983.— Т. 269, № 4.— С. 932—933.
Голева Г. А. Гидрогеохимия рудных элементов.— М.: Недра, 1977.— 216 с.
Гуревич М. С., Беяницкая Г. А., Мишина Т. А., Озябкин В. Н. Образование

и распространение свободного сероводорода в осадочных отложениях // Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия. — Л., 1975. — Т. 241. — С. 148—156.

Крайнов С. Р., Швец В. М. Основы геохимии подземных вод. — М.: Недра, 1980. — 282 с.

Набоко С. И. Металлоносность современных гидротерм в областях тектоно-магматической активности. — М.: Наука, 1980. — 199 с.

В. Н. МАКАРОВ

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ В ЗАКРЫТЫХ РАЙОНАХ КРИОЛИТОЗОНЫ

Эффективность гидрогеохимических поисков в криолитозоне доказана многочисленными открытиями месторождений полезных ископаемых. Однако большинство открытий связано с рудными телами, расположенными в пределах сезонно-талого слоя, вскрытыми эрозионными процессами или перекрытыми маломощными покровами осадков.

Сокращение запасов полезных ископаемых в открытых районах приводит к перемещению поисков на закрытые территории и на фланги известных рудных полей, где поиски, направленные главным образом на выявление погребенных месторождений, существенно усложняются.

В закрытых районах криолитозоны рудная минерализация залегает в нижнем структурном этаже, перекрытом чехлом рыхлых образований, причем в мерзлом состоянии находятся не только породы верхнего структурного этажа, но часто и продуктивные отложения. Поэтому рудная минерализация находится в бескислородной среде и в большинстве случаев вне зоны распространения гравитационных вод.

Отрицательные температуры воздуха в течение продолжительного времени года определяют сезонность пребывания грунтовых вод в жидкой фазе. Существует резко выраженная разобщенность надмерзлотных вод с межмерзлотными и подмерзлотными, что дало основание говорить о снижении глубинности гидрогеохимического метода поисков в областях развития многолетнемерзлых пород. Считается, что в этих условиях применение гидрогеохимического метода для поисков рудных месторождений и геохимической характеристики горных пород должно осуществляться преимущественно путем опробования скважин, так как информацию о геохимических характеристиках горных пород по гидрогеохимическим данным можно получить только на участках с широким развитием водовыводящих таликов [Белякова и др., 1970].

Исследования, проведенные во многих рудных районах за пределами криолитозоны, показывают, что над погребенными месторождениями или их первичными ореолами в перекрывающем аллохтонном чехле, современных почвах и природных водах образуются наложенные ореолы [Албул и др., 1966; Антропова, 1971; Саг, Несвижская, 1975]. Перспективы гидрогеохимических поисков в закрытых районах криолитозоны определяются возможностью развития наложенных ореолов слепых и погребенных месторождений при отрицательной температуре.

Большинство авторов, рассматривающих гипергенные процессы в криолитозоне, а следовательно, и миграцию химических элементов, ограничивали мощность физико-химических изменений многолетнемерзлых пород (ММП) верхней ее частью до глубины 15—20 м, причем наиболее вероятной считалась глубина 3—6 м — слой распространения годовых колебаний температур. Однако проведенные натурные и эксперименталь-

Результаты выветривания руд золото-кварцевой малосульфидной формации (Au — 6,8 г/т)

T, °C	Характеристики раствора в конце эксперимента				
	pH	Eh, мВ	Минерализация, мг-экв	Au, мкг/л	Химический состав
20	7,61	186	0,230	0,016	S — Ca, Na, Mg
От 20 до —50	7,67	144	0,230	0,023	S — Ca, Na
От —2 до —15	7,08	303	0,108	0,034	S — Ca, Na, Mg

ные исследования по изучению выветривания горных пород и миграции химических элементов и их соединений при отрицательной температуре показали существование гипергенных процессов в диапазоне отрицательных температур. Например, экспериментальные исследования по выщелачиванию железа из пирита рядом растворов и дистиллированной водой в диапазоне температур от 0 до -2°C показали, что растворы органических и минеральных кислот разлагают пирит при отрицательных температурах намного интенсивнее, чем при положительных [Иванов, Базаров, 1985]. Одной из причин физико-химических процессов при отрицательной температуре авторы считают криогенное концентрирование минеральных кислот. Б. Б. Вагнер [1984] отметил, что при однократном замораживании (без размораживания) процессы выщелачивания продолжают идти в ледяной фазе за счет пленочной воды, окружающей частицы породы. Экспериментально установлена диффузия солей золота в режиме постоянной отрицательной температуры (-6°C) в колонке из смеси гетита и кварца. Причем масса мигрирующего золота составила 15,4 % его количества, перемещенного при положительной температуре [Королева, Погребняк, 1984].

Проведенное в Институте мерзлотоведения СО АН СССР лабораторное моделирование криогенного выветривания руд золото-кварцевой малосульфидной формации в различном диапазоне температур показало, что золото активно переходит в раствор при колебаниях температур в отрицательном диапазоне (табл. 1).

В природе наблюдаются многочисленные случаи химических преобразований горных пород при отрицательной температуре, которые вызваны наличием в горных породах при отрицательной температуре тонких водных пленок, находящихся в жидком состоянии, перемещающихся и взаимодействующих с минеральным веществом породы, т. е. возможен геохимический обмен между минеральными частицами и адсорбированной на них пленочной водой, а следовательно, и формирование криогенных геохимических полей месторождений полезных ископаемых.

На возможность образования геохимических полей в криолитозоне впервые указал Н. И. Сафронов [1957]*, который отметил два фактора, подтверждающих возможность формирования солевых ореолов в многолетнемерзлых породах: 1) развитие фиброферрита и мелантерита по пирротину в многолетнемерзлых породах и 2) существование естественных электрических полей, приуроченных к сульфидным образованиям.

Известно, что гипергенные изменения в рудах месторождений криолитозоны распространяются на значительную глубину [Смирнов и др., 1941; Питулько, 1977; Brown, 1942; Saksela, 1953; и др.]. Существует гипотеза современного происхождения сульфатных окисленных руд [Иванов, 1966, 1967; Кравцов, 1970; Чайковский, 1960; и др.]. О. П. Иванов объяснял развитие окислительных процессов миграцией связанной воды среди мерзлых пород. Критики этих воззрений отмечали невозможность

* Более ранние сведения принадлежат А. Е. Ферсману и С. С. Смирнову. (Прим. зам. отв. редактора).

формирования глубоких сульфатных зон окисления таким путем из-за ограничения миграции связанной воды годовыми колебаниями температуры, т. е. температурным градиентом.

С. Л. Шварцев [1965] и В. М. Питулько [1977], наиболее полно рассмотревшие вопросы гиперкриогенеза, отмечают, что в современных условиях основные преобразования рудного материала происходят в сезонно-талом слое и верхних горизонтах мерзлых пород до слоя годовых колебаний температур. Эпизодическое действие оказывают проникающие сюда поверхностные воды, но основная минералообразующая роль принадлежит мигрирующим в «верхнем ярусе» (по П. Ф. Швецову, 1961) мерзлой толще пленочным водам.

Характер выветривания горных пород при отрицательных температурах непосредственно в зоне криогенеза изучен недостаточно. Отмечается, что при отрицательных температурах подвижными оказываются элементы, которые в обычных условиях относятся к разряду инертных: Al, Ti, V, Cr и др. [Тютюнов, 1961].

В отсутствие выноса вещества при криогипергенезе рудных тел в толще многолетнемерзлых пород доминирует солевое рассеяние [Макаров, Винокуров, 1985], а механическое перемещение материала возможно только

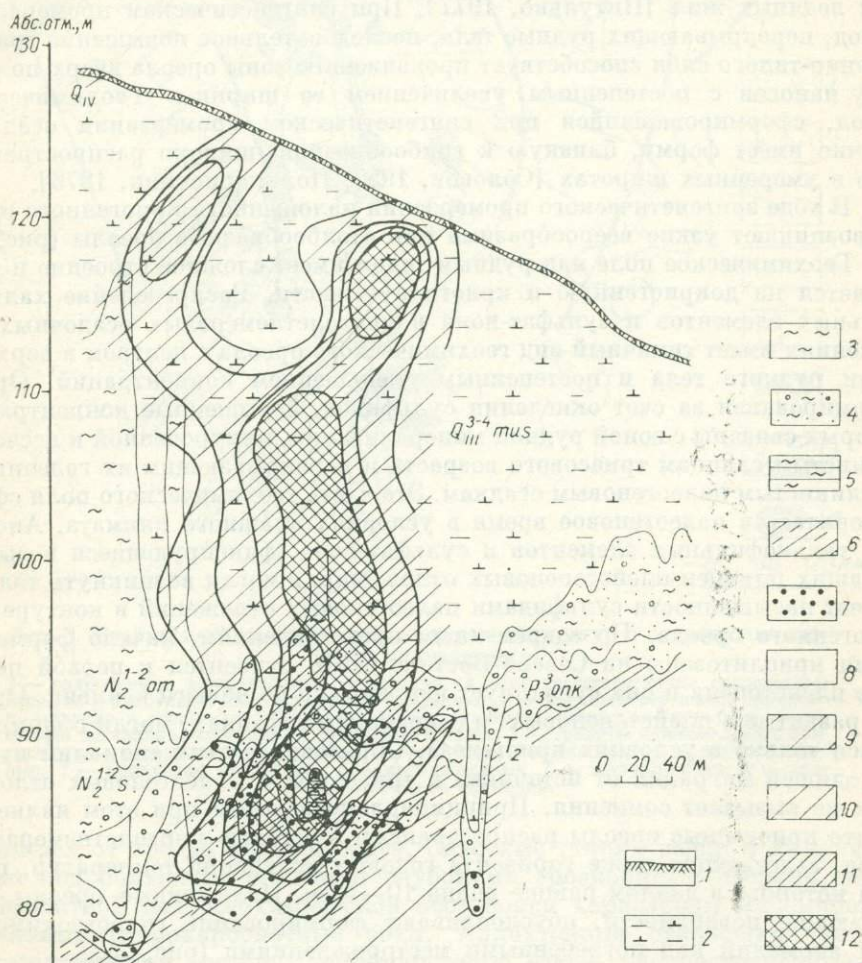


Рис. 1. Эпигенетический наложенный криогенный ореол в аллохтонных отложениях над рудной зоной.

1 — почвенный горизонт; 2 — лядистые суглинки; 3 — глины; 4 — галечники с супесью; 5 — лигниты; 6 — песчано-глинистые сланцы; 7 — рудная минерализация; 8—12 — содержания SO_4^{2-} в поровых растворах, мг-экв.: 8 — < 0,1; 9 — 0,1—0,2; 10 — 0,2—0,3; 11 — 0,3—0,4; 12 — > 0,4.

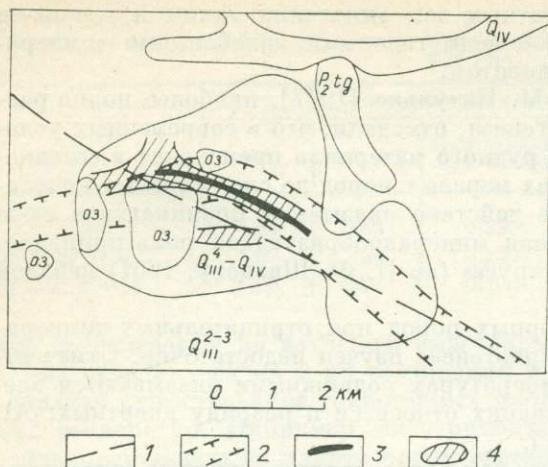


Рис. 2. Гидрогеохимические ореолы над погребенной россыпью золота.

Q_{IV} — современный отдел, аллювиальные галечники, пески, суглинки; $Q_{III}^4 - Q_{IV}$ — верхний и современный отделы, озерно-болотные супеси, суглинки, торф; Q_{III}^{2-3} — верхний отдел, озерно-аллювиальные пески, супеси, суглинки с клиньями льда; $P_2 tg$ — верхний отдел, глинистые, углито-глинистые сланцы; 1 — разрывные нарушения, установленные по геофизическим данным; 2 — границы погребенной палеосети; 3 — погребенная россыпь; 4 — ореолы золота в воде термомаршевых озер.

в ходе проявления ряда криогенных явлений, например при формировании ледяных жил [Питулько, 1977]. При сингенетическом промерзании пород, перекрывающих рудные тела, последовательное повышение границ сезонно-талого слоя способствует продвижению зоны ореола вверх по разрезу наносов с постепенным увеличением ее ширины. Геохимический ореол, сформировавшийся при сингенетическом промерзании осадков, обычно имеет форму, близкую к грибообразной, широко распространенную в умеренных широтах [Соловов, 1959; Поликарпочкин, 1976].

В ходе эпигенетического промерзания наложенного криогенного ореола возникают узкие веерообразные или столбообразные ореолы (рис. 1).

Геохимическое поле над рудным телом имеет сложное строение и разделяется на докриогенную и криогенную части. Распределение халькофильных элементов и сульфат-иона в многолетнемерзлых осадочных отложениях имеет типичный вид геохимического ореола с центром в верхней части рудного тела и постепенным уменьшением концентраций. Ореол сформировался за счет окисления сульфидов, повышенные концентрации которых связаны с зоной рудной минерализации, приуроченной к песчано-глинистым сланцам триасового возраста и перекрывающим их галечниково-глинистым палеогеновым осадкам. Эта часть геохимического поля сформировалась в палеогеновое время в условиях влажного климата. Аномалии халькофильных элементов и сульфат-иона, фиксирующиеся в выше лежащих плиоцен-плейстоценовых отложениях, могли возникнуть только за счет насыщенности сульфидами палеогеновых отложений в контуре докриогенного ореола. По современным представлениям, начало формирования криолитозоны на Северо-Востоке СССР относится к первой половине плейстоцена и она существует непрерывно до нашего времени. Ореолы, развитые в плейстоценовых и современных осадках, могли сформироваться только в условиях криогенеза. Образование этих аномалий путем восходящей миграции от источника в триасовых и палеогеновых отложениях не вызывает сомнения. Принципиально важным при этом является то, что криогенные ореолы распространены и в толще многолетнемерзлых пород, залегающих ниже горизонта годовых колебаний температур, глубина которого в данном районе равна 10—12 м. Наложенные ореолы, достигающие поверхности, обуславливают формирование гидрогеохимических аномалий над погребенными месторождениями (рис. 2).

Другим примером миграции химических элементов сквозь толщу многолетнемерзлых отложений могут быть гидрогеохимические аномалии, распространенные на Арктической низменности Северо-Востока СССР. Характерными чертами Арктической низменности является развитие сплошного чехла многолетнемерзлых аллохтонных отложений, перекрывающих коренные породы. Мощность криолитозоны по данным бурения

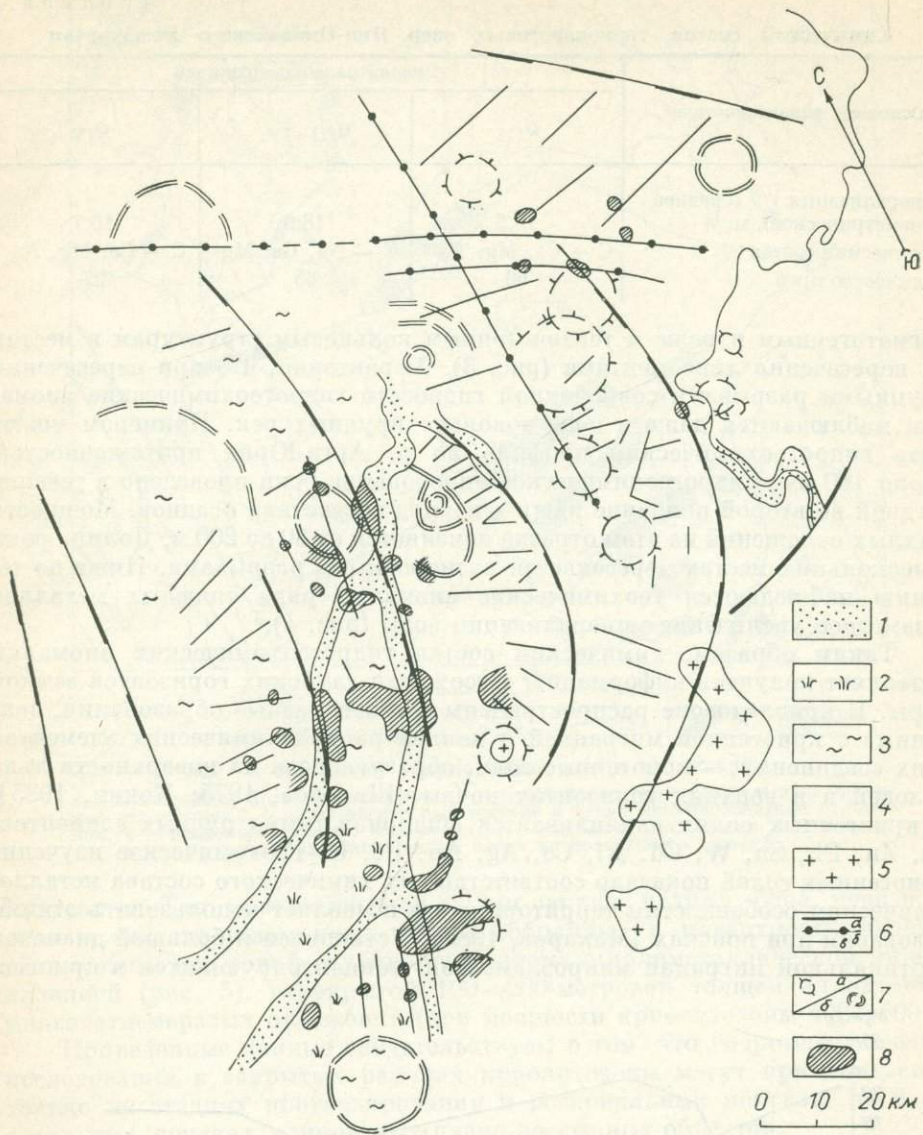


Рис. 3. Взаимосвязь разрывных и кольцевых структур с гидрогеохимическими аномалиями.

1 — современные аллювиальные отложения; 2 — верхнечетвертичные современные озерные и болотные супеси, суглинки, торфяники; 3 — верхнечетвертичные прибрежно-морские и озерно-аллювиальные супеси, суглинки, пески; 4 — пермские и триасовые песчаники, алеволиты, глинистые сланцы; 5 — граниты нижнемелового возраста; 6 — разрывные нарушения: а — граничные, б — сквозные, в — внутриблоковые; 7 — кольцевые структуры: а — магматогенные, б — тектогенные; 8 — гидрогеохимические аномалии.

изменяется от 158 до 470 м и более. Сквозные талики редки и возможны только под большими реками и глубокими эрозионными озерами. Для надмерзлотной гидрогеохимической обстановки характерны маломинерализованные гидрокарбонатные воды. Аллохтонные отложения сходны по вещественному составу; термокарстовые озера, распространенные на различных уровнях палеоповерхностей, имеют однородный химический состав и низкую минерализацию (табл. 2).

Анализ пространственного положения термокарстовых озер с аномальным химическим составом воды показал их четкое тяготение к тектоническим структурам, дешифрируемым по космо- и аэрофотоматериалам. Термокарстовые озера приурочены к линеаментам и дуговым разрывам,

Химический состав термокарстовых озер Яно-Омолойского междуречья

Основные характеристики	Уровни палеоповерхностей		
	Q _{III}	Q _{III-IV}	Q _{IV}
Минерализация (среднее геометрическое), мг/л	18,3	18,6	16,7
Химический состав	C — Ca, Mg, Na	C — Na, Ca, Mg	C — Ca, Mg, Na
Количество проб	60	65	27

магматогенным и реже к тектоногенным кольцевым структурам в местах их пересечения линеаментами (рис. 3). Характерно, что при пересечении крупными разрывами современной гидросети гидрогеохимические аномалии наблюдаются даже в воде довольно крупных рек. Примером может быть гидрогеохимический профиль по р. Арга-Юрях протяженностью около 100 км. Гидрогеохимическое опробование реки проведено в течение 10 дней во второй половине июля в период отсутствия осадков. Мощность рыхлых отложений на этом отрезке изменяется от 20 до 200 м. Долина реки в нескольких местах пересекается разнородными разрывами. Ниже по течению наблюдаются геохимические аномалии ряда тяжелых металлов и заметное увеличение минерализации воды (рис. 4).

Таким образом, химический состав гидрогеохимических аномалий позволяет получить информацию о геохимии глубоких горизонтов земной коры. В криолитозоне распространены и своеобразные образования, связанные с криогенной миграцией и концентрацией химических элементов и их соединений, — криогенные соли, образующиеся на поверхности льда наледей и в верхних горизонтах почвы [Шварцев, 1975; Кокин, 1985]. В криогенных солях накапливается обширная гамма рудных элементов: Cu, Zn, Pb, Sn, W, Cd, Ni, Co, Ag, Au, Be, U. Геохимическое изучение криогенных солей показало соответствие их химического состава металлогеническим особенностям территории, что позволяет использовать эти образования при поисках [Макаров, 1983]. Установлен и большой диапазон вертикальной миграции микроэлементов, концентрирующихся в криоген-

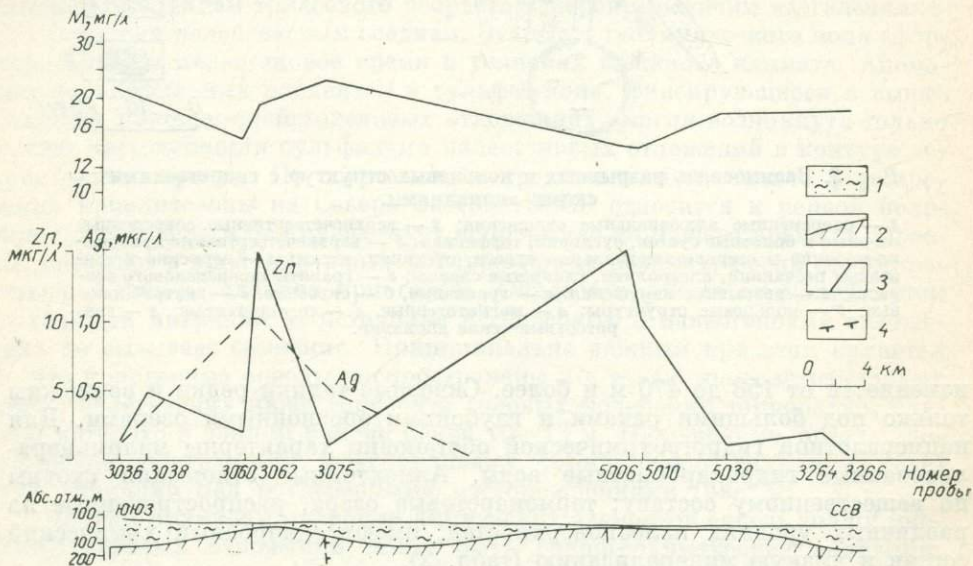


Рис. 4. Гидрогеохимический профиль по р. Арга-Юрях.

1 — кайнозойские отложения, пески, суглинки, галечники, лигниты; 2 — пермские триасовые отложения, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы; 3 — разрывные нарушения; 4 — кольцевые структуры.

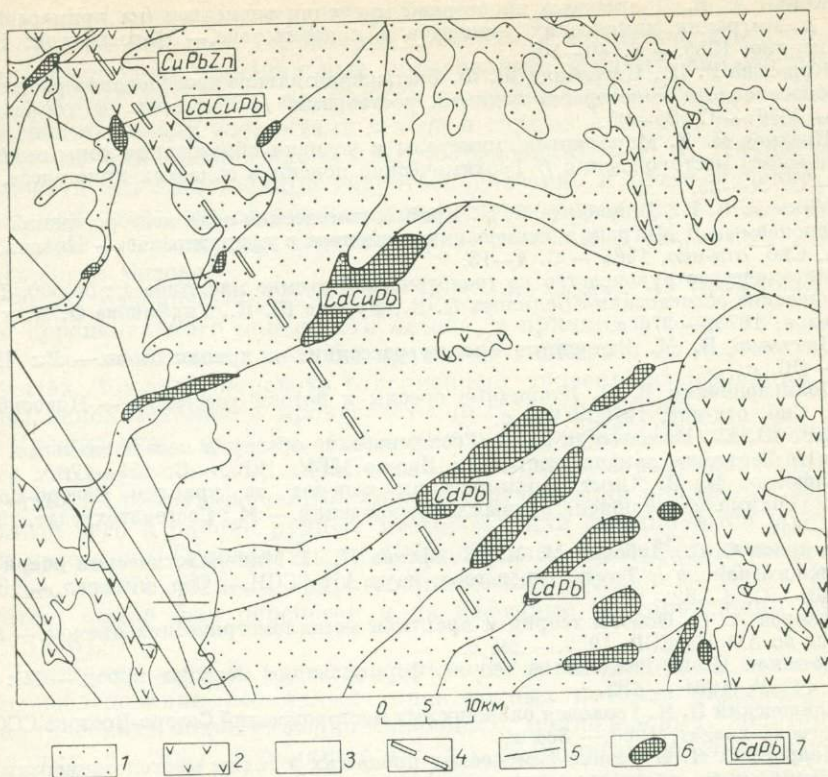


Рис. 5. Аномалии в криогенных солях на наледях.

1 — кайнозойские рыхлые отложения; 2 — мезозойские терригенные и вулканогенные отложения; 3 — палеозойские карбонатные и терригенно-карбонатные отложения; 4 — разломы глубокого заложения; 5 — разрывные нарушения; 6 — наледь; 7 — аномалии в криогенных слоях на поверхности наледей.

ных солях. Так, контрастные аномалии свинца, кадмия, бора, меди и никеля в составе криогенных солей, собранных с поверхности наледей, обнаружены над зоной глубинного разлома с полиметаллической минерализацией (рис. 5), перекрытой 100—200-метровой толщей аллохтонных многолетнемерзлых отложений (при мощности криолитозоны 400—500 м).

Приведенные данные свидетельствуют о том, что гидрогеохимические исследования в закрытых районах криолитозоны могут применяться не только на стадиях прогнозирования и региональных поисков, но и при детальном поиске конкретных рудно-россыпных объектов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- А. с. 1065808 СССР. Способ геохимических поисков месторождений полезных ископаемых/Макаров В. Н.— Оpubл. в БИ, 1983, № 21.
- Антропова Л. В. Поиски рудных месторождений по металлоорганическим формам нахождения элементов // Методика и техника разведки.— Л.: ОНТИ ВИТР, 1971.— № 76.— С. 36—42.
- Вагнер Б. Б. Об особенностях гипергенной миграции рудных элементов в криолитозоне // Изв. вузов. Геол. и разведка.— 1984.— № 7.— С. 85—89.
- Гидрохимический и сорбционно-солевой методы поисков перекрытых рудных месторождений в предгорных и горных районах Узбекской ССР/Албул С. П., Гарьковец В. Г., Спинов Г. Г. и др.— М.: Изд-во Ун-та дружбы народов, 1966.— 116 с.
- Иванов А. Б., Базаров В. Б. Химическое выветривание пирита с водой и различными водными растворами при положительных и отрицательных температурах // Миграция химических элементов в криолитозоне.— Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1985.— С. 115—123.
- Иванов О. П. Основные факторы развития зон окисления сульфидных месторождений в условиях многолетней мерзлоты // Геохимия.— 1966.— № 9.— С. 1095—1105.
- Иванов О. П. О криогенных солевых ореолах рассеяния рудных компонентов // Учен. зап. ЦНИИОлово.— Новосибирск, 1967.— № 1.— С. 3—12.

- Кокин А. В. К проблеме криогенной миграции элементов (на примере Верхоянья) // Миграция химических элементов в криолитозоне.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— С. 40—50.
- Королева Г. П., Погребняк Ю. Ф. Экспериментальное исследование растворения и переноса золота некоторыми водными растворами // Геология и геофизика.— 1984.— № 7.— С. 85—90.
- Кравцов Е. Д. Морфология, минералы и условия образования зоны окисления Дьяхтарского месторождения // Геохимические поиски в областях криогенеза.— Л., 1970.— С. 30—35.
- Макаров В. Н., Винокуров И. П. Криогеохимические поля месторождений полезных ископаемых // Миграция химических элементов в криолитозоне.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— С. 4—13.
- Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Гидрогеохимические исследования/Белякова Е. Е., Бурков Ю. К., Гирфанова О. М. и др.— Л.: Недра, 1970.— 376 с.
- Питулько В. М. Вторичные ореолы рассеяния в криолитозоне.— Л.: Недра, 1977.— 197 с.
- Поликарпочкин В. В. Вторичные ореолы и потоки рассеяния.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— 407 с.
- Саев Ю. Е., Несвижская Н. И. Геохимические ореолы в неозювиальных ландшафтах // Геохимия ландшафтов.— М.: Изд-во МГУ, 1975.— С. 151—178.
- Сафронов Н. И. Опыт геохимических поисков на крайнем Северо-Востоке СССР // Геохимические поиски рудных месторождений.— М.: Госгеолтехиздат, 1957.— С. 236—241.
- Смирнов С. С., Дубовик М. М., Епифанов П. П. Минералогический очерк Яна-Адыганского района // Труды Ин-та геол. наук АН СССР.— Сер. минерал.— 1941.— Вып. 46.— С. 1—62.
- Соловов А. П. Основы теории и практики металлотрических съемок.— Алмата: Изд-во АН КазССР, 1953.— 265 с.
- Тютюнов И. А. Введение в теорию формирования мерзлых пород.— М.: Изд-во АН СССР, 1961.— 102 с.
- Чайковский В. К. Геология оловоносных месторождений Северо-Востока СССР.— М.: Госгеолтехиздат, 1960.— 334 с.
- Шварцев С. Л. О физико-химических процессах в толще многолетнемерзлых пород // Криогенные процессы в почвах и горных породах.— М.: Наука, 1965.— С. 132—140.
- Шварцев С. Л. Геохимическая деятельность мерзлоты // Природа.— 1975.— № 7.— С. 66—73.
- Швецов П. Ф. Криогенные геохимические поля на территории криолитозоны // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1961.— № 1.— С. 46—51.
- Brown J. S. Differential density of ground water as a factor in circulation; oxidation and deposition // Econ. Geol.— 1942.— V. 37, N 4.— P. 124—129.
- Saksela M. Uber die Verwitterung einiger finnisher Kieserze // Bull. Com. Geol. Finlande.— 1953.— N 157.— P. 221—238.

С. Л. ШВАРЦЕВ, Н. М. РАССКАЗОВ, Ю. Г. КОПЫЛОВА

ПРОБЛЕМЫ РАЗРАБОТКИ И ВНЕДРЕНИЯ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОГО МЕТОДА ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Решение проблемы поисков глубокозалегающих месторождений требует принципиально новых подходов. Не без основания большие перспективы возлагаются на геохимические методы поисков, базирующиеся на изучении законов рассеивания и концентрирования химических элементов в земной коре и обеспечивающие оценку перспектив больших территорий или отдельных рудных узлов на значительные глубины.

Главная роль в перераспределении химических элементов в верхней части земной коры принадлежит подземным водам, которые как разрушают, так и формируют рудные, нефтяные и газовые месторождения. Достаточно сказать, что все месторождения осадочного, гидротермального, стратиформного и многих других типов сформированы подземными вода-

ми, которые при этом перераспределяют огромные объемы химических элементов на больших территориях, оставляя следы своей деятельности в виде вторичных минеральных образований, жидких включений, связанных и свободных вод, нарушения изотопного равновесия, измененных соотношений между элементами в воде и горных породах, различных органических или органоминеральных образований и т. д. Научиться использовать эти естественные гидрогеологические и геохимические следы былой или современной рудосозидающей или рудоразрушающей деятельности воды — важнейшая задача гидрогеохимии и, в частности, гидрогеохимического метода.

Чтобы разобраться, какие же проблемы встают на пути разработки этого перспективного поискового метода, в причинах, сдерживающих его внедрение, необходимо хотя бы кратко остановиться на достигнутых результатах, проанализировать современный уровень исследований и масштабы использования в производственных организациях.

Прежде всего отметим, что в основном разработки гидрогеохимического метода поисков применительно к условиям зоны гипергенеза основывались на разрушающей (рассеивающей) функции подземных вод, в результате чего в районе рудных месторождений формируются водные потоки рассеяния [Удодов и др., 1962; Голева, 1968; Методическое руководство..., 1973; Основы гидрогеохимических поисков..., 1983]. Этот же принцип позже был перенесен и на нефтяные месторождения [Матусевич, 1976].

Применительно к рудным месторождениям накоплен значительный опыт исследования различных типов водных потоков рассеяния (полиметаллических, медных, медно-никелевых, молибденовых, золоторудных, урановых, ртутных, сурьмяных и т. д.), располагающихся в разнообразных геолого-структурных, ландшафтно-климатических и гидрогеологических условиях. В результате выявлены характер и размеры водных потоков, их состав, зональность, парагенетические ассоциации элементов, поисковые гидрогеохимические критерии как для выходящих на дневную поверхность месторождений, так и для скрытых. Установлено, что в районе всех месторождений формируются водные потоки рассеивания, но формы и характер их проявления различны и изменяются в широких пределах в зависимости от геологических, гидрогеологических и ландшафтных условий, глубины залегания месторождений, их минерального состава.

Особенно большие различия по контрастности и интенсивности проявления водных потоков наблюдаются между скрытыми и выходящими на дневную поверхность месторождениями. Если первые всегда формируют хорошо выраженные и протяженные потоки, то вторые — малоконтрастные и по небольшому числу химических элементов или только отдельных их форм. Следует признать, что в целом проблема формирования водных потоков в бескислородной зоне остается слабо разработанной, хотя и предложен ряд моделей их образования за счет электрохимического растворения, микробиологического выщелачивания, углекислотного растворения, гидролиза и т. д. Поэтому поиски глубокозалегающих месторождений только с позиций водных ореолов вызывают пока еще значительные трудности и эта проблема требует научной разработки с принципиально новых позиций, а именно с позиций рудообразующей деятельности подземных вод.

К сожалению, это второе научное направление разработки гидрогеохимического метода, базирующееся на выявлении закономерностей локализации рудо- и нефтеперспективных гидрогеохимических аномалий, развивается явно недостаточно. Основой его являются палеогидрогеологический и гидрогеохимический анализы условий переноса, концентрирования и осаждения рудообразующих элементов и нефтегазообразующих соединений применительно к конкретному региону. Среди работ этого направления следует отметить исследования Е. А. Баскова [1983; Принципы..., 1985] по принципам и методам оценки рудоносности, а также работы

Г. А. Голевой * по гидрогеологическим условиям формирования стратиформных месторождений.

Какие же новые научные результаты можно отметить в разработке гидрогеохимического метода? К одному из важнейших следует отнести новое представление об эволюции системы вода — порода. Коротко смысл этого представления заключается в том, что система вода — порода никогда не бывает равновесной. Вода в подавляющем большинстве случаев неравновесна с эндогенными алюмосиликатами или отдельными их минеральными разновидностями и поэтому в любой геохимической обстановке их растворяет, формируя новые равновесные минеральные образования. При этом в растворе концентрируются те или иные подвижные в конкретных термобарогеохимических условиях элементы, которые, достигая определенных концентраций, формируют вторичные минеральные новообразования, включая рудные. То есть в самом механизме эволюции системы вода — порода заложен рудообразующий механизм [Шварцев, 1978, 1985].

Такой рудообразующий механизм, обусловленный наличием необычных агрессивных свойств природной воды к эндогенным алюмосиликатам, действует в природе повсеместно. Ярким его выражением являются процессы латеритизации, почвообразования, метасоматоза, гальмиролиза, гидротермального изменения горных пород, перекристаллизации глинистых минералов на разных стадиях литогенеза, аутигенного минералообразования, преобразования органического вещества и многие—многие другие. Во всех этих процессах заложена рудообразующая функция, развитие которой, однако, не всегда завершается формированием месторождения в экономическом понимании этого термина. Последнему должен способствовать ряд благоприятных геологических условий, среди которых длительность эволюции системы, благоприятные структурно-тектонические условия, интенсивность водообмена, наличие геохимических барьеров и т. д. Кстати, учение о геохимических барьерах, плодотворно развиваемое А. И. Перельманом [1979], следует отнести ко второму важному достижению в области современной гидрогеохимии.

Рудообразующая функция подземных вод изучена далеко не полностью. В частности, только начинает приоткрываться роль «волосных» (по терминологии В. И. Вернадского) или связанных вод. Обладая совершенно особыми термодинамическими свойствами, эти воды оказывают принципиально иное, чем свободные, воздействие на горные породы. В последние годы в этих горных растворах установлено активное развитие микрофлоры [Удодов и др., 1983], что также следует признать важным достижением современной гидрогеохимии.

В краткой статье невозможно перечислить все разрабатываемые направления и научные достижения. К последним можно отнести установление гидрогеохимической зональности рудных месторождений [Голева, 1968], разработку методики морфоструктурно-гидрогеологического анализа для прогнозирования пространственного положения гидрогеохимических аномалий [Лукин, 1987], выявление водных ореолов в физически связанных водах [Рассказов и др., 1986], разработку основ органической гидрогеохимии [Швец, 1973], гидрогеохимической стратификации нефтегазоносных бассейнов в связи с региональной и локальной их оценкой [Карцев, 1972; Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия, 1982] и др.

Из сказанного следует, что отдельные аспекты гидрогеохимического метода поисков разрабатываются довольно успешно. Особенно это касается направления, базирующегося на разрушающей функции подземных вод, использующего закономерности формирования водных потоков рассеивания в условиях зоны гипергенеза. Разработки этого направления получили и наибольшее внедрение в практику геолого-поисковых работ, которые обеспечены и соответствующими методическими пособиями [Ме-

* См. статью в настоящем сборнике.

Одна из причин такого положения кроется в той сложившейся в стране ситуации, когда внедрение любых научных разработок встречало большие трудности. Такое отношение к достижениям науки захватило и геологию, хотя ни в какой другой отрасли научные исследования так тесно не переплетаются с практической работой. Ведь, по существу, подавляющая часть геологических работ является исследовательской. В условиях начавшейся в стране перестройки имеются все основания надеяться, что это положение в ближайшем будущем будет изменено.

Вторая причина, по нашему мнению, кроется в отсутствии в отрасли организационных форм по внедрению этого метода, обобщению имеющегося положительного опыта, его распространению. В какой-то мере такое положение — следствие первой причины.

Третья причина — отсутствие необходимых инженерных кадров, способных грамотно вести поиски.

Среди других причин, в какой-то мере тормозящих внедрение метода, можно назвать также недостаточную экспрессность применяемых для анализа аналитических методик, отсутствие четкой методики геологической интерпретации данных, что приводит к необоснованному выделению большого количества гидрогеохимических аномалий и тем самым в какой-то мере дискредитирует метод.

Внедрение гидрогеохимического метода в практику — важная задача. Однако этим проблема не исчерпывается. Параллельно необходимо вести научные разработки применительно как к формированию водных потоков (особенно, когда месторождения залегают на значительных глубинах и полностью, включая первичные ореолы рассеивания, располагаются в бескислородной зоне), так и к концентрирующей функции подземных вод. Последняя задача достаточно сложна, фундаментальна и не может быть решена без серьезного подключения к этой проблеме больших научных коллективов.

Для разработки теоретических основ метода следует более интенсивно изучать процессы формирования химического состава подземных вод глубокозалегающих рудных месторождений с целью использования получаемых данных для уточнения поисковых гидрогеохимических критериев. Особого внимания заслуживает вопрос о формах нахождения элементов в водах в связи с их эволюцией в процессе миграции в водном потоке рассеяния, которая может приводить к образованию гидрогеохимических зон внутри этого потока. Исследование зональности форм миграции рудообразующих элементов и их спутников в водах рудоносных площадей приобретает в связи с этим первостепенное значение. Ее изучение требует использования не только расчетных методов, но и постановки экспериментальных лабораторных и полевых работ, особенно в связи с выявлением доли металлоорганических соединений в формировании состава ореолов и потоков рассеяния.

Заслуживают более широкого изучения физически связанные воды рудных и нефтяных месторождений и находящиеся вблизи них осадочных образований. Эти воды представляют особый интерес, если они приурочены к глинам, перекрывающим глубокозалегающие рудные тела на различном удалении от дневной поверхности. Выяснение гидродинамических и гидрогеохимических условий формирования таких вод и изучение геохимических процессов в системе рудовмещающая порода — поровый раствор — гравитационная вода способствуют выявлению новых показателей наличия скрытых месторождений.

Получение гидродинамических характеристик потоков рассеяния рудных элементов в гравитационных и физически связанных водах и моделирование на этой основе изменений химического состава этих вод в пространстве, а также в связи с особенностями их режима открывают новые возможности для выяснения природы гидрогеохимических аномалий и определения расстояния до источника их образования в горных породах, а также прогнозирования местоположения предполагаемого оруденения.

Необходимо улучшить качество отбора из скважин проб воды, на основе которых делаются выводы и прогнозы. Обязательным также должно быть гидрогеохимическое опробование скважин, закладываемых за пределы водно-нефтяного контакта для изучения осложняющих структурных элементов и зон выклинивания коллекторов.

Самостоятельной проблемой в нефтегазовой и рудной гидрогеохимии является разработка математических методов обработки информации и моделирование для выяснения характера и направленности геохимических процессов в системе порода — вода — руда (нефть) — газ и изучение структуры гидрогеохимических полей.

В районе эксплуатируемых нефтегазовых месторождений насущной проблемой является организация комплексных систематических гидрогеологических и гидрогеохимических режимных наблюдений. Получаемые при этом данные необходимы как для повышения полноты изучения полезного ископаемого, так и для научно обоснованного решения вопросов охраны окружающей среды.

Гидрогеохимическая аномалия является детерминированным проявлением разнонаправленных факторов и процессов, нисходящих и восходящих диффузионно-фильтрационных миграционных процессов, разрушающей и контролирующей функций подземных вод. В этом сложность, специфика и особенность интерпретации гидрогеохимических данных с широким применением вычислительной техники и, особенно, методов математической статистики и моделирования, в частности системного, кластерного, корреляционного и регрессивного анализов, и изучением ионно-солевой, газовой, изотопной, микробиологической, органической составляющих подземных вод с привлечением новейших количественных методов анализа: масс-спектрометрических, нейтронно-активационного, атомно-абсорбционного и т. д. Поэтому выявление природы гидрогеохимического фона и гидрогеохимических аномалий является в настоящее время одной из важнейших теоретических проблем поисковой гидрогеохимии.

Важно разрабатывать принципиально новые методы интерпретации, основанные на выявлении масштабов взаимодействия воды с горными породами и объема выносимого при этом вещества. Это даст возможность использовать в поисковых целях термальные родники, минеральные воды, любые одиночные проявления глубинных вод, поисковое значение которых в настоящее время оценить невозможно. Сформировался своеобразный замкнутый круг: чем глубже формируется вода, тем больше она несет поисковой информации, которую мы не умеем использовать. Решить эту проблему можно, исходя из широкого понимания проблемы формирования состава любой подземной воды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Басков Е. А. Основы палеогидрогеологии рудных месторождений. — Л.: Недра, 1983. — 263 с.

Букаты М. Б., Озябкин В. Н. Оценка комплексобразования в подземных водах методами равновесной термодинамики // I Всесоюзное совещание. Геохимия техногенеза. — Иркутск: Изд-во ИГУ, 1985. — С. 158—162.

Букаты М. Б., Назаров А. Д., Зуев В. А., Шварцев С. Л. Теоретические предпосылки гидрогеохимических поисков углеводородов в Тунгусском бассейне // Геология нефти и угленосных областей Сибири. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. — С. 51—68.

Геохимические особенности поровых растворов горных пород / Удодов П. А., Коробейникова Е. С., Назаров А. Д. и др. — М.: Недра, 1983. — 240 с.

Голева Г. А. Гидрогеохимические поиски скрытого оруденения. — М.: Недра, 1968. — 292 с.

Карцев А. А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. — М.: Недра, 1972. — 280 с.

Лукин А. А. Опыт разработки методики морфоструктурно-гидрогеологического анализа. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. — 112 с.

Матусевич В. М. Геохимия подземных вод Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. — М.: Недра, 1976. — 157 с.

Методическое руководство по гидрогеохимическим поискам рудных месторождений/Удодов П. А., Шварцев С. Л., Рассказов Н. М. и др. — М.: Недра, 1973. — 184 с.

Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия/Шварцев С. Л., Пиннекер Е. В., Перельман А. И. и др. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982. — 286 с.

Основы гидрогеохимических поисков рудных месторождений/Колотов Б. А., Крайнов С. Р., Рубейкин В. З. и др. — М.: Недра, 1983. — 199 с.

Перельман А. И. Геохимия. — М.: Высш. шк., 1979. — 423 с.

Поликарпочкин В. В., Ломоносов И. С., Евдокимова В. П. и др. Результаты геохимических съемок с обработкой данных методом многомерных полей // Геохимические методы поисков рудных месторождений. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982. — Ч. 2. — С. 4—24.

Принципы и методы оценки рудоносности геологических формаций. Палеогидрогеохимические исследования/Басков Е. А., Вересов С. А., Петрова Н. А. и др. — Л.: Недра, 1985. — 252 с.

Рассказов Н. М., Коробейникова Е. С., Янковский В. В. Использование состава поровых растворов для локального прогнозирования сульфидного оруденения // Геохимия в локальном металлогеническом анализе. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. — Т. 3. — С. 158—159.

Удодов П. А., Онуфриенко И. П., Парилков Ю. С. Опыт гидрогеохимических исследований в Сибири. — М.: Высш. шк., 1962. — 190 с.

Шварцев С. Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. — М.: Недра, 1978. — 287 с.

Шварцев С. Л. Физико-химическая и геологическая эволюция системы вода — порода // Подземные воды и эволюция литосферы. — М.: Наука, 1985. — Т. 1. — С. 253—266.

Швец В. М. Органические вещества подземных вод. — М.: Недра, 1973. — 191 с.

Н. А. РОСЛЯКОВ

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА ПОРОВЫХ РАСТВОРОВ В ЛАНДШАФТАХ ЗОЛОТОРУДНЫХ ПОЛЕЙ

Исследованные золоторудные поля расположены в горно-таежных (Берикульское, Дарасунское, Илинское, Натальевское месторождения), степных (Бакирчикское, Космурунское), полупустынных (Акбакайское, Кенгирское) и пустынных (Катрагинское, Бесапанское) ландшафтах. В эндогенной зоне всех месторождений доминируют силикатные породы и только на Натальевском преобладают карбонатные отложения. На месторождениях отчетливо выражена мезозойская зона окисления, которая, несмотря на различную формационную принадлежность первичных руд, характеризуется общностью гипергенной вертикальной зональности: в верхней части развита подзона выщелачивания, в основании — подзона золото-сульфидного обогащения. Из подзоны выщелачивания, представляющей собой рудный выход под рыхлыми отложениями или на дневной поверхности, порою эмигрировало до 80 % благородного металла [Росляков, 1981]. Кайнозойские и более молодые рыхлые образования, включая почвы, формировались на ранее обедненных полезными компонентами золоторудных выходах. Поэтому вторичные аномалии золота и сопутствующих ему элементов в рыхлом покрове очень ослаблены, особенно в неозювиальных элементарных ландшафтах, занимающих в Сибири значительные территории. Выявление и интерпретация таких аномалий весьма затруднительны. Для усиления сигнала подобных аномалий используются, как известно, аддитивные, мультипликативные и другие коэффициенты. Исследования Н. М. Рассказова с коллегами [1986], Т. Н. Смирновой и др. [1986] и наши данные показывают, что при локальном прогнозировании эндогенного оруденения ценную информацию дают поровые растворы рыхлого чехла и эволюция в них форм нахождения рудообразующих элементов по мере приближения к погребенному месторождению.

Данное сообщение посвящено рассмотрению зависимости состава и концентрации подвижных компонентов в системе окисленные руды — покровные рыхлые отложения — почвы от геологических и ландшафтных условий с целью повышения эффективности прогноза погребенного золотого оруденения.

Подвижные компоненты гипергенных пород и окисленных руд выявлялись путем их извлечения вместе с поровыми растворами или вытеснения бидистиллированной водой по ранее опубликованным методикам [Росляков и др., 1972]. В поровых растворах и водных вытяжках анализировались Na^+ , K^+ , Ca^+ , Mg^{2+} , Fe^{3+} , Al_2O_3 , SiO_2 , O_2 , Br^- , J^- , F^- , Cl^- , SO_4^{2-} , S^{2-} , SO_3^{2-} , $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$, $\text{H}_2\text{S}+\text{HS}^-$, CO_3^{2-} , HCO_3^- , Au , Cu , pH; замерялся или рассчитывался Eh; определялся заряд растворенного золота, и на основе термодинамических констант устанавливались теоретически возможные его неорганические комплексы; из почв выделялись гумусовые кислоты, которые тоже исследовались на золото.

Аналитические данные показывают, что вместе с поровыми растворами и водными вытяжками из пород и руд зоны гипергенеза извлекаются почти все перечисленные выше элементы, но их состав может варьировать даже в пределах одного разреза, особенно в условиях неоэлювиальных элементарных ландшафтов, что рассмотрим несколько подробнее.

В орто- и параэлювиальных элементарных ландшафтах, характеризующихся небольшой мощностью аллохтонных отложений (не более 1—2 м). состав и количественное соотношение подвижных макроэлементов в почвах и окисленных рудах в общем идентичны и контролируются главным образом современной климатической зональностью.

В гумидных ландшафтах с горно-таежными дерновыми и подзолистыми почвами среди подвижных компонентов, вытесняемых из рыхлых образований бидистиллятом, доминируют Na^+ , K^+ и HCO_3^- (рис. 1; 2, 5, 8). В месторождениях, залегающих в карбонатных породах, заметная роль принадлежит Ca^{2+} (рис. 1; 6). Из окисленных руд в водную вытяжку иногда поступает значительное количество SO_4^{2-} (рис. 1; 2, 8). В поровых растворах преобладают Ca^{2+} , анион — HCO_3^- (рис. 1; 3, 5, 7). В целом поровые растворы почти на порядок более минерализованы, чем водные вытяжки. В них присутствуют повышенные концентрации SiO_2 (до 33 мг/л), Al_2O_3 (до 1,6 мг/л), Fe_2O_3 (до 23,5 мг/л).

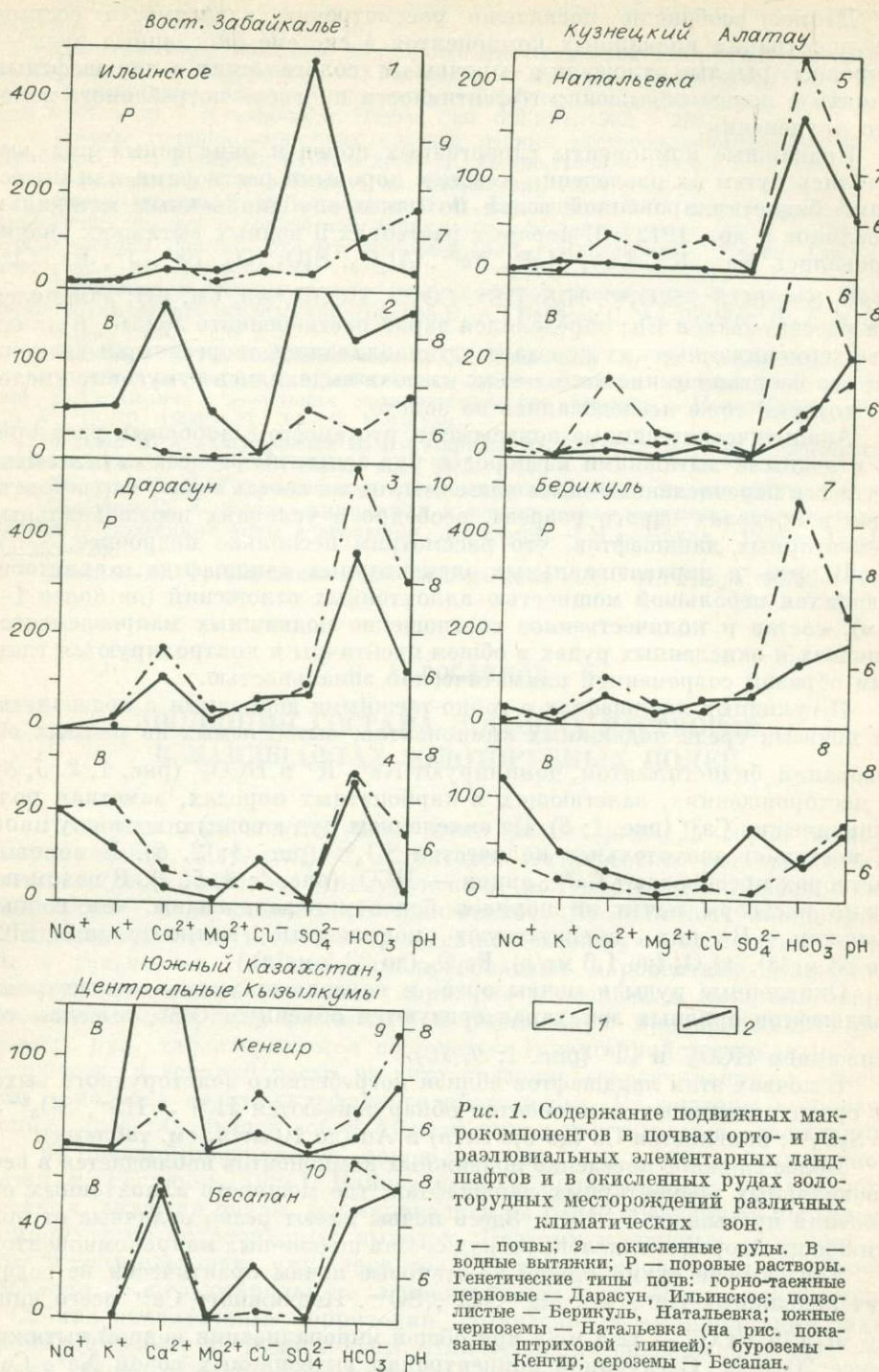
Окисленные руды и почвы орто- и параэлювиальных элементарных ландшафтов аридных зон характеризуются обменным Ca^{2+} , высоким содержанием HCO_3^- и Cl^- (рис. 1; 9, 10).

В почвах этих ландшафтов вблизи погребенного золоторудного выхода среди подвижных компонентов обнаруживаются $\text{H}_2\text{S} + \text{HS}^-$, $\text{SO}_3^{2-} + \text{S}_2\text{O}_3^{2-}$, появляется Cu (до 0,6 мг/л) и Au (до 10 мг/л, см. таблицу).

Более сложное поведение подвижных компонентов наблюдается в неоэлювиальных элементарных ландшафтах, где мощность аллохтонных отложений превышает 5—10 м. Здесь почвы имеют резко отличные от подстилающих пород и окисленных руд состав подвижных макрокомпонентов.

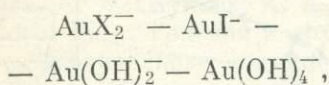
Так, в зоне сухих степей каштановые почвы практически не содержат подвижных Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} . Подвижного Ca^{2+} всего лишь 2,6 мг/л, а HCO_3^- — 12,4 мг/л при общей минерализации водной вытяжки менее 20 мг/л. С глубиной концентрация вытесняемых водой Na^+ , Ca^{2+} и HCO_3^- и общая минерализация вытяжки увеличиваются почти на порядок. В окисленных рудах обнаруживаются подвижные Cl^- и SO_4^{2-} .

Еще более отчетливая дифференциация подвижных компонентов наблюдается в неоэлювиальных ландшафтах пустынь. Как видно на рис. 2, в разрезе аллохтонного чехла близкое распределение имеют не столько геохимически родственные элементы, такие, как Ca^{2+} и Mg^{2+} , сколько Na^+ и SO_4^{2-} , Au и pH, pH и O_2 , K^+ и Cl^- . При этом максимумы концентраций даже этих пар элементов совпадают не всегда.



Подвижное золото в почвах и покровных отложениях представлено органическими и неорганическими комплексными соединениями. За пределами месторождений доминируют золото-фульватные и золото-гуматные комплексы. На их долю приходится до 63 % от валового содержания [Roslyakov, 1984]. В почвах и рыхлых отложениях ореолов месторождений заметную роль начинают играть растворенные неорганические комплексы (до 15 %) почти при полном отсутствии его гуматных комплексов (на более 2 %). Состав неорганических комплексов контролируется составом

вом подвижных лигандов, т. е. определяется физико-химическими условиями, зависящими от геологических и климатических факторов. Термодинамические расчеты показывают, что теоретически возможные неорганические комплексы эволюционируют по мере повышения щелочности по следующей схеме:



где $\text{X}^- - \text{S}^{2-} + \text{HS}^-$, Cl^- , Br^- , I^- — сочетание пар из лигандов, а также с OH^- согласно уменьшения устойчивости их комплексов с золотом.

Возможно присутствие метастабильных тиосульфатных комплексов золота, но их миграция ограничена и они служат непосредственным указателем на погребенный золоторудный выход. Органокомплексные соединения золота в приведенной выше схеме занимают место перед хлоридными комплексами.

В заключение следует отметить, что в неоэлювиальных элементарных ландшафтах гипергенные ореолы золоторудных полей и месторождений имеют очень низкие количественные характеристики. Коэффициент концентрации золота для всех генетических типов почв практически не превышает 4. Даже при достаточно высокой чувствительности использованного нами атомно-абсорбционного метода анализа почв на золото коэффициент аномальности варьирует в пределах 0,2—0,3. При таких низких значениях коэффициентов не исключены случаи пропуска перспективных аномалий или напрасные затраты средств и времени на детализацию бесперспективных аномалий. Большую помощь в повыше-

Пределы содержаний растворенных компонентов в водных вытяжках и поровых растворах

Материал проб	Количество проб	pH	Содержание, моль·л ⁻¹					
			Au	H ₂ S+HS ⁻	S ₂ O ₃ ²⁻ +SO ₃ ²⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻
Водные вытяжки почв лессов окисленных руд	31	5,6—9,7	0,01—11	2,0—87	Не обн.	Не обн.—0,06	0,1—1,2	1—20,0
	16	7,5—9,4	5—550	Не обн.	»	Не обн.—25	Не обн.—13,1	0,3—14
	15	5,1—8,5	9,1—5600	Не обн.—50	Не обн.—18	Не обн.—54	Не обн.—390	0,3—20
Поровые растворы почв окисленных руд	4	6,5—8,0	0,01—3,7	Не обн.—59	Не обн.	Не обн.—9,4	8,7—13,0	10—58
	3	6,0—6,6	0,6—18	Не обн.	»	Не обн.—6,8	10—15,0	30—75

Примечание: 1. Содержания приведены в следующих величинах: Au — 10⁻⁹ м; H₂S + HS⁻, SO₃²⁻ + S₂O₃²⁻ — 10⁻⁷ м; SO₄²⁻, Cl⁻, HCO₃⁻ — 10⁻⁴ м. 2. В пробах постоянно присутствуют в переменных количествах Na, K, Ca, Mg, Al, Si, Fe²⁺; не обнаружены F, Br, I. 3. Общая минерализация водных вытяжек и поровых растворов повышается с увеличением pH и варьирует от 20 до 3000 мг/л.

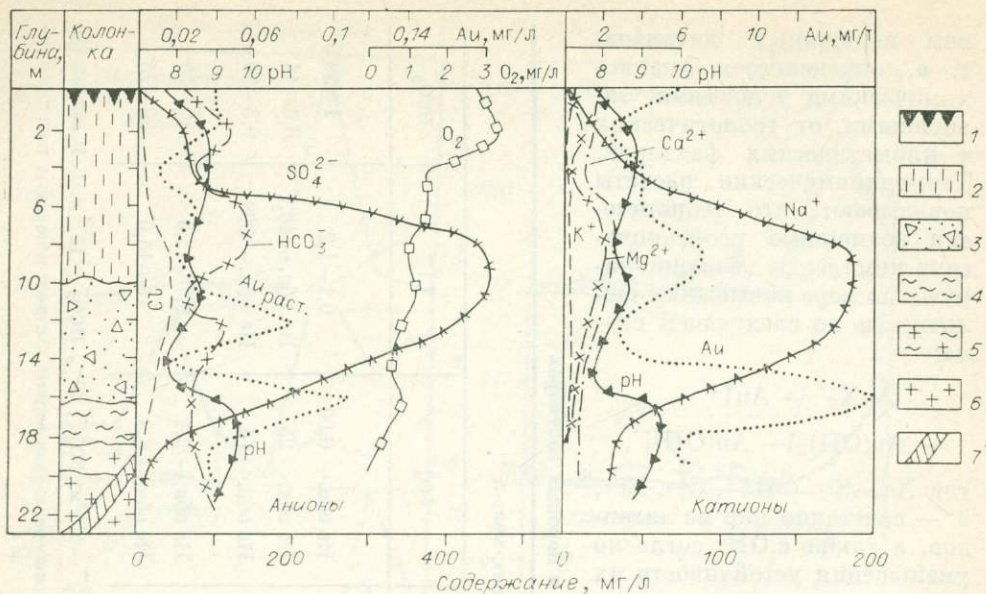


Рис. 2. Распределение подвижных компонентов в рыхлых отложениях, перекрывающих золоторудный выход в аридной зоне.

1 — почвенно-растительный слой (сероземы); 2 — лёсы; 3 — лёсы с обломками местных коренных пород; 4 — глинистый структурный аллювий; 5 — дезинтегрированные кварцевые порфиры; 6 — слабо выветрелые кварцевые порфиры; 7 — золоторудная зона. Au — валовое содержание золота в породе.

нии эффективности прогноза эндогенного оруденения по ослабленным аномалиям и усиления их контрастности может оказать использование форм нахождения золота в почвах. Закономерная вышеописанная направленность изменения как комплексообразующих лигандов, так и растворимых органических и неорганических форм нахождения золота в слабо выраженных по его валовому содержанию почвенных аномалиях служит важным критерием погребенного золоторудного месторождения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Рассказов Н. М., Коробейникова Е. С., Янковский В. В. Использование состава поровых растворов для локального прогнозирования сульфидного оруденения // Геохимия в локальном металлогеническом анализе. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. — Т. 3. — С. 158—159.

Росляков Н. А. Геохимия золота в зоне гипергенеза. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. — 237 с.

Росляков Н. А., Непеина Л. А., Цимбалист В. Г. и др. Формы нахождения и миграции золота в коре выветривания золото-сульфидных месторождений // Геохимия и условия образования руд золота и редких металлов. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1972. — С. 125—138.

Смирнова Т. Н., Ладнер Г. А., Тарасенкова Л. В. и др. Опыт локального прогнозирования рудопроявления золота по металлоорганическим формам нахождения элементов во вторичных ореолах в условиях Центральных Кызылкумов // Геохимия в локальном металлогеническом анализе. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. — Т. 3. — С. 145—146.

Roslyakov N. A. Zonality of gold forms in the surficial environment as a criterion for buried gold deposits // Geoch. Exol. — 1984. — V. 21. — P. 330—340.

РЕЖИМ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ И ПОТОКОВ РАССЕЯНИЯ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ

(юг Дальнего Востока)

Опыт гидрогеохимических исследований в разнообразных по природным условиям складчатых областях нашей страны и за рубежом показывает, что химический состав подземных и поверхностных вод в пределах рудных полей подвержен значительным изменениям как во времени, так и в пространстве. Это положение нашло отражение в работах П. А. Удодова, А. А. Саукова, А. А. Бродского, А. И. Перельмана, Ю. Ю. Бугельского, Г. А. Голевой и других исследователей.

Значительное влияние на режим гидрогеохимических ореолов и потоков рассеяния рудопроявлений оказывает климат. Особенно сильно его влияние сказывается в зонах активного водообмена в раскрытых гидрогеологических структурах. Большинство исследователей, как правило, связывают изменения в химическом составе подземных вод на рудных месторождениях с достаточно длительными промежутками времени (зимний, летний периоды, весенний паводок и т. д.).

Остановимся на некоторых результатах режимных исследований.

В. И. Кузнецовым [1973] проводилось гидрогеохимическое опробование на участке золоторудного проявления (Охотско-Чукотский пояс) дважды за летний период — в начале и конце лета. Им выделены группы элементов, имеющих более высокие концентрации в водах, в начале летнего периода (Zn, Pb, Ag, Co, Cr, Mn, Ni) и в конце его (Cu, Ti, V, Ba). Первая группа отражает рудную ассоциацию элементов. Различие в химическом составе ореольных вод автор объясняет влиянием криогенных условий территории, в частности разбавляющим влиянием на ореольные воды оттаивающих к концу лета мерзлых толщ. Режимные наблюдения, проведенные К. В. Лебедевой [1973] на оловорудных месторождениях Малого Хингана, позволили ей выделить шесть типов гидрохимического режима ореольных и фоновых вод района. Три из них (зимне-меженный, весенне-паводковый и осенне-паводковый) приурочены к определенному календарному времени и ежегодно повторяются. Три других типа режима зависят от водно-атмосферного питания и являются весьма нестабильными (летне-меженный, летний с затяжным характером дождей и летний паводковый с ливневым характером дождей).

Исследования С. Р. Крайнова в высокогорных районах Памира показали, что водные ореолы рассеяния, образующиеся под влиянием рудных тел и фиксирующиеся по повышенным содержаниям Zn, Cu, As, в течение летнего дня то четко проявляются, когда расход поверхностного и подруслового потоков незначителен, то совсем исчезают к концу дня, когда расход потока резко увеличивается за счет интенсивного таяния ледников [Крайнов, Петрова, 1962].

На основании режимных наблюдений и повторных съемок на золоторудном месторождении (Южная Якутия) в меженный период (летний) можно получить удовлетворительную сходимость гидрогеохимических данных. В последождевой период контрастность гидрогеохимических потоков рассеяния рудной минерализации возрастает в несколько раз (Cu, Zn, Pb, Ag, As, Mo, Sn) [Квятковский и др., 1969].

Наблюдениями, проведенными в горно-складчатых областях на месторождениях урана, установлено, что содержания макро- и микроэлементов в гидрогеохимическом потоке рассеяния не постоянны во времени, они изменяются в зависимости от количества выпадающих осадков и распределения их в течение сезона. Выпадение атмосферных осадков приводит

к изменению соотношения объемов пород и руд, вовлекаемых во взаимодействие в зоне аэрации, соотношения дебита фоновых и аномальных вод и т. д. [Потоки рассеяния..., 1979].

Ю. Ф. Погребняком для выяснения влияния атмосферных осадков на состав вод потоков рассеяния в верхнем течении ручья, дренирующего золоторудную зону (Забайкалье), была организована режимная точка. Пробы воды отбирались ежедневно. Получены следующие результаты: после дождей резко уменьшался показатель рН (с 7,3—7,5 до 5,5—5,7), что связано, вероятно, с тем, что дождевые воды имели кислую реакцию (рН 5,3—5,5); несмотря на увеличение расходов воды в ручье, общая минерализация ее после дождей практически не изменилась, что может быть объяснено компенсацией разбавления вод в ручье приносом дождевыми водами легкорастворимых солей из рыхлого чехла коренных пород; содержание золота в водных пробах после дождей также не снижалось, что может быть связано с нахождением части золота в рыхлых отложениях рудной зоны в какой-либо легкомигрирующей форме [Погребняк и др., 1986].

Подобные наблюдения были проведены В. Н. Загузиным, А. М. Плюсниным и Ю. Ф. Погребняком [1981] на молибден-вольфрамовом месторождении (Забайкалье.) Концентрации вольфрама в гидрогеохимическом потоке рассеяния резко возрастают после выпадения дождя, что объясняется мобилизацией элемента инфильтрационными водами в зоне аэрации и, возможно, выщелачиванием металла из растений. Прямой корреляции между количеством осадков и концентрацией вольфрама в водах не установлено. Наблюдается тенденция к уменьшению колебаний концентрации вольфрама после выпадения дождей с удалением от рудной зоны вниз по потоку.

Как можно заключить из приведенных выше примеров, изучение режима подземных вод месторождений полезных ископаемых в большинстве случаев проводилось с недостаточной степенью детальности: наблюдения кратковременны, интервалы отбора проб не менее суток.

В 60-е, 70-е годы сотрудниками Ленинградского горного института [Кирюхин, Никитина и др., 1969] на олово-полиметаллических месторождениях и рудопроявлениях Комсомольского рудного района (Хабаровский край) были проведены режимные гидрогеохимические наблюдения такой детальности, которая не использовалась ни на одном месторождении в нашей стране и, очевидно, за рубежом. В 80-е годы подобные исследования проводились авторами на золоторудных месторождениях Нижнего и Среднего Приамурья и рудопроявлениях Западного Сихотэ-Алиня.

Остановимся подробно на результатах этих исследований.

Для изученных территорий характерна весьма тесная генетическая связь подземных вод с климатическими факторами и их производной — речным стоком. Подземные и поверхностные воды преимущественно очень пресные, гидрокарбонатные, натриево-кальциевые, мягкие. Микрокомпонентный состав природных вод формируется, главным образом, в результате взаимодействия их с горными породами, не затронутыми процессами рудообразования (фоновые воды), и с рудными телами и их первичными и вторичными литохимическими ореолами рассеяния (рудные и рудничные воды).

Расчлененный рельеф, значительное атмосферное увлажнение и некарбонатная обстановка способствуют легкому выносу продуктов окисления за пределы рудных тел, их первичных и вторичных литохимических ореолов рассеяния — формированию ореольных вод района.

Ореольные воды обычно характеризуются пониженными по сравнению с фоновыми водами значениями рН (5,5—6,8), присутствием сульфат-иона в количестве нескольких миллиграмм в литре, некоторым увеличением минерализации и наличием рудных элементов в количествах, превышающих фоновые, что является главной их отличительной чертой.

Гидрохимические ореолы и потоки рассеяния олово-полиметаллических зон Комсомольского района весьма разнообразны по концентрациям

в них рудных элементов, набору элементов, протяженности, форме и т. д. Однако среди многих рудных элементов, присутствующих в гидрохимических ореолах и потоках рассеяния, выделены несколько элементов, составляющих основную поисковую ассоциацию. Кроме прямого поискового показателя Sn, в нее входят Cu, Zn, Pb, Mo и Ag.

За почти десятилетний период исследований режимные наблюдения были поставлены более чем на 50 водопунктах. Опробовались источники, поверхностные водотоки, скважины и штольневые воды. Опорные водопункты располагались вблизи минерализованных зон, на расстояниях от 0 до 250—400 м вниз по направлению стока. В течение летне-осенних сезонов отбирались водные пробы на химический и спектральный анализы, велись замеры уровней, дебитов, температуры, а также гидрометеорологические наблюдения за количеством, интенсивностью и составом выпадающих атмосферных осадков. Отбор гидрохимических проб после начала выпадения дождей производился через каждые 3 ч в течение первых 3 сут, затем через каждые 6 ч, а после 5—6 сут от начала дождя — через 12, а далее и 24 ч. Режимный цикл после выпадения дождя составлял в оптимальном варианте 12—17 сут. Проведенные исследования показали весьма сложный характер изменений химического состава ореольных вод во времени и в пространстве.

Метеорные воды, являясь агрессивными, кислородсодержащими, воздействуют на рудные тела как химически, так и механически. В эти периоды формируются весьма контрастные, но существующие непродолжительное время гидрохимические ореолы рассеяния. Анализ гидрометеорологической обстановки и гидрохимического режима ореольных вод позволил выделить два типа гидрохимических ореолов рассеяния олово-полиметаллических месторождений: постоянные и временные.

Постоянный ореол существует в трещинно-грунтовых водах во всех типах гидрохимического режима и характеризуется относительно стабильным составом [Кирюхин и др., 1969].

Временные гидрохимические ореолы обычно значительно более контрастны, обладают весьма непостоянным составом и непродолжительным временем существования. Они возникают в приповерхностных и трещинно-грунтовых водах в последождевые периоды и накладываются на постоянные гидрохимические ореолы и потоки рассеяния (рис. 1).

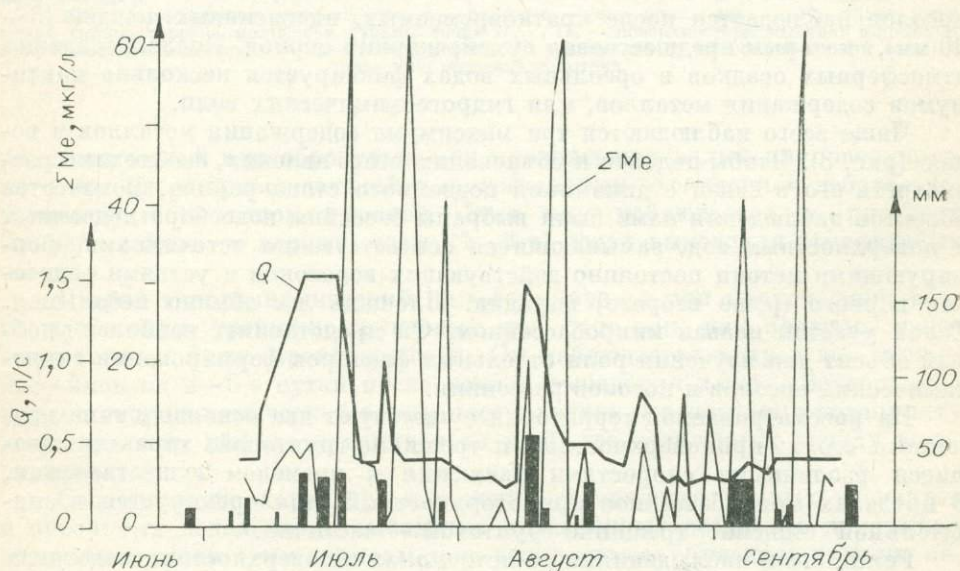


Рис. 1. График изменения дебита и содержания металлов в водах режимного источника в зависимости от выпадения атмосферных осадков.

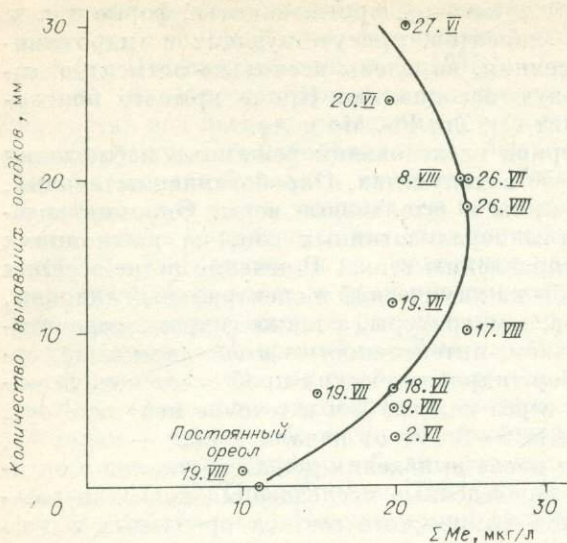


Рис. 2. Зависимость величины суммы металлов (ΣMe) в водах источника РТ-9 от количества выпавших осадков.

Важно отметить, что наряду с общими чертами, проявляющимися в гидрохимическом режиме большинства режимных водопунктов, связанных с рудными зонами, каждому из водопроявлений присущи также специфические особенности, обусловленные различием скорости движения подземных вод, расстоянием до рудной зоны, степенью окисленности и минералогическим составом последней. Кроме того, даже

в одном и том же источнике временно возникающий гидрохимический ореол может проявляться неодинаково в зависимости от интенсивности и продолжительности дождя, а также продолжительности и температурно-режима предшествовавшего сухого периода.

Анализ зависимости суммы металлов (определены дитизиновым методом) в водах источника, находящегося ниже рудной зоны, от количества выпавших осадков показывает, что с увеличением количества последних увеличивается содержание металлов в водах источника (рис. 2). Это связано с возрастанием интенсивности вымывания продуктов выветривания минерализованной зоны дождевыми водами и большой глубиной их инфильтрации. Однако при достижении определенного предела, в нашем случае 20 мм, процессы обогащения и разбавления уравниваются и при дальнейшем увеличении количества осадков контрастность временного гидрохимического ореола снижается.

Многочисленные режимные гидрохимические наблюдения позволили нам сделать вывод о том, что максимальная контрастность временных ореолов наблюдается после кратковременных, интенсивных дождей (5—30 мм), которым предшествовал сухой, жаркий период. После выпадения атмосферных осадков в ореольных водах фиксируется несколько максимумов содержания металлов, или гидрогеохимических волн.

Чаще всего наблюдаются три максимума содержания металлов в водах (рис. 3). Чтобы подойти к объяснению этого явления, необходимо рассмотреть его в связи с динамикой подземного стока района. В качестве объектов наблюдения нами были выбраны бассейны водосбора подземных и поверхностных вод, замыкающиеся соответственно источниками, формирующими истоки постоянно действующих водотоков и устьями водотоков первого (реже второго) порядка. Площадь их обычно небольшая. Такой участок назван микробассейном. Он представляет наиболее удобный объект для изучения роли отдельных факторов формирования гидрохимических ореолов и потоков рассеяния.

На рассматриваемой территории существуют два основных типа подземного стока: приповерхностный и трещинно-грунтовой, характеризующиеся различными скоростями движения и временем существования. В пределах микробассейнов приповерхностный сток дренируется в значительной степени, трещинно-грунтовой — частично.

Режимными наблюдениями на источниках и поверхностных водотоках в пределах микробассейнов после выпадения атмосферных осадков (5 мм и более) фиксируется проявление нескольких гидродинамических пиков (волн) повышения уровней, увеличения расходов, дебитов. Первый гид-

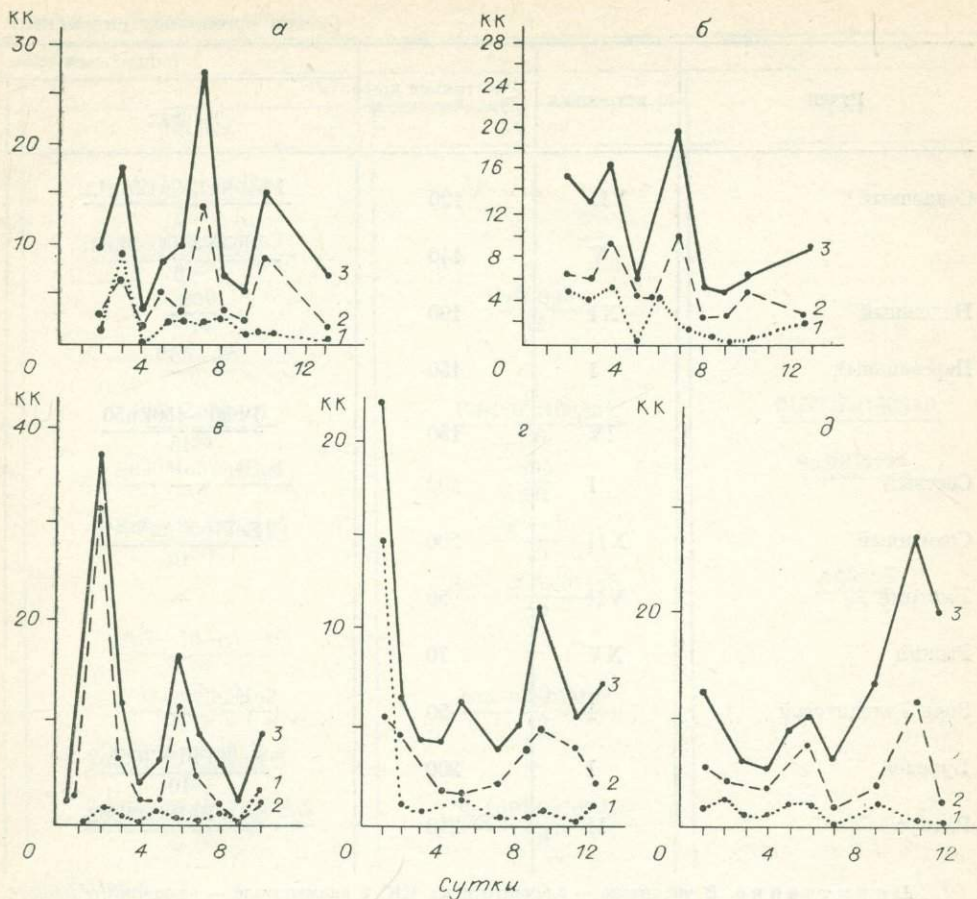


Рис. 3. Изменение содержания рудных элементов в водах режимных водоупунктов в послеждевой период.

а — точка IX, микробассейн верховья р. Лев. Хурмули, $l = 325$ м; б — точка II, микробассейн верховья р. Амут, $l = 190$ м; в — источник I, микробассейн руч. Перевального, $l = 175$ м; г — точка V, микробассейн руч. Комсомольского, $l = 100$ м; д — источник XI, микробассейн руч. Надежного, $l = 50$ м.

КК — коэффициенты концентрации: 1 — олова, 2 — меди, цинка, свинца; 3 — олова, меди, цинка, свинца, серебра, молибдена, сурьмы; точки II, V, IX — поверхностные водотоки в пределах микробассейнов водосбора; l — расстояние режимного водоупункта от минерализованной зоны по движению подземного потока.

родинамический пик образуется при прохождении волны приповерхностного потока, сопровождающейся максимальным увеличением дебитов источников и подъемом уровней. Этот пик наблюдается в пределах микробассейнов в первые часы (1—3 ч) после выпадения атмосферных осадков.

Второй гидродинамический пик формируется при прохождении волны «добегания» трещинно-грунтовых вод. Этот пик, как правило, менее контрастен и более продолжителен. Он наблюдается в пределах микробассейнов на 2—6-е сутки после начала выпадения дождя. Завершается проход гидродинамической волны поступлением к режимному водоупункту дождевых вод, инфильтрующихся на наиболее отдаленных точках водораздела.

Сопоставление характера изменения содержания рудных элементов в ореольных водах после выпадения атмосферных осадков с динамикой подземного стока в эти периоды дало возможность объяснить наличие нескольких гидрохимических волн (пиков содержаний элементов) в водах режимных водоупунктов, расположенных ниже (по направлению стока) минерализованных зон.

Состав временных гидрохимии

Ручей	№ источника	Расстояние до рудной зоны, м	Гидрохимические
			Первая
Солнечный	VII	120	$\frac{\text{Pb40Sn12Cu12Ag12}}{5}$
	V	140	$\frac{\text{Pb50Sn10Cu3Zn2}}{6}$
Надежный	XI	100	—
Перевальный	I	150	—
	IV	150	$\frac{\text{Pb50—150Zn50}}{15}$
Светлый	I	100	—
Сохатный	XII	200	$\frac{\text{Sn5—50Ag5—10}}{15}$
Быстрый	VII	50	—
Рыжий	XV	70	—
Зоны Галенитовой	I	50	—
Буровой	I	200	$\frac{\text{Sn20Pb10Cu3Zn2}}{10}$
Радиус	II	210	$\frac{\text{Sn10Pb10Cu3Zn2}}{7}$

Примечание. В числителе — элементы и их КК, в знаменателе — продолжительность

Первая гидрохимическая волна отмечается через 5—20 ч после начала выпадения дождя и связана с прохождением вод приповерхностного потока через вторичный литохимический ореол рассеяния минерализованной зоны. Повышение содержания рудных элементов в водах обусловлено интенсивным вымыванием водами приповерхностного стока продуктов окисления из вторичных литохимических ореолов рассеяния. Продолжительность проявления первой гидрохимической волны временного гидрохимического ореола зависит прежде всего от скорости движения вод в элювиально-делювиальных отложениях и длительности выпадения атмосферных осадков.

Пик гидродинамической волны, при прохождении которой наблюдается максимальный расход (дебит) и наиболее высокий уровень потока в последождевой период, и пик гидрохимической волны, соответствующий максимальному содержанию металлов в водах, разорваны во времени. Если пик гидродинамической волны устанавливается через 1—3 ч после выпадения дождя (в пределах микробассейнов водосбора), то пик гидрохимической волны наблюдается позже через несколько часов, реже 10—15 ч после прослеживания максимального дебита источника (рис. 4).

Вторая и третья гидрохимические волны обусловлены прохождением через источник временного гидрохимического ореола, формирующегося в трещинно-грунтовых водах. Вторая гидрохимическая волна формируется при просачивании атмосферных осадков через зону аэрации (зону окисления рудных тел) и поступлении продуктов растворения и выщелачивания в трещинно-грунтовые воды. Эта волна наблюдается на 3—6-е сутки после начала выпадения осадков и, как правило, раньше пика гидродинамической волны трещинно-грунтовых вод.

вторая		третья
1-й пик	2-й пик	
<u>Cu10Pb7Sn3</u> 30	—	—
<u>Cu15Pb10Zn3Sn2</u> 25	—	—
<u>Sn6</u> 14	<u>Cu60Sn6</u> 12	—
<u>Pb5—25</u> —	—	—
<u>Pb70Zn60Sn4</u> 35	<u>Pb100Zn100Sn4</u> 60	<u>Pb500Zn150Sn3</u>
<u>Sn40Mo5Zn4Cu4</u> 7	<u>Sn5</u> 30	<u>Sn10Cu133</u>
<u>Sn5—30As20Ag5</u> 50	<u>Ag5—10</u> 25	—
—	<u>Sn5—20As20Ag5</u> 10	<u>Ag5Sn3</u> 25
<u>Sn7—10Ag5—10</u> 50	—	—
<u>Sn3Zn3Sb2Mo2</u> 5	<u>Zn3Sn2Sb2Mo2</u> 12	—
<u>Pb40Sn30Cu25Zn4</u> 35	—	—
<u>Sn10—50Pb7Cu10Zn3</u> 35	<u>Sn10Pb10Cu7Ag7</u> 70	—

проявления,

Третья гидрохимическая волна фиксируется только после пика гидродинамической волны трещинно-грунтового стока и связана с подъемом уровня трещинно-грунтовых вод и выноса из зоны колебания уровня продуктов растворения и выщелачивания рудных соединений. Она отмечается на 10—12-е сутки после выпадения дождей (см. рис. 3).

Продолжительность проявления гидрохимических волн возрастает от 5—15 ч в первой, 7—50 ч во второй до 50—100 ч в третьей. Увеличение продолжительности их проявления, как правило, сопровождается понижением контрастности гидрохимического ореола или потока рассеяния. Время, продолжительность и характер проявления указанных гидрохимических волн зависят от многих факторов, среди которых главными являются: характер распределения и состав рудных соединений в зоне минерализации, фильтрационные свойства пород, расстояние от рудного тела до точки наблюдения, ориентировка его к направлению движения подземных вод и др.

Наблюдаются случаи, когда вторая, реже третья гидрохимические волны проявляются двумя (тремя) пиками содержания микроэлементов в водах временного ореола. Это обычно связано с наличием нескольких минерализованных зон (или их кулис) на водосборной площади или сложной конфигурацией рудной зоны. Состав временных гидрохимических ореолов и потоков рассеяния изменяется во времени как по контрастности, так и по набору микроэлементов. Приведенные в таблице данные о составе, контрастности и продолжительности проявления гидрохимических волн в режимных точках ореольных вод на некоторых микробассейнах Комсомольского района показывают, что ореолы и потоки имеют в большинстве случаев сложный, многокомпонентный состав. Сумма коэффици-

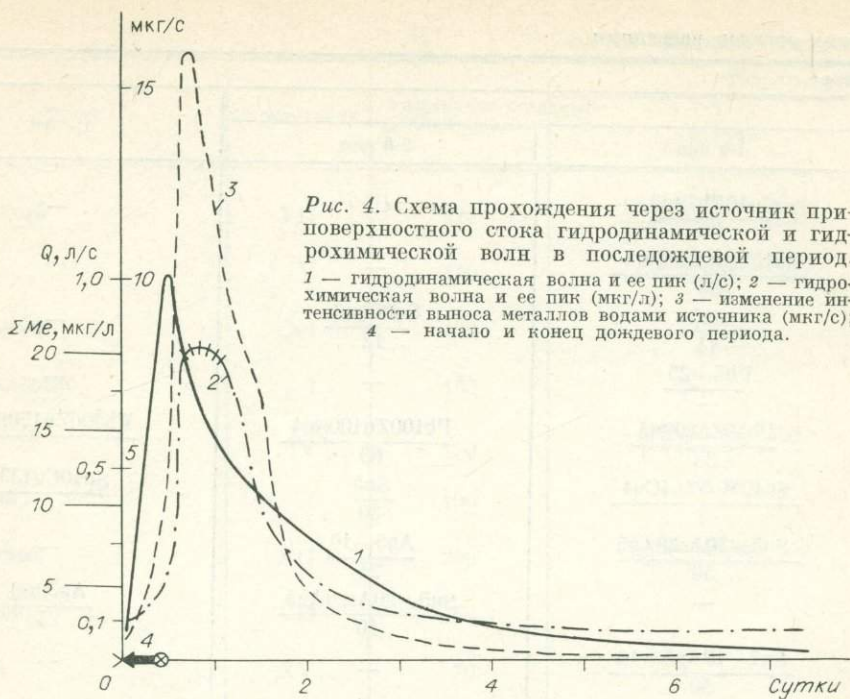


Рис. 4. Схема прохождения через источник приповерхностного стока гидродинамической и гидрохимической волн в послеждевой период. 1 — гидродинамическая волна и ее пик (л/с); 2 — гидрохимическая волна и ее пик (мкг/л); 3 — изменение интенсивности выноса металлов водами источника (мкг/с); 4 — начало и конец дождевого периода.

ентов контрастности* рудных элементов в них чаще всего составляет 20—40, в отдельных случаях достигает 200. В большинстве точек опробования наблюдаются так называемые «сквозные» рудные элементы, прослеживающиеся в аномальных концентрациях во всех зафиксированных гидрохимических волнах. Средняя скорость «продвижения» первой гидрохимической волны равна 10—30 м/ч, второй — 1,3—4,0, третьей — 0,3—0,6 м/ч. Однако и в пределах одной гидрохимической волны повышенные содержания отдельных элементов фиксируются не одновременно. Как правило, быстрее всех во временном ореоле и потоке проявляются такие элементы, как Zn и Cu (As, Sb, Mo). Затем фиксируются Sn, Pb, Ag.

Таким образом, режимные наблюдения на источниках смешанного приповерхностного и трещинно-грунтового питания и режимных точках поверхностных водотоков в пределах микробассейнов водосбора, расположенных на расстоянии до 400 м и ниже рудной зоны по движению подземного потока, позволили установить ряд закономерностей.

1. После выпадения атмосферных осадков во временном ореоле фиксируется несколько максимумов содержания металлов, или гидрохимических волн, первая из которых обычно прослеживается через 1—20 ч, вторая — через 30—120 ч, третья (наблюдается не всегда) — через 200—300 ч после начала выпадения осадков.

2. Поступление металлов в воду происходит импульсивно, металлоносность вод во времени меняется как по набору элементов, так и по их концентрации.

3. Продолжительность прохождения временных гидрохимических ореолов через источники составляет в среднем 7—12 сут.

Однако такой характер изменения металлоносности в источниках и поверхностных водах будет наблюдаться лишь при дренировании подземными водами рудных зон, расположенных в пределах зоны аэрации. При нахождении последних ниже уровня грунтовых вод следует особое внимание уделять постоянным гидрохимическим ореолам рассеяния. При этом временные ореолы могут не возникать вообще, а контрастность постоянных заметно уменьшается за счет разбавления ореольных вод метеорными.

* Коэффициент контрастности равен отношению концентрации элемента в ореольных водах к его фоновой концентрации ($KK = C/C_{\phi}$).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Загузин В. П., Плюснин А. М., Погребняк Ю. Ф. Временные колебания содержания W, Mo, Au в водных потоках рассеяния // Геохимия.— 1981.— № 9.— С. 1407—1414.
- Квятковский Е. М., Кирюхин В. А., Крицук И. Н., Павлов А. Н. Оценки рудных месторождений по их вторичным ореолам рассеяния // Изв. вузов. Геология и разведка.— 1969.— № 12.— С. 15—21.
- Кирюхин В. А., Никитина Н. Б., Павлов А. П. К интерпретации гидрогеохимических ореолов рассеяния олово-полиметаллических месторождений Нижнего Приамурья // Сов. геология.— 1969.— № 8.— С. 76—86.
- Крайнов С. Р., Петрова Н. Г. Микроэлементы минеральных вод Памира // Геохимия.— 1962.— № 12.— С. 25—37.
- Кузнецов В. И. Формирование водных ореолов рассеяния на месторождениях южной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса как основа гидрохимического метода их поисков: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— М., 1973.— 22 с.
- Лебедева К. В. Формирование гидрохимических ореолов и потоков рассеяния на Малом Хингане и их поисковое значение: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Л., 1973.— 20 с.
- Погребняк Ю. Ф., Банщиков В. А., Егоров А. И. и др. Перенос меди в водах потоков рассеяния сульфидного рудопроявления // Гидрогеохимические поиски месторождений полезных ископаемых.— Томск, 1986.— С. 39—40.
- Потоки рассеяния урановых месторождений.— М.: Атомиздат, 1979.— 136 с.

Я. М. ГРИЦЮК

ОСНОВНЫЕ УСЛОВИЯ УСПЕШНОГО ВНЕДРЕНИЯ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ В ГЕОЛОГИЧЕСКУЮ ПРАКТИКУ НА СОВРЕМЕННОМ ЭТАПЕ *

С точки зрения практической геологии исключительно высокие потенциальные возможности гидрогеохимического метода поисков все еще не реализуются в связи с тем, что отдельные очевидные практические успехи, а также глубокие теоретические разработки, обеспечивающие понимание условий миграции химических элементов в водной среде на атомарном уровне, не увязаны между собой и не привели к разработке методических рекомендаций, конкретизирующих природные ситуации и геологические задачи, когда гидрогеохимическому методу отводится доминирующая роль и его относительно высокая сложность и трудоемкость компенсируются наиболее высокой геологической эффективностью и обеспечивают его способность конкурировать с аналогичными показателями других методов поисков.

Ученые-гидрохимики в долгу перед геологами-практиками: отсутствуют разработанные принципы районирования площадей по природным условиям проведения гидрогеохимических поисков с четко регламентированной технологической схемой полевых и лабораторных работ, приемы интерпретации результатов в конкретных ситуациях (масштаб исследований, характер объектов поиска), сбалансированные с экономической точки зрения и обеспечивающие выработку стандартов гидрогеохимических поисков. Создание динамической системы стандартов призвано суммировать опыт научно-методических разработок и их зачастую бессистемного практического внедрения, что позволит в дальнейшем оценивать геологическую и экономическую эффективность методических и технических совершенствований, влекущих изменения и уточнения соответствующих стандартов.

В ПГО «Запсибгеология» предпринята попытка районирования территории Алтайского края и Кемеровской области по природным условиям проведения региональных геологических работ и общих поисков. При

* Публикуется в порядке обсуждения. (Прим. зам. отв. редактора).

оценке роли гидрогеохимического метода учтен опыт многолетних исследований, проводимых в этом регионе Проблемной лабораторией Томского политехнического института (В. Я. Бычков, Ю. Г. Копылова, З. В. Лосева, Н. М. Рассказов) под руководством П. А. Удодова и С. Л. Шварцева.

Очевидно, что такое районирование должно быть основано на объективных параметрах независимо от данных геохимических исследований, что обеспечит возможность сопоставления геологической эффективности различных методов.

В качестве картографической основы районирования использована карта ландшафтных комплексов, дешифрованных на космических снимках по площадной дифференциации тона и рисунка фотоизображения, отражающих распределение энергетического потенциала физико-географических процессов в ландшафтной оболочке — гравитационного и теплового соответственно [Грицюк и др., 1986]*. Принятая бинарная номенклатура ландшафтных комплексов соответствует их перекрестной классификации и матричному виду легенды. Горизонтальные графы включают перечень морфогенетических типов рельефа, различаемых в рисунке фотоизображения: 1 — высокогорные хребты, 2 — высокогорные и межгорные впадины, 3 — высокогорный пенепплен, 4 — эрозионно-денудационное высокогорье, 5 — эрозионно-денудационное среднегорье, 7 — эрозионное низкогорье, 8 — денудационные равнины, 9 — грядово-увалистые равнины, 10 — аккумулятивные равнины. Вертикальные графы отражают пять градаций климатических условий (увлажненность и коррелируемая с ней теплообеспеченность), формирующих тон фотоизображения: А — засушливые, Б — недостаточно увлажненные, В — нормально увлажненные, Г — переувлажненные, Д — избыточно увлажненные.

Десять морфогенетических типов рельефа и пять градаций степени увлажненности при пересечении дают пятьдесят возможных ландшафтных комплексов. Однако из-за взаимосвязи названных факторов при вертикальной поясности климатических условий и отчасти их широтной зональности практически реализовано только 28 классов. Границы площадей, занятых различными ландшафтными комплексами, в большинстве случаев являются барьерными, когда вдоль тектонических уступов одновременно меняются геоморфологические и климатические условия. Только на равнинных площадях отдельные границы представлены широкими размытыми полосами смены фототона, обусловленными постепенной сменной климатических условий. Рисунок фотоизображения определяется характером эрозионного расчленения, который тесно связан с пространственным распределением модуля поверхностного стока, а последний, в свою очередь, зависит от типа геофильтрационных сред. Тон на обзорных космических снимках отражает дифференциацию характеристик почвенно-растительного покрова, определяемую климатическими условиями (увлажненность, теплообеспеченность). Поэтому выполненная классификация ландшафтных комплексов, имея общее физико-географическое значение, в то же время содержит наиболее важные характеристики природных условий проведения гидрогеохимических поисков.

Влияние основных ландшафтообразующих факторов — геоморфологических и климатических — на поведение химических элементов в экзогенных условиях изучено достаточно хорошо. Всестороннему анализу неоднократно подвергалась роль основного носителя энергии этих факторов — воды. Но все эти разрозненные данные могут быть приведены в логически стройную систему только после их картографической проработки. В частности, использованный в качестве классификационного признака дешифрируемый на космических снимках рисунок гидрографи-

* Грицюк Я. М., Холяк Г. Р., Агафонова Е. И. Ландшафтные комплексы Алтайского края и Кемеровской области // Дистанционные исследования природных ресурсов Сибири. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. — С. 77—82.

ческой сети определяется как гипсометрическим уровнем, так и, главным образом, типом геофильтрационных сред, формирующих соотношение поверхностного и подземного стоков. В то же время границы ландшафтных комплексов являются естественными рубежами структуры почвенно-растительного покрова, отраженными в фототоне космических снимков, и характеризуют также площадную дифференциацию биологических ландшафтообразующих факторов.

Ограничившись приведенными суждениями о правомерности привлечения карт ландшафтного районирования к решению поставленных задач, рассмотрим основные практические следствия, полагая, что участие специалистов-гидрогеохимиков позволит в дальнейшем существенно конкретизировать выполненное в первом приближении районирование территории по условиям проведения гидрогеохимических поисков.

1-Г, 1-Д — высокогорные хребты в условиях переувлажнения и избыточного увлажнения. Исключительно большое разнообразие элементарных ландшафтов, обусловленное высотной поясностью и экспозиционной зональностью, криогенные процессы, резкие временные колебания создают крайне неблагоприятные условия для проведения гидрогеохимических поисков.

2-А, 2-Б, 2-В — высокогорные и межгорные впадины в засушливых, недостаточно увлажненных и нормально увлажненных условиях. Гидрогеохимический метод может явиться единственным экономически оправданным способом опробования прибортовых частей впадин, где происходит разгрузка трещинных вод, дренирующих перекрытые пролювиальными шлейфами коренные породы.

3-Г, 3-Д — высокогорный пенеplen. Преобладание глубоко замороженных горных пород, слабо нарушенных неотектоническими движениями, при обилии поверхностных застойных вод создает неблагоприятные условия для проведения гидрогеохимических поисков.

4-В, 4-Г, 4-Д — эрозионно-денудационное высокогорье в условиях нормального увлажнения, избыточного увлажнения и переувлажнения. Эти классы ландшафтов распространены в зонах мощных неотектонических движений. Активизированные разломы и трещинные зоны способствуют выходам на поверхность глубинных (в том числе азотных и углекисло-азотных термальных) вод, что создает благоприятные условия для проведения гидрогеохимических поисков, ориентированных на опробование восходящих источников трещинных вод.

5-Б, 5-В, 5-Г, 5-Д — эрозионно-денудационное среднегорье в условиях недостаточного, нормального, избыточного увлажнения и переувлажнения. Высокая источниконасыщенность, густая сеть открытых водотоков создают благоприятные условия для проведения площадных гидрогеохимических поисков в комплексе с опробованием экзогенных и эндогенных ореолов рассеяния. Предполагается возрастание эффективности гидрогеохимических поисков в условиях нормального и недостаточного увлажнения в связи с общим повышением минерализации вод.

6-Б, 6-В, 6-Г, 6-Д — эрозионно-денудационное низкогорье в условиях недостаточного, нормального, избыточного увлажнения и переувлажнения. Условия проведения гидрогеохимических поисков сходны с предыдущими типами ландшафтов. Возможно их проведение в площадном варианте в комплексе с опробованием литохимических потоков и экзогенных ореолов.

7-Г — эрозионное низкогорье в условиях переувлажнения распространено преимущественно в пределах Салаирского кряжа. Исходя из природных условий и опыта гидрогеохимических поисков, метод может быть рекомендован в качестве ведущего способа площадного опробования в комплексе с опробованием литохимических потоков рассеяния. Другие геохимические методы возможны только в глубинном варианте.

8-А, 8-Б, 8-В — денудационные равнины в засушливых, недостаточно и нормально увлажненных условиях. Широкое распространение

покровных отложений, в том числе кор выветривания и эоловых образований, выдвигает гидрогеохимический метод в качестве ведущего способа опосредования в связи с тем, что другие геохимические методы возможны только в глубинном варианте на наиболее перспективных участках. Ограничением является высокая степень хозяйственного освоения этих типов ландшафтов, в связи с чем на отдельных площадях (Рудный Алтай, северо-восточная часть Салаирского кряжа) гидрогеохимические поиски возможны только в варианте опробования колодцев, скважин и естественных источников.

9-В, 9-Г — грядово-увалистые равнины в условиях нормального увлажнения и переувлажнения. Эти типы ландшафта наиболее характерны для площади Томь-Колыванской складчатой зоны, где многолетними работами ТПИ и ПГО «Новосибирскгеология» доказана высокая геологическая эффективность гидрогеохимического метода площадного опосредования.

10-А, 10-Б, 10-В, 10-Г — аккумулятивные равнины в различных условиях увлажнения неблагоприятны для проведения любых видов геохимических поисков.

Таким образом, в пределах западной части Алтае-Саянской складчатой области в первом приближении определены типы ландшафтов, в пределах которых гидрогеохимическому методу принадлежит ведущая роль в площадном опосредовании: бортовые части высокогорных впадин в условиях недостаточного увлажнения, денудационные равнины в засушливых, недостаточно и нормально увлажненных условиях, грядово-увалистые равнины в условиях нормального увлажнения и переувлажнения. В комплексе с другими геохимическими методами гидрогеохимические поиски эффективны в пределах эрозионно-денудационного высоко, средне- и низкогогорного рельефа в условиях недостаточного и нормального, увлажнения и эрозионного низкогорья в условиях переувлажнения.

Дальнейшая детализация ландшафтной основы районирования возможна с дифференциацией вещественных и структурных геологических факторов, геоморфологических и морфотектонических данных, состояния почвенно-растительного покрова и антропогенной деформации природных ландшафтов. Важным практическим следствием анализа результатов районирования площадей по природным условиям проведения геохимических поисков должна являться оценка достоверности выполненного ранее комплекса работ и наличия вероятного резерва невыявленных объектов в зависимости от его отклонений от оптимального.

А. А. ЛУКИН

МОРФОСТРУКТУРНО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПРОЯВЛЕНИЯ СКРЫТЫХ И ОТКРЫТЫХ ОЧАГОВ РАЗГРУЗКИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ЗОНЕ ИНТЕНСИВНОГО ВОДООБМЕНА ПРИ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКАХ

В гидрогеохимической практике при интерпретации аномалий, выявляемых опробованием поверхностных водотоков и водоемов, вопрос о взаимосвязи поверхностных и подземных вод решается на основе анализа данных гидрогеохимического опробования, материалов других методов и имеющейся геологической информации. Вообще методическая литература по гидрогеохимическим методам поисков показывает, что вопрос анализа условий подрусловой разгрузки подземных вод в прямой гидрогеологической постановке в поисковой гидрогеохимии не ставился и не решался

никогда. Просто это явление априори имеется в виду и подразумевается широкое его развитие: предполагается, что если река вскрывает водоносный горизонт, то она может дренировать подземные воды всюду. Об этом вроде бы свидетельствуют и результаты моделирования процесса дренирования подземного потока руслами рек методом электрогидродинамических аналогий, проведенные М. А. Вевировской [1962] и И. С. Зекцером [1968]. Правда, решалась плановая (двухмерная) задача в сечении, перпендикулярном руслу реки (фильтрационный поток перпендикулярно плоскости сечения исключался).

Дальше попытаемся дифференцировать явление и уточнить условия его проявления.

МОРФОЛОГИЯ ДНА * РЕЧНОЙ ДОЛИНЫ КАК ГРАНИЧНОЕ УСЛОВИЕ НАПРАВЛЕННОСТИ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ПОВЕРХНОСТНОГО И ПОДЗЕМНОГО СТОКОВ

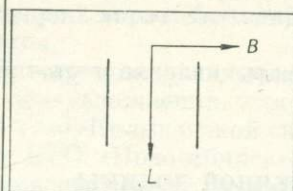
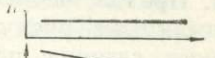
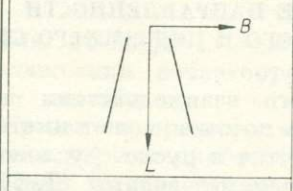

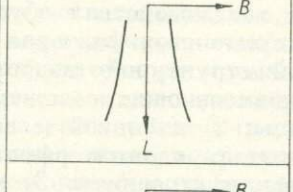
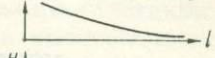
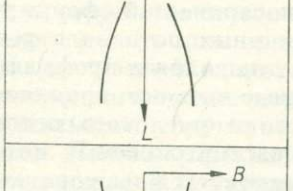

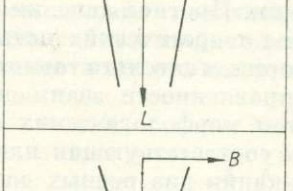
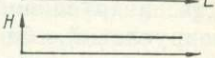
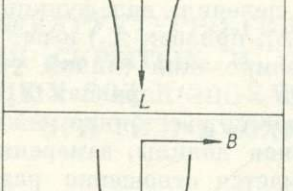
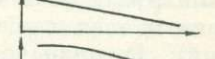

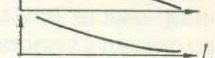
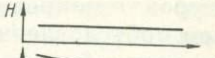
Направленность гидродинамического взаимодействия подруслового подземного и руслового поверхностного потоков может иметь три разновидности: подрусловой поток разгружается в русло, русловой поток питает подрусловой, оба потока относительно независимы. Дифференциация участков русла реки отмеченных типов взаимодействия обусловлена сочетанием и взаимодействием следующих основных факторов (граничных условий): 1) плановой и вертикальной структурой водопроводимости аллювиальных и подстилающих их водовмещающих отложений, определяемых геологическим строением долины; 2) плановой и вертикальной структурой водопроводимости водоносных горизонтов речного бассейна в целом, обусловленной его геологическим строением; 3) морфологией дренирующих базисных и питающих поверхностей, формирующих пространственную структуру геофильтрационных потоков в речном бассейне; 4) морфологическими особенностями дна долин и профиля русла, которые также выступают в качестве определяющего граничного условия структуры взаимодействия подруслового и руслового потоков.

Прогноз и анализ взаимодействия рассматриваемых потоков, учитывающие первые два фактора, могут базироваться на хорошо разработанных расчетных моделях гидрогеодинамики. Прогноз явления, обусловленного третьим фактором, основывается на теоретических посылах и расчетных схемах морфоструктурно-гидрогеологического анализа [Лукин, 1985, 1987]. Для прогнозирования направленности взаимодействия подруслового и руслового потоков с учетом морфологических особенностей дна долин и профиля русла необходима соответствующая классификация.

Нами в морфологической классификации дна речных долин (см. таблицу) используются два независимых деления: вид функции изменения ширины по градиенту ширины ($B = f(L)$, признак X_1) и вид функции изменения профиля линий базисов дренирования (линий урезов воды в русле долины) по градиенту уклонов ($H = f(L)$, признак X_2). За ширину долины в любом заданном месте принимается расстояние между подошвенными линиями правого и левого склонов долины, замеренное по изобазите. Под «градиентом ширины» понимается отношение разности ширины долины в нижнем и верхнем створах к длине русла между этими створами, т. е. этот градиент характеризует изменение ширины долины на единицу длины русла. Классифицируются только речные долины первых порядков, не имеющие развитой системы аллювиальных аккумулятивных террас, что является ограничительным условием в классификации. Для ландшафтных условий денудационно-аккумулятивных равнин с

* В терминологическом справочнике [Тимофеев, 1981, с. 39] приводится семь толкований термина «дно долины». Мы относим к дну долины поверхность поймы и низких надпойменных террас.

Морфологическая классификация дна речных долин по выражению функций изменения ширины [$B = f(L)$] и уклона [$H = f(L)$]

Классы речных долин по выражению функции $B = f(L)$		Виды речных долин по выражению функции $H = f(L)$	
Символ	Геометрическая модель	Символ	Геометрическая модель
$X_{1,1}$		$X_{2,1}$	
$X_{1,2}$		$X_{2,2}$	
$X_{1,3}$		$X_{2,3}$	
$X_{1,4}$		$X_{2,4}$	
$X_{1,5}$		$X_{2,1}$	
$X_{1,6}$		$X_{2,2}$	
$X_{1,7}$		$X_{2,3}$	
		$X_{2,4}$	

избыточным увлажнением этот порядок будет не выше седьмого. С увеличением высоты и пересеченности ландшафтов это ограничительное условие по предельному порядку долин будет несколько увеличиваться.

По признаку X_1 в классификации выделено семь возможных классов долин: $X_{1,1}$ — не изменяющиеся по ширине (градиент ширины = 0);

$X_{1,2}$ — равномерно расширяющиеся (ширина увеличивается с постоянным градиентом); $X_{1,3}$ — прогрессивно расширяющиеся (вниз по долине увеличиваются положительные градиенты ширины); $X_{1,4}$ — регрессивно расширяющиеся (положительные градиенты ширины уменьшаются вниз по долине); $X_{1,5}$ — равномерно сужающиеся (ширина уменьшается с постоянным отрицательным градиентом); $X_{1,6}$ — регрессивно сужающиеся (отрицательные градиенты ширины уменьшаются по модулю); $X_{1,7}$ — прогрессивно сужающиеся (ширина долин по потоку уменьшается так, что отрицательный градиент ширины увеличивается по модулю). Во второй колонке таблицы приведены геометрические модели перечисленных классов долин в плановых координатах длины (L) и ширины (B). При этом ось симметрии L в данном случае принимается положительной и условно соответствует линии русла (линии базиса дренирования) реки. Зеркально отображенные относительно оси L линии условно соответствуют проекции на горизонтальную плоскость подошвенных линий правого и левого склонов долины реки.

По градиенту уклонов линии базисов дренирования (признак X_2) речные долины разделены на четыре возможных класса: $X_{2,1}$ — практически без уклонов (градиенты приближаются к нулю, пример предельного случая — в условиях расширяющейся долины озеровидные расширения русла); $X_{2,2}$ — с равномерным уклоном (градиент постоянен); $X_{2,3}$ — с увеличивающимся уклоном (градиент увеличивается) и, наконец, $X_{2,4}$ — с уменьшенным уклоном, т. е. градиент уклона в направлении падения русла уменьшается. Необходимо заметить, что оба отмеченных признака классифицирования могут использоваться как самостоятельные и независимые и как зависимые в любом соподчинении. В классификации (см. таблицу) признак X_2 находится в соподчинении с X_1 , т. е. по X_1 выделены классы долин, которые подразделяются на виды по признаку X_2 . В координатах L, H (см. таблицу) приведены геометрические модели классов по X_2 , которые как виды повторяются в каждом классе X_1 .

На основе морфологической классификации речных долин по двум отмеченным признакам (см. таблицу, графы 2, 4) составлена матрица геометрических моделей типов речных долин, каждый из которых отвечает неповторимому сочетанию долины по классам признака X_1 и X_2 (рис. 1). Эти модели далее нами используются как расчетные схемы в анализе морфологических условий дна долины как граничных, определяющих направленность взаимодействия поверхностного и подземного стоков. В расчетных схемах приняты следующие допущения и ограничения: 1) модели отражают базисные поверхности в пределах дна долины, которые ограничены с боков линиями пересечения базисных поверхностей вертикальными поверхностями, проходящими через линии подошвы «коренных» склонов долины, т. е. «долинные» боковые границы базисных поверхностей на схемах — это проекции линий подошвы правого и левого коренных склонов долины на горизонтальную плоскость (план); 2) базисные поверхности отражены ортогональным семейством кривых — линиями уровня, изобазитами (H), и линиями спада (L , показаны две ограничивающие линии и линия симметрии, условно отвечающая линии русла); 3) изобазиты H_1, H_2, H_3 проведены с равным шагом по высоте; 4) в пределах дна долины изобазиты ортогональны не только тальвеговой линии (правило В. П. Философова [1960]), но и ограничивающим боковым линиям; 5) геофильтрационная среда в пределах долины однородна по водопроницаемости; 6) пространственная структура геофильтрационного потока в пределах дна долины определяется пространственной структурой базисной поверхности в долине. Это ограничение является всегда верным для обоснования геофильтрационного потока и требует дополнительного обоснования для геофильтрационного потока в остальной (большей) части пространства дна долины.

Здесь не рассматривается вопрос, насколько множество морфологических типов речных долин (см. рис. 1), полученное формально логи-

$X_1 \backslash X_2$	$X_{2,1}$	$X_{2,2}$	$X_{2,3}$	$X_{2,4}$
$X_{1,1}$				
$X_{1,2}$				
$X_{1,3}$				
$X_{1,4}$				
$X_{1,5}$				
$X_{1,6}$				
$X_{1,7}$				

Рис. 1. Матрица геометрических моделей морфологических типов речных долин.

ческим способом на основе правила неповторимости сочетания классов по двум взятым независимым морфологическим признакам, отвечает реальному, природному многообразию сочетаний плановых форм долин и профильных форм русел, обусловленному «логикой» природных процессов морфогенеза речных долин. Возможно, что некоторые формально-логические типы окажутся «запрещенными» в природе. В целом этот вопрос является узкоспециальным, геоморфологическим, и его анализ выходит далеко за рамки нашей работы.

Итак, исходя из принятых допущений и ограничений расчетные схемы (см. рис. 1) можно использовать для анализа и предварительного прогноза направленности взаимодействия в пределах дна речных долин подземного и поверхностного стоков и, более узко, подруслового и руслового потоков. Как уже было отмечено, направленность взаимодействия рассматриваемых потоков может иметь только три разновидности: подземный поток разгружается в русло, русловой поток питает подземный, оба потока в гидродинамическом взаимодействии относительно независимы, автономны. Качественный прогноз направленности взаимодействия

потоков по названным разновидностям и дифференциация морфологических типов речных долин по данному признаку могут быть проведены на основе формулы

$$Q = T \Delta H \frac{\Delta B}{\Delta L},$$

где по принятым условиям $T = \text{const}$, $\Delta H = \text{const}$, $\Delta B/\Delta L$ — переменная величина, которая характеризует отношение геометрических параметров базисной поверхности в границах дна речной долины и по условию соответствует отношению геометрических параметров гидродинамической сетки геофильтрационного потока в долине. Это отношение характеризует градиент ширины дна долины (признак X_1), по виду функции изменения которого выделены семь классов долин (см. таблицу).

Результаты этого простейшего анализа на основе приведенной формулы выделенных морфологических типов долин отражены на рис. 1 условными знаками направленности гидродинамического взаимодействия подземного и поверхностного стоков: стрелка вверх — подземный поток разгружается в русло; стрелка вниз — русловой поток питает подземный; знак равенства — оба потока относительно независимы, автономны.

Морфологические предпосылки для субквальной разгрузки подземного потока в русло имеют следующие речные долины (см. рис. 1): все классы сужающихся долин ($X_{1,5}$; $X_{1,6}$; $X_{1,7}$) с равномерным ($X_{2,2}$) и уменьшающимся ($X_{2,4}$) уклонами, прогрессивно сужающиеся с увеличивающимся уклоном ($X_{1,7} - X_{2,3}$), не изменяющиеся по ширине с уменьшающимся уклоном ($X_{1,1} - X_{2,4}$) и, наконец, регрессивно расширяющиеся с уменьшающимся уклоном ($X_{1,4} - X_{2,4}$). Всего девять типов.

Русловой поток питает подземный при следующих морфологических граничных условиях речных долин: все классы расширяющихся долин ($X_{1,2}$; $X_{1,3}$; $X_{1,4}$) с равномерным ($X_{2,2}$) и увеличивающимся ($X_{2,3}$) уклонами, с увеличивающимся уклоном, но для неизменяющихся по ширине долин ($X_{1,1} - X_{2,3}$), для регрессивно сужающихся долин с увеличивающимся уклоном ($X_{1,6} - X_{2,3}$), для прогрессивно расширяющихся долин с уменьшающимся уклоном ($X_{1,3} - X_{2,4}$). Также всего девять типов.

Подземный и поверхностный потоки относительно независимы всего в трех типах морфологических граничных условий: долины по ширине постоянны с равномерным уклоном ($X_{1,1} - X_{2,2}$), долины равномерно сужающиеся с увеличивающимся уклоном ($X_{1,5} - X_{2,3}$) и долины, противоположные последним по морфологии, — равномерно расширяющиеся с уменьшающимся уклоном ($X_{1,2} - X_{2,4}$).

Особое положение по морфологическим граничным условиям взаимодействия поверхностного и подземного стоков занимают долины всех семи классов, выделяемых по градиенту ширины ($X_{1,1} - X_{1,7}$), но с практически плоской базисной поверхностью (градиенты уклонов приближаются к нулю, класс $X_{2,1}$). Роль этих условий противоположна и зависит от того, какое морфологическое положение занимают эти долины в дренирующих базисных поверхностях, в их общей «волновой» структуре, выделяемой на основе принципа ортогональной волновой модели. Если речные долины (озерные котловины, болотные массивы) подобных морфологических типов находятся в морфоструктурах поднятия (положительных), приближенных к гребневым линиям базисных поверхностей, то будет действовать морфологическая предпосылка питания подземных вод из соответствующих гидродинамических систем (вертикальное площадное перетекание сверху вниз). Если же речные долины (озерные котловины, болотные массивы) располагаются в морфоструктурах опускания (отрицательных), то морфологическая предпосылка (граничное условие) будет определять противоположное направление гидродинамических процессов взаимодействия гидрогеологических и гидрологических систем — вертикальное площадное перетекание подземных вод снизу вверх, их разгрузку в виде субквальных очагов в названные гидрологические

системы. На рис. 1 противоположность гидродинамических процессов взаимодействия поверхностных и подземных вод в рассматриваемых типах морфологических граничных условий обозначена двумя вертикальными стрелками, направленными вниз и вверх.

Выше дан качественный анализ направленности взаимодействия поверхностного и подземного стоков в речных долинах на основе морфологической классификации дна долин, выведенной на уровень расчетных схем как граничных морфологических условий процесса взаимодействия в формуле расхода фильтрационного потока в ленте тока по закону Дарси, и принятых ограничений и допущений. Классификация, таким образом, позволяет ставить прямые морфоструктурно-гидрогеологические задачи пространственного прогноза направленности гидродинамического взаимодействия поверхностных и подземных вод в долинах и решать их не только на качественном уровне, но и на количественном. В количественной постановке задачи прогнозный расчет взаимодействия может основываться на выведенных аналитических зависимостях, описывающих изменение фильтрационных расходов и модулей площадного инфильтрационного питания или вертикального перетекания в лентах тока по типам пространственных волновых структур гидродинамических сеток [Лукин, 1987].

В заключение отметим, что в гидрогеологической литературе роль морфологии долин как граничного условия направленности взаимодействия поверхностного и подземного стоков в систематической форме специально не рассматривается. В публикациях мы нашли лишь отрывочные факты. Так, в монографиях Н. И. Плотникова [1965, с. 159; 1968, с. 211] приводятся рисунки долин в плане, где показаны участки естественной разгрузки подземных вод, приуроченные к сужениям долин, отвечающим морфологическим типам $X_{1,7} - X_{2,2-4}$ по нашей классификации. Но этот факт Н. И. Плотниковым не комментируется. В книге Н. И. Дробнохода, Л. С. Язвина, Б. В. Боровского [1982, с. 53] вскользь отмечается: «Поглощение воды из рек характерно для полупустынь и пустынь, районов распространения карста, на участках расширения горных рек» (выделено нами. — А. Л.). В работе В. М. Шестакова [1979, с. 17] показана блок-схема потока в речной долине горной реки, где отмечены участки, дренирующие и питающие подземные воды, обусловленные изменением ширины и мощности водовмещающих отложений в сечении. При этом увеличение ширины и мощности связано на рисунке с увеличением ширины долины и наоборот, что перекликается с нашими построениями.

ПЛАНОВАЯ МОРФОЛОГИЯ РУСЛА, ПОДОШВЕННЫХ ЛИНИЙ ТЕРРАС И СКЛОНОВ ДОЛИН КАК ГРАНИЧНОЕ УСЛОВИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ОТКРЫТЫХ ОЧАГОВ РАЗГРУЗКИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ВИДЕ ИСТОЧНИКОВ

Изучение морфологии базисной поверхности в пределах дна долин как граничного условия гидродинамического взаимодействия подземного и поверхностного стоков имеет большое значение для прогнозирования и анализа скрытых субкавальных очагов разгрузки и питания подземных вод. Необходимо также специально рассмотреть морфологические граничные условия, определяющие закономерности проявления открытых очагов разгрузки подземных вод в виде источников.

Данные полевых наблюдений, картирования источников подземных вод при гидрогеохимических поисковых съемках, проведенных автором в разнообразных геолого-структурных, морфоструктурно-геоморфологических, ландшафтных и гидрогеологических условиях (Кольвань-Томская складчатая зона, Салаир, Кузнецкий Алатау, Восточные Саяны, Минусинская котловина, Енисейский кряж, Сибирская платформа в районе Норильска), показывают, что закономерности пространственного размещения открытых очагов разгрузки подземных вод, источников различной морфо-

логии и пространственных размеров обусловлены в конечном итоге двумя важнейшими факторами (граничными условиями) — структурно-геологическими (дизъюнктивной тектоникой и литолого-стратиграфическим разрезом отложений, прорезаемых базисами дренирования), морфоструктурно-гидрогеологическими и морфологическими (морфоструктурами дренирующих базисных поверхностей и плановыми «волновыми» формами линий урезов русел рек, подошвенных линий террас и «коренных» склонов речных долин).

Причинная обусловленность проявления источников подземных вод как естественных очагов их разгрузки геолого-структурными условиями общеизвестна. Никто не картирует источники на водоразделах — это также азбучная истина. Но общеизвестное правило, что источники подземных вод находятся в речных долинах, значительно уточняется методикой морфоструктурно-гидрогеологических построений не только в отношении более строгого прогнозирования местоположения в долинах открытых очагов разгрузки подземных вод, но и в отношении того, с какими областями питания могут быть связаны области разгрузки (открытые и закрытые) [Гидрогеология, 1980; Лукин, 1985]. Еще более дифференцировано к пространственному прогнозу открытых очагов разгрузки подземных вод можно подойти на основе морфологического анализа плановых «волновых» форм перечисленных выше линейных элементов речных долин.

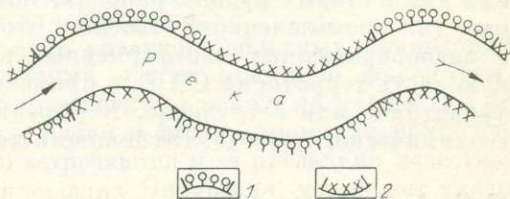
Анализ пространственной связи источников с плановыми «волновыми» формами линейных элементов долин привел к эмпирическому обобщению, основанному на личном многолетнем опыте гидрогеохимического и гидрогеологического картирования. Это обобщение формулируется нами в виде следующей закономерности. Все источники, выходящие на меженном уровне воды в реке и несколько выше, дифференцируются слева и справа от русла в зависимости от его меандрирования. Источники справа от русла всегда находятся в излучинах с левым поворотом, а источники слева от русла — в излучинах с правым поворотом (рис. 2). Закономерность следует из теории высачивания [Шестаков, 1959, 1979] и обусловлена пространственной структурой потока: только сходящиеся потоки в плане и нисходящие в разрезе могут давать выходы подземных вод на урезе воды в реке и выше его. Подобные потоки формируются соответствующей кривизной излучин русла реки, дренирующей водоносный горизонт или водоносную зону оврагами [Лехов, 1985] и пр.

Аналогично на формирование открытых очагов разгрузки подземных вод воздействует и морфология подошвенных линий террас и коренных склонов долины реки. В этом случае очаги нередко хорошо проявляют себя в заболачивании или поверхности террас в основании коренного склона соответствующей кривизны, или поверхности более низкой террасы в основании высокой.

Таким образом, благоприятными для открытой разгрузки подземных вод являются «волновые» дуги с отрицательной кривизной в плановых формах линий урезов русел рек, подошвенных линий террас и коренных склонов речных долин. «Запрещенными» же морфологическими формами указанных линейных элементов долин для проявления источников выступают формы с положительной кривизной в плане.

Закономерность, сформулированная выше, имеет прямое отношение к методике гидрогеологических съемок, определяя планирование и про-

Рис. 2. Схема связи береговых участков реки, благоприятных (1) или «запретных» (2) для проявления открытых очагов разгрузки подземных вод, с волновой морфологией русла в плане.



ведение (ход) маршрутов при картировании источников подземных вод и не отражена в методической литературе по соответствующим съемкам. Кроме того, она важна в методике интерпретации гидрогеохимических аномалий, их оконтуривании и прогнозных предположениях о местоположении источника аномалии, в особенности по результатам опробования только речных вод. Так, аномалии, характеризующиеся убыванием концентрации в направлении течения реки, должны с большей вероятностью отражать поступление дренируемого рекой водного потока рассеяния с того борта долины, который формирует сходящийся поток. Аномалии же, равномерно растянутые или характеризующиеся уменьшением концентрации и вверх, и вниз по течению, в большей мере обусловлены потоком с борта долины, формирующим расходящийся фильтрационный поток.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вевиоровская М. А. К вопросу о дренировании грунтовых вод руслами рек // Сборник статей по вопросам гидрогеологии и инженерной геологии. — М.: Изд-во МГУ, 1962. — С. 344—348.
- Гидрогеохимия/Удодов П. А., Копылова Ю. Г., Лукин А. А. и др. — Томск: Изд-во ТПИ, 1980. — 94 с.
- Дробноход Н. И., Язвин Л. С., Боревский Б. В. Оценка запасов подземных вод. — Киев: Вища шк., 1982. — 301 с.
- Зекнер И. С. Естественные ресурсы пресных подземных вод Прибалтики. — М.: Недра, 1968. — 105 с.
- Лехов М. В. Экспериментальная модель родниковой разгрузки на склоне // Водные ресурсы. — 1985. — № 6. — С. 9—18.
- Лукин А. А. Опыт разработки методики морфоструктурно-гидрогеологического анализа условий формирования подземных вод. — Томск, 1985. — 181 с. — Деп. в ВИЭМС 29.01.85, № 176МГ—85.
- Лукин А. А. Опыт разработки методики морфоструктурно-гидрогеологического апализа. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. — 112 с.
- Плотников Н. И. Поиски и разведка пресных подземных вод для целей крупного водоснабжения. Гидрогеологические основы. — М.: Изд-во МГУ, 1965. — Ч. 1. — 243 с.
- Плотников Н. И. Поиски и разведка пресных подземных вод для целей крупного водоснабжения. Методика поисков, разведки и оценки эксплуатационных запасов подземных вод. — М.: Изд-во МГУ, 1968. — Ч. 2. — 470 с.
- Тимофеев Д. А. Терминология флювиальной геоморфологии/Матер. по геоморфологической терминологии. — М.: Наука, 1981. — 268 с.
- Философов В. П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. — Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1960. — 95 с.
- Шестаков В. М. Определение выходных градиентов фильтрационного потока вблизи откоса // Вопросы фильтрационных расчетов гидротехнических сооружений. — М.: Госстройиздат, 1959. — Т. 3. — С. 185—216.
- Шестаков В. М. Динамика подземных вод. — М.: Изд-во МГУ, 1979. — 368 с.

Е. А. ПОНОМАРЕВ

МЕТОДЫ ОЦЕНКИ ПЕРСПЕКТИВ РУДОНОСНОСТИ ПЛАТФОРМЕННЫХ ТЕРРИТОРИЙ

ПРИ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Проведение поисков слепых, перекрытых и погребенных месторождений как в старых рудных районах, так и в районах, экономически выгодных для промышленного освоения, что особенно актуально для закрытых и слабообнаженных платформенных районов, составляющих существенную часть территории СССР, с применением традиционных методов малоэффективно или затруднено. В решении этой задачи велика роль гидрогеохимического метода, глубинность которого, в общих чертах, определя-

ется размерами зоны свободного водообмена, постоянным взаимодействием несвязанных вод с поровыми растворами, а разрушающая способность — возможностью по малому числу проб, вследствие относительно больших размеров гидрогеохимических аномалий, выделять участки и районы для целенаправленных поисковых работ с применением технических средств оценки аномалий.

Опыт региональных гидрогеохимических исследований в различных ландшафтных зонах юго-западной части Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления (юго-западные окраины Украинского щита, Среднее Приднепровье, Приазовье и зона его сочленения с Донбассом, Восточный Донбасс, Горный Крым и Керченский полуостров) в разнообразных геолого-гидрогеологических условиях позволяет сделать ряд методических выводов, которые можно распространить на другие регионы. Сюда относятся платформенные области с наличием рыхлых и слабоцементированных горизонтально или полого лежащих отложений различного литологического состава мощностью от первых до сотен метров при наличии кор выветривания в породах фундамента, а также слабообнаженные и низкогорные складчатые регионы.

Наиболее результативные и однозначные материалы при региональных исследованиях получаются при использовании гидрогеохимического метода в площадном варианте, т. е. при опробовании источников по бортам рек и балок, колодцев и скважин. Менее отчетливые и трудноинтерпретируемые материалы (из-за техногенного загрязнения и испарительной концентрации в аридных и полуаридных районах) получаются при гидрогеохимическом опробовании по потокам рассеяния, т. е. по открытой гидрографической сети.

Следует всегда учитывать, что гидрогеохимические аномалии отражают не только рудные участки, но и поля рассеянной рудной минерализации, тектонические зоны глубокого заложения, «породные аномалии» и характеризуют не отдельные рудные тела, а рудные зоны и рудные поля. Кроме того, в зависимости от местных гидрогеологических условий и степени расчлененности рельефа гидрогеохимические аномалии могут быть существенно (от сотен метров до первых километров) смещены в сторону от рудного объекта по направлению движения подземного стока, т. е. согласно падению гидроизогипс, поэтому их интерпретация предполагает комплексный геолого-гидрогеологический подход. В пределах Приазовского выступа Украинского щита и зоны его сочленения с Донбассом гидрогеохимические исследования позволили конкретизировать отдельные районы и участки для дальнейших поисковых работ на редкометалльное, ртутное, полиметаллическое и флюоритовое оруденения и выделить ряд перспективных гидрогеохимических аномалий для дальнейшей их оценки поисковыми и буровыми работами.

В пределах Восточного Приазовья гидрогеохимические аномалии в бассейне р. Камышеваха и в правобережье р. Кальмиус на площади распространения Антон-Тарамской толщи, долгинской и раздольненской свит и сложного комплекса интрузивных пород от кислого до основного состава отнесены нами к разряду перспективных на выявление редкометалльного оруденения и предположительно связываются с нескрытыми ультраосновными и основными интрузиями щелочного ряда под покровом андезитов девонского возраста. Три аномалии возможно представляют интерес для вскрытия предполагаемых тел пикритов и иных кимберлитоподобных пород. Кроме того, выявлен ряд гидрогеохимических аномалий ртути, фтора и стронция, рекомендуемых для проверки.

В Восточном Приазовье в районе развития щелочных гранитоидов выявлено, что Октябрьский рудоносный массив отчетливо фиксируется гидрогеохимической аномалией по молибдену, а также по наличию в водах циркония, церия, реже ниобия, лития и фтора. Аномалии молибдена и других элементов довольно часто встречаются и за пределами известных щелочных массивов на закрытых площадях Приазовья, что может указы-

вать на наличие нескрытых массивов щелочных рудоносных гранитоидов. При сравнении микрокомпонентных характеристик сухих остатков водных концентратов по Западному и Восточному Приазовью отчетливо видны особенности металлогении этих районов, что указывает как на различия в геологическом строении, так и на разную величину эрозионного среза отдельных блоков и неодинаковую потенциальную возможность открытия соответствующего типа оруденения.

В Среднем Приднепровье на северном продолжении Криворожско-Кременчугской зоны в западном крыле Пятихатского вала на Комендантовско-Карповском участке можно (по наличию в водах скандия, лантана, ниобия, иттрия, церия, иттербия, циркония, бериллия, стронция и олова) выделить зоны редкометалльной минерализации, перекрытые чехлом рыхлых отложений до 80—100 м. Это указывает на существование гидравлической связи между трещинными и трещинно-пластовыми водами кристаллических пород щита и вышележащими водоносными горизонтами, на наличие «сквозных» гидрогеохимических аномалий, которые свидетельствуют о возможности «трассирования» зон с эндогенной (в том числе и редкометалльной) минерализацией в условиях закрытых частей щита.

В пределах Северного Криворожья установлено, что современный эрозионный срез, тектоническая и гидрогеологическая обстановка способствуют интенсивному разрушению и окислению месторождений в зоне влияния инфильтрационных кислородных вод, которые обеспечивают развитие широких ореолов рассеяния месторождений, в том числе возникновение «сквозных» гидрогеохимических аномалий в условиях значительной мощности перекрывающих фундамент рыхлых и слабосцементированных отложений.

Весьма мозаичная картина распределения широкого комплекса цветных и редких металлов, а также ртути в природных водах получена при гидрогеохимическом изучении юго-западных окраин Украинского щита. Здесь помимо многочисленных аномалий, в той или иной степени отражающих рудные зоны, выявлены весьма контрастные аномалии по ртути и широкому комплексу редких элементов, указывающих на наличие эндогенного оруденения преимущественно редкометалльного типа (например, по балке Соленой в правобережье р. Мертвовод на восточном тектонически активизированном контакте Трикратского гранитоидного массива, в правобережье р. Правый Тилигул, а также в ряде других мест) и на проявления тектонической активизации юго-западных окраин Украинского щита.

В районе верхнего междуречья рек Чичикля и Тилигул по гидрогеохимическим параметрам нами выделяется предположительно импактная структура, характеризующаяся кольцевым расположением аномалий халькофильного и редкометалльного комплексов элементов по периметру обширной ртутной аномалии.

Региональными гидрогеохимическими исследованиями в пределах юга Украины установлено, что зоны глубинных разломов, перекрытые рыхлыми и слабосцементированными отложениями значительной мощности (до 100 м и более), отчетливо картируются цепочечными гидрогеохимическими аномалиями невысокой контрастности. Зоны новейшей тектонической активизации четко выделяются линейными гидрогеохимическими аномалиями с относительно высоким (превышающим «фон» в 3—5 раз) содержанием ртути в водах, отрицательными по сравнению с фоновыми содержаниями сульфат-иона в грунтовых водах и в большинстве случаев более низкой минерализацией вод при весьма переменном катионном и анионном составе и, наконец, цепочечным расположением аномалий редкометалльной и халькофильной групп элементов при их невысокой контрастности. При сопоставлении сетки выделенных зон новейшей тектонической активизации по юго-западным окраинам Украинского щита и зоне сочленения Донбасса с Приазовьем с материалами дешифрирования космических снимков отчетливо видно, что в большинстве случаев они под-

тверждаются сериями сближенных линеаментов северо-западных и северо-восточных направлений, образующих ортогональную сетку.

Проведенные региональные гидрогеохимические исследования в пределах платформенных и субплатформенных районов юга Украины показали возможность использования метода при всех видах геологических работ среднего и крупного масштаба и для решения многих других задач непоискового аспекта. В частности, доказана большая роль гидрогеохимических исследований при контроле за загрязнением окружающей среды вблизи действующих промышленных предприятий, ибо ничто так чутко не реагирует на загрязнение окружающей среды, как поверхностные и грунтовые воды. Техногенные гидрогеохимические аномалии в грунтовых водах вокруг городов с развитой тяжелой и химической промышленностью прослеживаются на 4—6 км от городской черты и уверенно картируются при гидрогеохимическом опробовании колодцев по окраинным частям городов и в пригородных поселках. В целом необходимо отметить, что методы гидрогеохимии обладают достаточной разрешающей способностью, надежными методиками полевых определений и хорошим аналитическим обеспечением.

**Ю. Г. КОПЫЛОВА, Э. И. БОЛЬШАКОВ, А. И. НЕВОЛЬКО,
В. Я. БЫЧКОВ, Е. М. ДУТОВА, Л. М. ПОЛТАНОВА,
М. З. ПОТЫЛИЦЫНА**

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОГО МЕТОДА ПРИ ПОИСКАХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ САЛАИРА

Геохимические исследования на Салаире проводятся с начала 40-х годов, когда широкое применение получили здесь шпиховые методы при поисках различных полезных ископаемых. Затем в конце 40-х и начале 50-х годов проводилось металлометрическое опробование палеозойских пород с определением рудогенных элементов спектральным методом. В конце 50-х годов отмечается резкое увеличение объемов геохимического опробования различных объектов; проводятся металлометрическая съемка различного масштаба по первичным и вторичным ореолам, гидрогеохимические поиски, опробование донных осадков, опытные биогеохимические съемки. В этот период выявлено большое количество (тысячи) геохимических аномалий. При проверке лишь некоторых из них были обнаружены новые участки сульфидной минерализации, открыты тела медно-колчеданных и полиметаллических руд [Пономарев, 1957]. Вместе с тем составленные в этот период карты являлись в большинстве своем регистрационными и не давали ответа на многие практические вопросы, что неизбежно в 60-х годах привело к спаду применения геохимических методов в производственном масштабе.

Анализ основных причин недостаточного качества и эффективности геохимических работ, проведенный Центральной геохимической партией (ЦГХП) при обобщении опыта геохимических исследований в системе ПГО «Новосибирскгеология», вскрыл ряд упущений методического характера: отсутствие карт районирования по условиям ведения поисков, недооценка литохимических поисков по потокам рассеяния и необходимости комплексирования их с гидрогеохимическими поисками, недоучет глубинного варианта литохимических поисков по вторичным ореолам рассеяния на стадии детальных работ и др. Не способствовало достижению благоприятного результата геохимических поисков и низкое качество аналитических работ.

После создания (1968 г.) в системе объединения «Новосибирскгеология» геохимической службы геохимические методы стали применяться более планомерно, постоянно улучшалось их методическое обеспечение. При производстве геолого-съемочных работ геохимические методы использовались повсеместно. При этом объем только литохимического опробования составлял до 5 тыс. проб на трапецию масштаба 1 : 50 000. Наряду с литохимическим опробованием палеозойских пород (в естественных обнажениях, по горным выработкам и скважинам колонкового бурения) широко применялся гидрогеохимический метод.

Взросшая информативность гидрогеохимического метода за счет разработки и совершенствования методики проведения полевых наблюдений и аналитических исследований, камеральной обработки и интерпретации результатов, применения методов математической статистики и ЭВМ, высокочувствительных и экспрессных методов анализа в первую очередь для определения содержания ртути в концентратах водных проб способствовала (совместно с литохимическими методами) выделению в пределах Мавринско-Матвеевской ртутно-рудной зоны Салаира площадей и участков, перспективных на выявление эндогенного оруденения [Удодов и др., 1978]. Опытными методическими исследованиями ЦГХП были установлены и изучены аномальные геохимические поля, сопровождающие ртутные рудопроявления на северо-западе Салаира. На их основе применительно к конкретным условиям была разработана рациональная методика геохимического прогнозирования и поисков эндогенного оруденения, позволившая обосновать и выделить Верхне-Иковский рудный узел, наметить в его пределах участки для первоочередных детальных работ и предположить наличие скрытого ртутного оруденения на одном из них [Большаков, 1978; Большаков и др., 1980]. При проверке прогноз подтвердился: буровые скважины в интервале 120—300 м вскрыли слепые рудные тела с промышленным содержанием металла. В целом же проверка и оценка геохимических аномалий, как правило, не проводились, что предопределило недостаточную эффективность геохимических работ в этот период.

80-е годы характеризуются широким размахом опытно-методических геохимических работ на большой территории (сотни и тысячи квадратных километров), повсеместным проведением комплексных (гидро- и литохимических) съемок по потокам рассеяния на площадях, охваченных крупномасштабными геологическими съемками. Примером таких комплексных исследований является проведение гидрогеохимических и литохимических поисков по потокам рассеяния проблемной гидрогеохимической лабораторией ТПИ, Центральной геохимической партией Комплексной тематической экспедиции и Новосибирской геолого-поисковой экспедицией ПГО «Новосибирскгеология» на северо-западе Салаира.

ОЦЕНКА УСЛОВИЙ ВЕДЕНИЯ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКОВ

Эффективность применения гидрогеохимического метода в закрытых и полузакрытых геологических структурах связана с тремя его достоинствами: «всюдностью» воды; ее универсальной растворяющей способностью и глубиной проникновения. Последнее особенно важно в связи с тем, что эрозийная базисная сеть дренирует разрез горных пород на значительную глубину, по зонам разломов наблюдается разгрузка подземных вод глубокой циркуляции и даже в артезианских бассейнах отмечают значительные восходящие перетоки. Однако в существующей в настоящее время практике ведения работ не учитываются реальные масштабы этих явлений. Возможности применения гидрогеохимической съемки по поверхностным водотокам определяются общей увлажненностью (водностью) и расчлененностью территорий (густотой речной сети), а гидрогеохимическое опробование глубоких водоносных горизонтов — целиком техниче-

скими и экономическими условиями. При этом ландшафтное районирование с последующей интерпретацией выделенных таксономов служит достаточно надежным региональным критерием изменчивости гидрогеохимических условий. Так, карта ландшафтного районирования Алтае-Саянской складчатой области (1 : 1 000 000), составленная в ПГО «Запсибгеология» Я. М. Грицюком (см. статью в настоящем сборнике), является весьма удачным примером такого подхода. Здесь классификация ландшафтов в виде матрицы по двум признакам — климатическому (увлажненность) и геоморфогенетическому (морфогенетические типы рельефа) — обеспечивает выделение большого разнообразия ландшафтов, в условиях которых особенности геохимических поисков месторождений полезных ископаемых различны. По этой карте район северо-западной части Салаира включает всего два типа ландшафта. Вся центральная часть Салаира относится к переувлажненному эрозионному низкогорью. Здесь гидрогеохимический метод рекомендуется использовать в качестве метода площадных поисков в комплексе с литохимическими поисками по потокам рассеяния. Область опущенного Егорьевского блока, ограниченного надвигами вдоль региональных разломов в южной части района, относится к денудационной равнине с нормальной увлажненностью поверхности. Широкое распространение покровных отложений, в том числе кор выветривания, выдвигает гидрогеохимический метод в качестве ведущего способа поисков глубокозалегающих руд.

Такая общая оценка условий применения гидрогеохимического метода, хотя и имеет информационную направленность, но не обеспечивает прогноза результатов гидрогеохимических поисков. Разрабатываемая в ТПИ методика детальной оценки условий ведения гидрогеохимических поисков также включает ландшафтное (региональное) районирование. Детальная же оценка базируется на результатах морфоструктурно-гидрогеологического анализа поля геофильтрации [Лукин, 1987] и гидрогеологического районирования по условиям водообмена на этой основе [Бычков, Лукин, 1986]. Итогом является карта районирования, на которой выделяются: зоны — соответствуют ландшафтным зонам (по Грицюку); подзоны — соответствуют полям распространения различных по составу типов горных пород (нами учитывалось соотношение в разрезе алюмосиликатов и карбонатов); две области — соответствуют областям питания и разгрузки подземных вод; районы — соответствуют четырем основным выделенным типам геофильтрации (водообмена); подрайоны — соответствуют участкам с одним типом вертикальной гидродинамической зональности (по положению базисов питания и дренирования в разрезе зоны активного водообмена).

Районы с нисходящим типом геофильтрации занимают центральные части широких водоразделов, широкие междуречные пространства при выраженном рельефе и малых уклонах гидробазисной поверхности. Морфологически приурочены к структурам поднятий (+) [Лукин, 1987]. Как правило, здесь отсутствует поверхностный сток (водотоки) и эти районы являются закрытыми для гидрогеохимического опробования по поверхностным водотокам. Обнаружение «слепых» гидрогеохимических аномалий возможно при использовании бурения.

Районы с нисходящим транзитным типом питания и перетоков снизу вверх занимают периферийные части региональных водоразделов, мелкие возвышенности и водоразделы мелких порядков. Водные потоки рассеяния обнаруживаются за пределами районов (у оснований склонов, бортов долин), являются смещенными и могут быть смешанными: связаны с транзитом из областей питания, с перетоками снизу вверх или находятся непосредственно в переходных (— +) структурах. В целом условия для постановки гидрогеохимических поисков благоприятны.

Районы с восходящим транзитным типом разгрузки и перетоков сверху вниз занимают верхние части речных долин, мелкие пониженные эрозионные формы рельефа. Водные потоки рассеяния связаны с вышележа-

щими уровнями стока или находятся в пределах переходных (+ —) структур. Источник аномалий неглубокого залегания расположен выше базиса дренирования. Эти районы являются наиболее благоприятными для постановки гидрогеохимических поисков с точки зрения возможности опробования по водотокам и источникам и количественных оценок гидрогеохимических процессов.

Районы с восходящим типом геофильтрации включают нижние части наиболее древних и хорошо разработанных речных долин, резко опущенные блоки. Водные потоки рассеяния элементов выходят на поверхность, имеют вид вертикальных зон, куполов, как правило, пространственно не смещены. Гидрогеохимические аномалии проявляются в руслах рек и в виде источников, разубоживаются поверхностными водами и ввиду больших расходов рек слабоконтрастные (особенно если идет разгрузка глубоких вод), обычно непротяженные (несколько точек). Районы доступны для региональных мелкомасштабных поисков по редкой сети.

Отдельно выделяются обводненные зоны разломов. С крупными региональными разломами связаны обычно ослабленные зоны и наиболее обводненные участки речных долин. Морфологически водопроявления относятся к тем же четырем типам водообмена. Формирование водного потока рассеяния в этих зонах зависит от их экспозиции относительно регионального направления стока или, проще говоря, простираения разлома относительно возорзделов и долин рек. Если зона разлома расположена поперек фильтрационного потока, формируется фронтальный водный поток рассеяния. При пересечении его рекой возникает гидрогеохимическая аномалия, протяженность и контрастность которой определяются соотношением величин концентрации элементов и расходов водотока и зоны разлома. Чем больше их разница, тем протяженнее и контрастнее аномалия, хотя и наблюдается уменьшение содержания элементов за счет разбавления. При простираении зоны разлома вдоль русла реки водный поток рассеяния линейно вытянут по всему водотоку. В этом случае трудно разделить потоки зоны разлома и собственно сток данного уровня, учитывать вариации расходов и концентраций по водотоку.

В обоих случаях глубинность гидрогеохимической аномалии не определена и ориентировочно устанавливается по ассоциации элементов в водах, формам их миграции, характеру геохимической среды. Этот тип районов наиболее интересен для поисков глубокозалегающих месторождений.

Анализ условий проведения гидрогеохимических поисков на различных участках территории показывает, что около 85 % всей площади являются благоприятными для постановки гидрогеохимического метода поисков с различными возможностями изучения грунтовых трещинных вод по поверхностным водотокам.

При этом прогнозная оценка глубинности поисков зависит от превышения истока рек над устьем и с увеличением порядка бассейна рек она увеличивается. Как показали расчеты, для рек второго-пятого порядков глубинность изучения составляют 33, 67, 105, 135 м соответственно. С увеличением порядка рек растет общая глубина циркуляции вод и вместе с тем увеличивается площадь, описываемая одной точкой опробования, что определяет возможность использования бассейнов рек высоких порядков при мелкомасштабном металлогеническом прогнозировании. Строгое обоснование глубины опробования территории и разреза, как и выяснение гидрогеологических условий формирования и проявления водных потоков рассеяния, позволяет избавиться от многих ошибок при интерпретации данных и заблуждений относительно возможностей гидрогеохимического метода.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОГО ФОНА РАЙОНА

На рассматриваемой территории гидрогеохимическое опробование выполнено по водотокам речных долин первого — пятого порядков в среднем через 500 м. Плотность опробования 2—3 точки на 1 км² [Методическое руководство..., 1973]. Затраты (по нормам Мингео СССР с учетом научно-исследовательского характера работ) составляют около 200 тыс. руб. на площади 750 км². При этом в комплексе исследований вошли: 1) проведение морфоструктурно-гидрогеологического анализа поля геофильтрации [Лукин, 1987; Удодов и др., 1980]; 2) гидрогеологическое районирование территории по условиям водообмена на основе морфоструктурно-гидрогеологического анализа [Бычков, Лукин, 1986]; 3) гидрогеохимические поиски в масштабе 1 : 50 000 [Справочник..., 1985] с применением гидрометрических наблюдений в каждой точке опробования; 4) лабораторные работы по изучению состава подземных вод.

Лабораторные работы включали в себя изучение в каждой точке опробования общего химического состава вод, комплекса микрокомпонентов химико-спектральным анализом, определение золота нейтронно-активационным и ртути атомно-абсорбционным методом. Для определения генетических особенностей вод в объеме около 10 % проб применялись также газовый, микробиологический, изотопный анализы вод.

При обработке фактического материала, основываясь на изложенных ранее принципах интерпретации данных [Шварцев и др., 1986], широко применялись методы математической статистики с применением ЕС-ЭВМ. При этом для удобства пользования и хранения информации составлена библиотека данных на базе ВЦ ТПИ, где содержится информация по каждой точке наблюдения (до 50 компонентов).

Горно-таежный ландшафт оказывает определенное воздействие на формирование гидрогеохимического фона района — повышенная увлажненность, присутствие водорастворенного органического вещества, наличие хорошо развитой гидросети. Закономерности гидродинамического режима могут быть прослежены по порядкам речных долин и благодаря этому поддаются учету через длительность взаимодействия вод с вмещающими отложениями [Шварцев и др., 1983].

При разделении данных на однородные гидрогеохимические совокупности (разновидности вод) учитывается однородность гидродинамического режима — приводораздельный, склоновый, придолинный — что находит свое отражение на карте условий ведения гидрогеохимических поисков (рис. 1); однородность состава вмещающих отложений (по составу и возрастным особенностям) — существенно карбонатные отложения кинтерепской свиты (C_1kt), метаморфические печеркинской свиты (C_1pc), карбонатно-терригенные суенгинской свиты (C_1sn) и среднего кембрия (C_2); однородность по времени и соответственно стадиям взаимодействия вод (по порядкам речных долин).

Последовательность операций обработки гидрогеохимической информации, применяемой нами при картировании аномалий и их оценке представлены на схеме (рис. 2).

Определение параметров распределения элементов в однородных совокупностях вод по составу отложений показало, что трещинные грунтовые и трещинные подземные воды в ландшафтно-геохимических условиях северо-западной части Салаира являются пресными с общей минерализацией 300—600 мг/л преимущественно кальциевого состава (см. таблицу). Комплекс микроэлементов в водах обширен, их содержания близки или несколько выше средних значений (в силу имеющихся многочисленных мелких рудопоявлений), приводимых для таковых ландшафтов С. Л. Шварцевым [1978]. Характер распределения элементов (средние содержания и стандартные отклонения) в водах разных отложений может

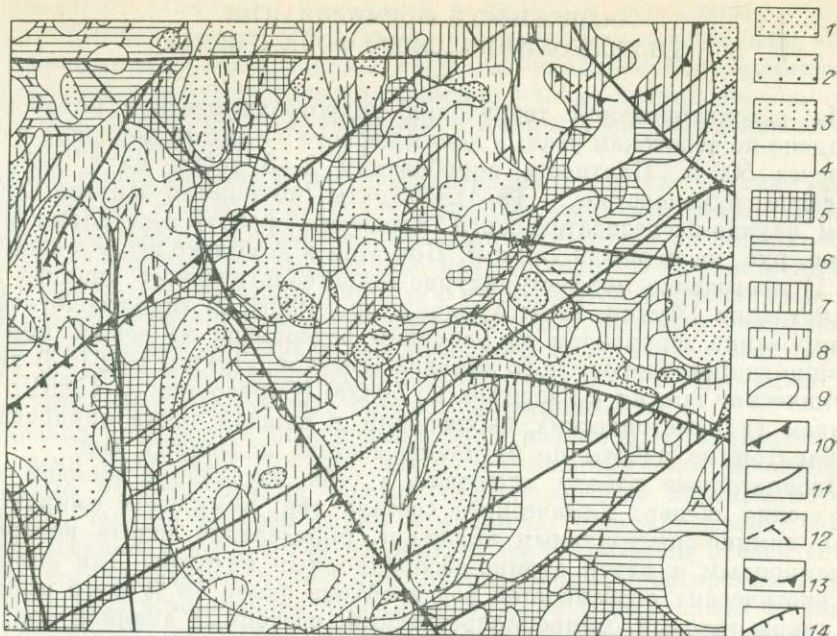


Рис. 1. Карта районирования территории по условиям ведения гидрогеохимических поисков.

Область питания подземных вод (водораздельные пространства): 1 — закрытый район с нисходящим типом геофильтрационных потоков; 2—4 — закрытый район с нисходящим типом геофильтрационных потоков и перетоками снизу вверх: 2 — подрайон с питанием на 2—4 и разгрузкой вод на 5 уровнях стока, 3 — подрайон с питанием на 2—3 и разгрузкой вод на 4—5 уровнях стока; 4 — подрайон с питанием на 2 и разгрузкой вод на 3—5 уровнях стока. Область разгрузки подземных вод (участки речных долин): 5 — открытый район с восходящим типом геофильтрационных потоков; 6—8 — открытый район с восходящим транзитным типом геофильтрационных потоков и перетоками сверху вниз: 6 — подрайон с разгрузкой на 2—4 и питанием вод на 5 уровнях стока, 7 — подрайон с разгрузкой вод на 2—3 и питанием вод на 4—5 уровнях стока, 8 — подрайон с разгрузкой вод на 2 и питанием на 3—5 уровнях стока; 9 — границы областей, районов и подрайонов. Азональные структуры (обводненные зоны разрывных нарушений): 10 — Егорьевский надрыв; 11 — зоны разломов, установленные по геологическим данным и предполагаемые по данным дешифрирования аэро- и космоснимков и анализу вершинного гипсометрического поля, гидрогеохимическим данным и другим признакам; 12—14 — зоны разломов, предполагаемые по гидрогеохимическим и морфоструктурно-гидрогеологическим признакам: 12 — линейные, связанные с речными долинами, 13 — радиального типа, связанные с локальными поднятиями, 14 — ступени, связанные с активным эрозионным развитием водосборов рек.

служить косвенным показателем перспективности обнаружения в пределах этих отложений оруденения.

Изучение взаимосвязи элементов в трещинных грунтовых и трещинных водах по материалам корреляционного и факторного анализов [Афифи, Эйзен, 1982] позволило проследить генетическую взаимосвязь элементов по следующим ассоциациям:

1. Ассоциация петрогенных элементов (общая минерализация вод — гидрокарбонат-ион — кальций — свободная углекислота — магний), отражающая условия взаимодействия вод и вмещающих отложений.

2. Ассоциация литофильных и сидерофильных элементов (титан — бериллий — хром — цирконий — марганец — олово — ванадий), отражающая гидротермально-метасоматические изменения горных пород.

3. Ассоциация халькофильных элементов (свинец — медь — цинк), отражающая широкое распространение в районе зон сульфидизации.

4. Ассоциация (ртуть — свободная углекислота — хлор, в различных сочетаниях этих элементов), отражающая проявление вод зон разрывных нарушений разной глубины заложения.

Пространственно водоупункты с повышенными значениями первых двух ассоциаций группируются в пределах определенных участков, при этом площадь распространения первой ассоциации обычно включает в себя водоупункты с повышенными значениями второй и третьей ассоциаций.

Параметры распределения химических элементов в грунтовых трещинных и трещинных водах отложений кинтерепской, печеркинской и суенгинской свит и среднего кембрия в Егорьевском районе Салаира

Химический элемент	Параметры распределения	Кинтерепская свита	Печеркинская свита	Суенгинская свита	Средний кембрий
pH	\bar{x}	7,69	7,5	7,7	7,89
	S	1,06	0,45	0,35	0,28
CO ₂	\bar{x}	15,37	10,4	10,3	7,89
	S	1,93	1,67	2,57	1,71
HCO ₃ ⁻	\bar{x}	380,3	352,5	344,3	34,79
	S	55,8	111,1	90,3	63,6
Ca ²⁺	\bar{x}	103,5	91,6	92,6	89,08
	S	11,5	28,8	21,7	
Mg ²⁺	\bar{x}	9,66	12,46	11,86	13,5
	S	2,2	6,54	6,95	24,14
Общая минерализация	\bar{x}	520,0	474,3	462,1	474,7
	S	67,37	143,5	110,9	88,65
Au	\bar{x}		0,002		0,002
	ϵ		2,09		4,26
Hg	\bar{x}	1,7	1,5	1,5	0,61
	ϵ	0,21	1,91	1,91	1,58
Pb	\bar{x}	1,17	1,18	1,14	0,36
	ϵ	2,77	2,35	2,26	2,08
Cu	\bar{x}	1,27	1,95	1,99	3,37
	ϵ	2,3	2,03	2,49	2,27
Zn	\bar{x}	21,08	22,42	24,84	14,73
	ϵ	1,99	1,93	2,08	2,58
Ag	\bar{x}	0,95	0,84	0,76	0,34
	ϵ	2,45	1,64	1,68	2,1
Ni	\bar{x}	0,94	1,01	2,89	4,13
	ϵ	10,63	1,01	3,08	2,82
Ba	\bar{x}	0,6	1,26	0,6	0,6
	ϵ	3,62	7,09	5,67	4,45
Sn	\bar{x}	0,01	0,09	0,1	0,01
	ϵ	3,61	5,38	4,58	6,39
Be	\bar{x}	0,24	0,26	0,21	0,13
	ϵ	2,35	3,18	3,53	6,3
Ti	\bar{x}	3,86	5,74	4,62	3,21
	ϵ	3,64	2,58	2,71	3,4
Zr	\bar{x}	2,75	3,86	2,77	2,03
	ϵ	1,87	2,28	2,7	4,15
Cr	\bar{x}	0,58	6,91	5,32	1,55
	ϵ	7,45	5,56	5,19	10,36
V	\bar{x}	0,3	1,3	0,99	0,63
	ϵ	14,95	12,2	15,5	3,31
Mn	\bar{x}	4,87	21,6	11,5	10,0
	ϵ	4,91	5,8	3,43	2,51
Ca	\bar{x}	0,81	0,37	0,38	0,1
	ϵ	5,51	2,96	2,92	2,02
Y	\bar{x}	0,05	0,05	0,05	0,05
	ϵ	3,69	3,77	3,56	2,97
Число точек		105—107	103—114	170—176	174—176

Примечание. \bar{x} — среднее содержание, S — среднее квадратическое отклонение содержаний, ϵ — стандартный множитель. Значения CO₂, HCO₃⁻, Ca²⁺, Mg²⁺ и общей минерализации вод приведены в мг/л; Hg — в 10⁻⁴ % к сухому остатку концентрата; остальные элементы — в мкг/л.

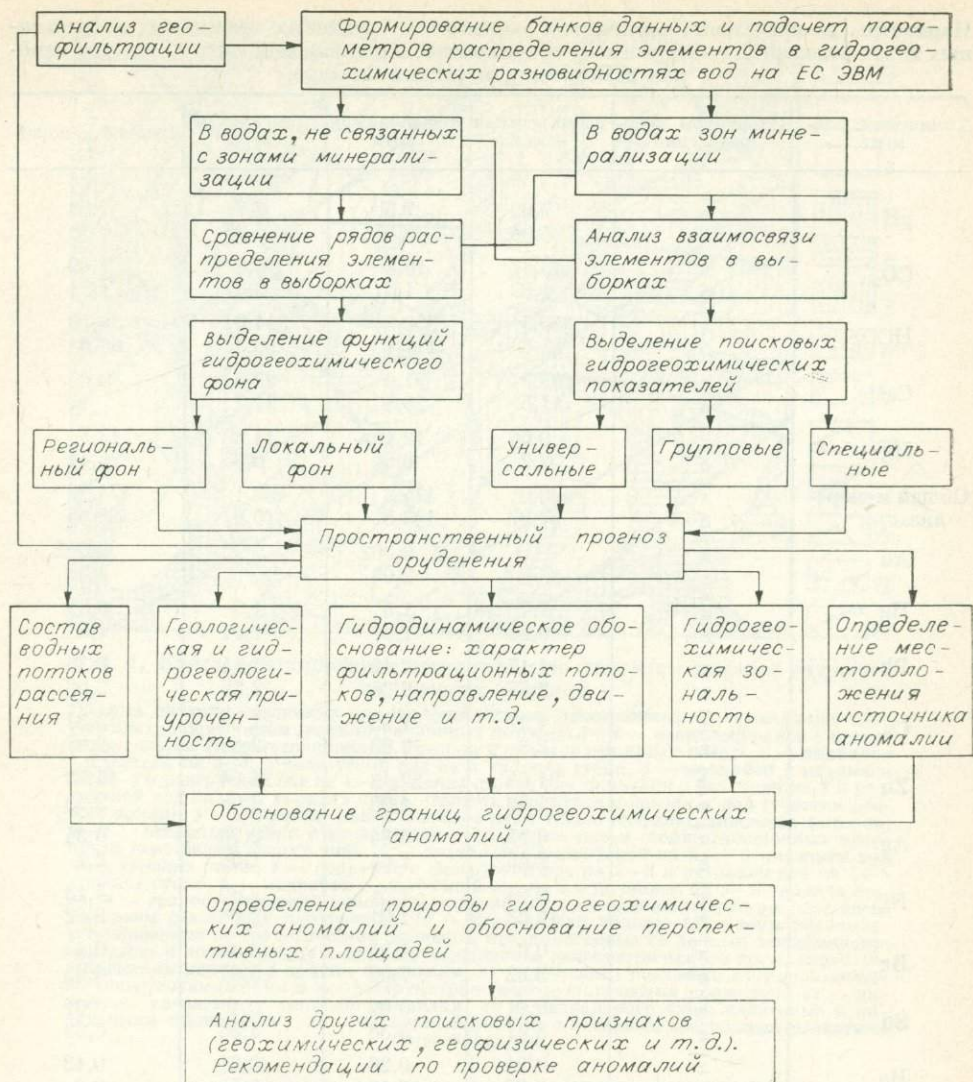


Рис. 2. Последовательность операций обработки данных при оценке перспективности территории на полезные ископаемые по гидрогеохимическим данным.

Водоупункты с повышенными значениями ассоциации элементов, отражающих проявление обводненных зон разрывных нарушений, обычно группируются в виде цепочечных аномалий вдоль разгрузки вод зон разрывных нарушений. Принимая во внимание важную роль зон разрывных нарушений при поисках глубокозалегающих зон минерализации, целесообразно отдельно рассмотреть принципы и результаты прослеживания зон разрывных нарушений по данным гидрогеохимических исследований и морфоструктурно-гидрогеологического анализа в этом районе.

Выявление, прослеживание и картирование зон разрывных нарушений

Применяемый нами термин «воды зон разрывных нарушений» предложен П. А. Удодовым и В. М. Матусевичем [Гидрогеохимические поиски..., 1965]. Ими же впервые обоснованы главные принципы выделения этих вод: характер поведения речных долин, наличие источников подземных вод с постоянным режимом температуры, водообильности и химиче-

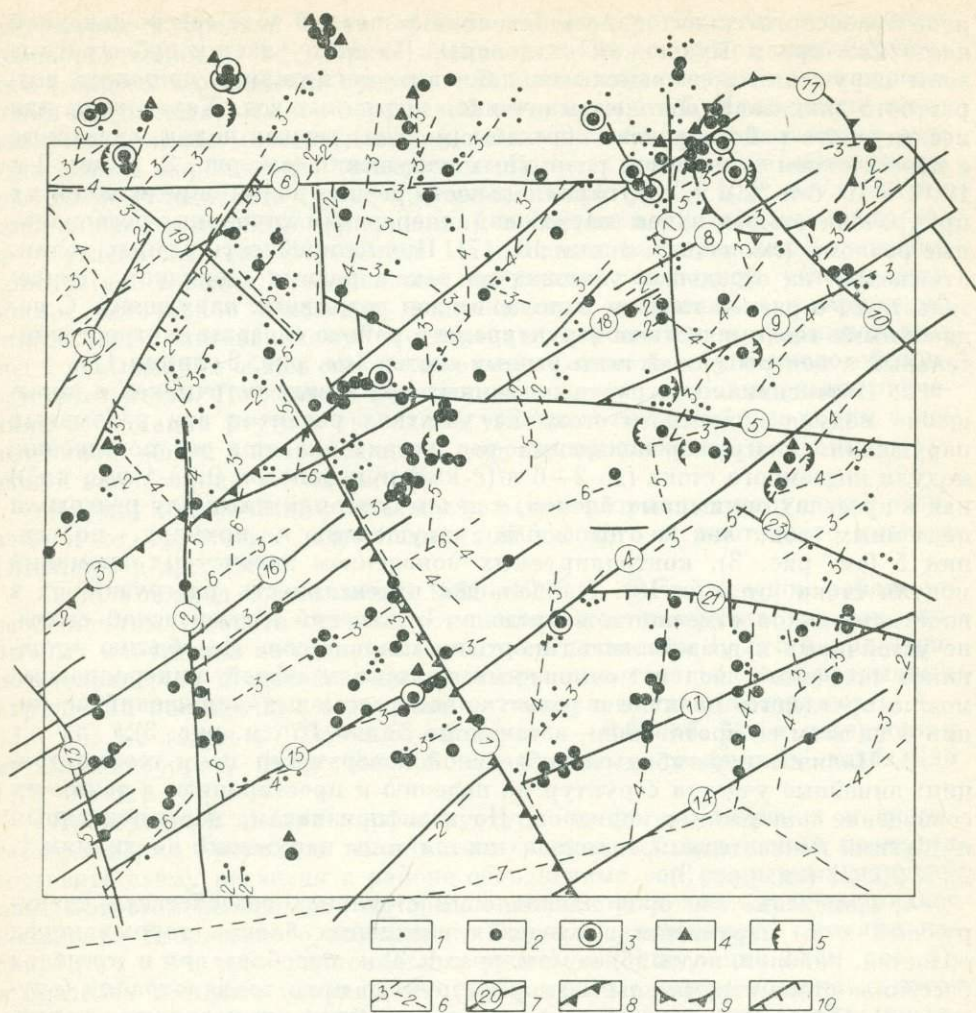


Рис. 3. Схема распространения признаков обводненных зон разрывных нарушений. 1 — повышенное содержание ртути в водотоках; 2 — разгрузка подземных вод в виде источников (родников); 3 — повышенное содержание ртути в источниках; 4 — повышенное содержание в воде гелия; 5 — отложения из вод карбонатов; 6 — прямолинейные участки речных долин (цифра указывает порядок долин); 7 — зоны разломов, установленные по геологическим данным и предполагаемые по дешифрированию аэро- и космоснимков и анализу вершинного гипсометрического поля, по гидрогеохимическим и другим признакам; 8 — Егорьевский надвиг; 9, 10 — резкие перегибы гидробазисной поверхности радиального типа с характерным рисунком речной сети, связанные с локальным поднятием (9) или активным эрозионным развитием водосборов (10).

ского состава, образование карбонатных травертинов, сложный состав макро- и микрокомпонентов, повышенное содержание свободной углекислоты, общей минерализации, двухвалентного железа и др.

Проявление вод зон разрывных нарушений предполагается по ряду признаков уже в процессе опережающего этапа морфоструктурно-гидрогеологического анализа до проведения полевых исследований и уточняется при интерпретации данных. При этом в исследуемом районе установлены многообразные признаки, позволяющие проследить зоны разрывных нарушений (рис. 3).

1. Характер речных долин. Обычно при развитии зон разрывных нарушений они являются спрямленными, глубоковрезанными с интенсивным данным размывом, высоким уклоном днища долины, особенно в зонах тектонических контактов различных по составу отложений (на участках внедрения интрузивных образований, наличия внутрiformационных разрывов вкрест простирания стратиграфических толщ). К примеру, широко распространены обводненные зоны нарушений в районе проявления верх-

непалеозойского гранитоидного батолита в шовной зоне северо-западной части Салаира и Кузнецкой котловины. На этом участке субширотные зоны нарушений подчеркиваются дайковым магматизмом широкого возрастного диапазона, обилием источников подземных вод. Характерны для исследуемого района резкие перегибы (колена) речных долин, связанные с пересечением реками зон разрывных нарушений (см. рис. 3, линии 2 и 16, 6 и 19, 6 и 22 и т. д.), параллельность речных долин определяется их приуроченностью к зонам нарушений, оперяющим глубинные региональные разломы (см. рис. 3, линии 16, 17). Прямолинейность речных долин, отмечаемая на отдельных участках на реках разных порядков, свидетельствует о разной глубине заложения зон разрывных нарушений. С радиальными геохимическими структурами в районе связаны центростремительный и центробежный типы речных систем (см. рис. 3, линия 11).

2. Интенсивная разгрузка подземных вод в виде источников и повышение модуля подземного стока на участках развития зон разрывных нарушений. Разгрузка подземных вод устанавливается по повышению модуля подземного стока (до 2—6 л/(с·км²) при фоновом 0,5—1 л/(с·км²)) как в пределах опущенных блоков, в целом благоприятных для разгрузки подземных вод, так и по зонам нарушений, к примеру, по линии 5 (см. рис. 3), контролируемых появлением цепочечных аномалий модуля стока (от 6 до 18). Наибольшая интенсивность разгрузки вод в виде источников отмечается в пределах отложений кинтерепской свиты, не устойчивых к воздействию гипергенных процессов. По обилию источников подземных вод и повышенным значениям общей минерализации можно проследить наличие и развитие зон разрывных нарушений по линии 4 на всем ее протяжении, а также по линии 16 (см. рис. 3).

3. Наличие перегибов гидробазисной поверхности поля геофильтрации: линейные участки структур по падению и простиранию, а также их совпадение для разных порядков. По этим признакам, подтвержденным и другими показателями, предполагаются зоны нарушений по линиям 1, 2, 3, 20, 21 (см. рис. 3).

4. Изменение векторов направления стока под воздействием дренирующей зоны нарушения в пределах различных блоков горных пород областей, районов, подрайонов (см. рис. 1, 3) и преобладания в пределах бассейнов стока отрицательных морфоструктур поля геофильтрации (опусканий). При этом наложение отрицательных структур различных порядков и тем более их вытянутые (линейные) формы могут указывать на разгрузку вод глубокой циркуляции по зонам разломов.

5. Наличие гидрогеохимических признаков разгрузки вод зон разрывных нарушений: повышенные содержания ртути, совместное присутствие ртути, свободной углекислоты, водно-растворимого углекислого газа и гелия, наличие новообразований из вод, специфический изотопный состав вод и др. Так, зона тектонического контакта отложений среднего кембрия и суенгинской свиты на отдельных участках, возможно при пересечении зонами нарушений, отмечается появлением в водах повышенных содержаний ртути. Такие участки выделены нами по линиям 3, 5, 7, 17, 19. По совместному нахождению ртути и свободной углекислоты прослеживаются зоны нарушений по линии 21. В пределах отложений пещеркинской свиты повышенные содержания ртути в водах определяются наличием гидротермальной минерализации и влиянием зон разрывных нарушений северо-восточного направления, дешифрируемых по космическим снимкам и предполагаемых по рассматриваемым признакам (см. рис. 3 линия 9), в узле пересечения ее с субширотными (линия 5) и субмеридиональными (линия 7) зонами нарушений. При пространственном анализе распределения ртути в водах в пределах отложений суенгинской свиты усматривается влияние субширотных зон разрывных нарушений, прослеживаемых по наблюдениям в маршрутах и по гидрогеохимическим показателям по линии 5. Эта зона кроме повышенных содержаний ртути подчеркивается интенсивной разгрузкой подземных вод, появлением корен-

ных пород в средней части правого притока р. Суенги, отложением новообразований из вод. Яркое проявление вод зон разрывных нарушений в пределах отложений суенгинской свиты наблюдается в узле пересечения предполагаемых зон нарушений по линиям 4 и 5. Признаками этого является наличие многодебитных (до 60 л/с) источников подземных вод, отлагающих карбонатные травертины. В водах источников обнаружены свободная углекислота (до 26—93 мг/л), гелий (до 2×10^{-4} см³/л), ртуть (аномально повышенные содержания), в составе водно-растворенного газа — углекислый газ (11—13 %). На площади кинтерепских отложений присутствие в водах повышенных содержаний свободной углекислоты, обилие источников подземных вод в местах появления зон нарушений способствуют интенсивному растворению карбонатов и формированию вод с повышенной общей минерализацией. Совместно с углекислотой присутствует ртуть. По данным факторного анализа, по повышенным значениям ассоциации ртути и свободной углекислоты, линейным полям с повышенной общей минерализацией хорошо прослеживаются зоны нарушений вдоль линии 1 (см. рис. 1).

Наряду с химическим составом воды зон разрывных нарушений отличаются от грунтовых вод спецификой газового и изотопного состава [Шварцев и др., 1983].

Так, в период исследований 1981—1985 гг. в Егорьевском районе по особенностям газового состава устанавливается разгрузка вод зон разрывных нарушений на отдельных участках по линиям 1, 2, 5 и др. Примечательно, что в составе водно-растворенного газа вод зон разрывных нарушений повышенные содержания углекислого газа составляют 11,4—23,6 об. %, гелия — 0,54—1,58, водорода — 0,69 об. %, а содержания метана, наоборот, более высокие в грунтовых трещинных водах (до 1,73 об. %).

Проведенный анализ морфоструктурно-гидрогеологических и гидрогеохимических признаков наличия зон разрывных нарушений позволил составить схему развития в районе обводненных зон разрывных нарушений. При этом наибольший интерес, с нашей точки зрения, представляет выделение Егорьевского опущенного блока, ограниченного линиями надвига (?) 1 и 3 и субмеридиональным разломом (?) по линии 2 (см. рис. 3), в пределах которого направление стока строго с северо-востока на юго-запад, и потому линии 1 и 2 являются соответственно питающей и дренирующей границами, а вдоль линии 3 формируется транзитный поток. Максимум разгрузки вод в виде источников приурочен именно к зоне 2 и опережающим зонам нарушений 16, 17 в пределах блока. Линия надвига 1 отчетливо отбивается по перегибу гидробазисных поверхностей невысоких (второго — третьего) порядков долин. Аномалии модуля стока смещены от нее вниз по потоку (к центру блока). С позиций поискового аспекта важно прослеживание обводненных зон нарушений северо-восточного направления, имеющих региональный характер (линии 2, 4, 9 и 16), и субширотного направления (линии 5, 6), возможно, как будет показано ниже, играющих особую роль в размещении оруденения.

КАРТИРОВАНИЕ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПРОГНОЗ ОРУДЕНЕНИЯ

Выявление аномально повышенных содержаний элементов в водах выполнено общепринятым способом по параметрам распределения элементов в соответствующих однородных разновидностях вод. При этом за минимально-аномальные значения (на уровне верхней границы фона) приняты значения произведения средних содержаний и стандартных множителей, за умеренно-аномальные — кратные среднему содержанию и квадрату стандартного множителя, за резко-аномальные — среднего значения и куба стандартного множителя ($\bar{x} \cdot \varepsilon$, $x \cdot \varepsilon^2$, $x \cdot \varepsilon^3$). Учитывая, что фоновое

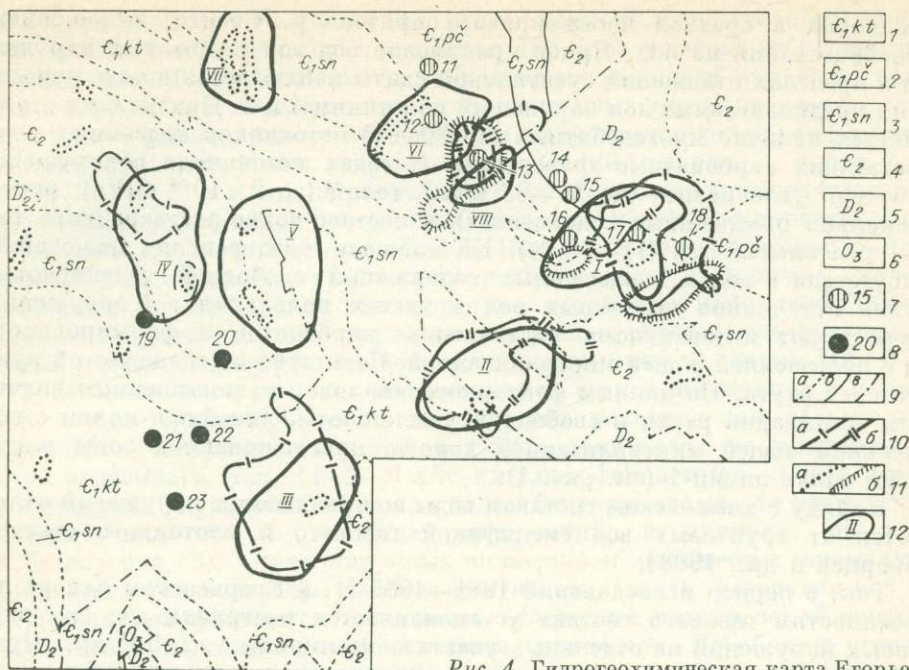


Рис. 4. Гидрогеохимическая карта Егорьевского района Северо-Западного Салаира.

1-6 — состав водовмещающих отложений: 1 — кинтерепская свита, существенно карбонатные отложения, 2 — печеркинская свита, метаморфические отложения, 3 — суенгинская свита, карбонатно-терригенные отложения, 4 — терригенные отложения среднего кембрия, 5 — терригенно-карбонатные отложения среднего девона, 6 — отложения верхнего ордовика; 7, 8 — рудопоявления золота: 7 — золото-колчеданной формации (11 — Екатерининское, 12 — Которовское, 13 — Верхнекамское, 14 — Усть-Калистратихинское, 15 — Лебедихинское, 16 — Волкова Заимка, 17 — Поддвевское, 18 — Чесноковское), 8 — золото-кварцевой формации (19 — жила № 13, 20 — рудопоявление № 9, 21 — рудопоявление № 20, 22 — Фомихинское, 23 — Петровское, 24 — рудопоявление № 25); 9 — геологические границы: а — предполагаемые, б — установленные по коренным выходам, горным выработкам, скважинам, с — разрывные нарушения установленные и предполагаемые; 10 — гидрогеохимические признаки оруденения: а — участки с интенсивным переходом в раствор петрогенных элементов (суммарный ореол рассеяния общей минерализации вод $\text{HCO}_3\text{—Ca—Mg—CO}_2$ с контрастностью выше 2,5), б — участки с интенсивным переходом в раствор элементов породообразующих минералов (суммарные (комплексные) потоки рассеяния элементов V—Ba—Be—Ti—Cr—Co—Zr—Ni—Zn с контрастностью выше 2,5); 11 — ореолы рассеяния: а — золота, б — сульфат-иона; 12 — гидрогеохимические аномалии и состав водных потоков рассеяния: I — Суенгинско-Чесноковская, Au, Cu, Ag, Ba, Pb, Zn; II — Верхнемаатренкинская, Au, Mo, Zn, Zr, Be, Y; III — Мостовко-Сафонихинская, Au, Ag, Cu, Ga; IV — Каменско-Нижнетайлинская, Au, Ba, Hg; V — Маромышенко-Киноваретьская, Au, Ag, Hg, Zn, Y (Mo?); VI — Которово-Верхдражнотайлинская; VII — Лившияно-Рябининская; VIII — Богдановская.

значение стандартного множителя около 2 (см. таблицу), контрастность водных потоков основных рудогенных элементов в таких грациях составляет соответственно 2, 4, 8 раз и более. Подобные контрастности содержания элементов вынесены на гидрогеохимическую карту в интервале $(3 \pm 0,5) - (4 \pm 0,5) - (8 \pm 0,5)$, т. е. интервал минимально-аномальных значений составляет по контрастности от 2,5 до 3,5, умеренно-аномальных — от 3,5 до 7,5, резко-аномальных — выше 7,5. Контрастность использована нами в связи с применяемыми разными методами анализа элементов при многолетних гидрогеохимических исследованиях на этой территории и неизбежно получаемыми при этом колебаниями в содержаниях элементов в выборках по годам исследований.

Оконтуривание гидрогеохимических аномалий и определение местоположения источника элементов в них проведено по анализу состава водных потоков рассеяния, закономерностей их изменения и с учетом направления движения вод, единства области питания водных потоков рассеяния, бассейнов стока (рис. 4). Изучение параметров распределения элементов в пределах аномалий и сравнение их с фоновыми распределениями показывают их разную металлогеническую специализацию. Составление диаграмм распределения по приему, предложенному Я. М. Грицюком [1973, 1982], позволило сравнивать аномалии между собой по характеру распределений элементов. При всей непохожести характера распре-

делений элементов на аномалиях обращает на себя внимание избыточное распределение Ba в пределах аномальных площадей, а также часто Y, Cu, Pb, Hg. Преимущественно избыточное распределение большого числа элементов характерно для второй гидрогеохимической аномалии, при этом с металлогенических позиций важно наличие здесь контрастного распределения Au, V, Ti. Последние два элемента по классификации Б. А. Колотова [Основы..., 1983], являются показателями присутствия магматических образований.

Использование факторного анализа данных по аномальным площадям позволило дополнительно к ассоциациям элементов, определяемым в общих выборках, выделить комплексы элементов, взаимосвязанных с Au, и установить их пространственные соотношения. Все гидрогеохимические аномалии достаточно четко прослеживаются по распределению петрогенных элементов, входящих обычно в первую главную компоненту, литофильных и сидерофильных элементов, элементов-примесей породообразующих минералов, объединяющихся во второй главной компоненте факторного анализа, ассоциаций халькофильных элементов и наличию контрастных водных потоков рассеяния Au.

Исследуя характер взаимосвязи Au с другими элементами и пространственное расположение их водных потоков рассеяния, отметим обособленность контрастных потоков рассеяния Au, приуроченность их к центру гидрогеохимической аномалии и зачастую к более высоким гипсометрическим уровням. Чаще всего контрастные потоки рассеяния Au находятся в голове гидрогеохимического потока и сменяются или дополняются ниже комплексным потоком рассеяния халькофильных элементов и элементов-примесей породообразующих минералов. Такая зональность потоков характерна для первой, третьей, четвертой аномалий. Содержание Au в его контрастных потоках рассеяния изменяется от 0,006 до 0,27 мкг/л при протяженности 500—750 м. Эпизодически встречаются ураганные содержания Au — 8,7—12,3 мкг/л, которые связаны, видимо, с механическим переносом. В потоках рассеяния золота иногда присутствуют Hg, Cu, Pb, Ag, Ba, Sb, As.

Многокомпонентные потоки рассеяния формируются гипсометрически ниже контрастных потоков золота. При этом, к примеру, на первой аномалии отмечается следующая зональность распределения элементов: с увеличением глубины стока вод и соответственно к периферийной части аномалии отмечаем смену комплекса Au—Ba—Pb на комплекс Au—Ag—Cu—Hg и далее — Zn—Pb—Ni—Mo—Co—Ba—SO₄²⁻—Cl. В пределах третьей и четвертой аномалий при некотором изменении в составе потоков эта тенденция сохраняется.

Ассоциации элементов, в которые вошло Au, отражают преимущественно взаимосвязь элементов в пределах малоконтрастных потоков золота (по периферии аномалии). Вместе с тем, на первой аномалии с контрастным потоком Au пространственно совпадают ассоциации Cu и Ag, а в пределах третьей — Au, Cu, Ag, Ga. На площади второй гидрогеохимической аномалии в контрастном водном потоке рассеяния Au присутствует в содержаниях 0,005—0,135 мкг/л. Максимальное содержание составляет 0,919 мкг/л в водах с малой минерализацией (155 мг/л). Совпадает с потоком Au комплексный водный поток Pb, Cu, Ni, Zn, Ba с присутствием Hg, Ag, Bi, Sb. Факторным анализом выявлена ассоциация Au, Mo, Zn, Zr, Be, Y и повышенные значения этого фактора пространственно совпадают с контрастным потоком Au.

На пятой гидрогеохимической аномалии так же, как на первой, третьей, четвертой, наблюдаем разобщенность контрастных потоков рассеяния Au и многокомпонентных потоков рассеяния с тем отличием, что последние отмечаются гипсометрически выше потоков рассеяния Au. На этой аномалии наблюдается совместное присутствие Au и Ag и выявляется тенденция к увеличению содержаний Au от 0,044—0,016 мкг/л в верховьях водотоков до 0,27—0,15 мкг/л в средней их части. Одновременно!

с этим уменьшается комплекс сопутствующих элементов: Sb—As—Ba—Mo—Au, Ag—Au, Au. При факторном анализе выявлены ассоциации петрогенных, литофильных и сидерофильных элементов и элементов-примесей породообразующих минералов, тяготеющих пространственно к северо-восточной части аномалии и халькофильных элементов. Au входит в одну ассоциацию с Y, Hg и Zn. Пространственно повышенные значения этого фактора располагаются вблизи точек с высоким содержанием Au или совпадают с ними.

Кроме выделенных гидрогеохимических аномалий отмечается ряд интересных в поисковом отношении контрастных потоков рассеяния и отдельных контрастных точек Au (рис. 4). Наряду с зависимостью от разного состава зон минерализаций характер водных потоков рассеяния элементов определяется также гидродинамическими условиями их формирования. На это же указывает и разное пространственное соотношение между гидрогео- и литохимическими потоками рассеяния в пределах аномальных площадей, определяемое типом водообмена (см. рис. 1).

Так, известное рудопроявление в пределах четвертой аномалии отражается в литохимических потоках рассеяния Au по основному водотоку (р. Каменка), которые гипсометрически ниже сменяются потоками Ag с As и Ni, затем потоками As, Pb с Bi. В гидрогеохимических потоках в верховье дренирующего его водотока оно прослежено слабее, что определяется соответствующей гидродинамической обстановкой (расположением его на водоразделе с преобладающим нисходящим движением фильтрационных потоков), но хорошо устанавливается его периферийная часть: формируются водные потоки рассеяния Cu, Ni, Zn, SO_4^{2-} и отмечаются водопункты с минимальными аномальными содержаниями Au (с контрастностью около 2—6). При этом появление в водах умеренно-аномальных содержаний Au с контрастностью 5,1—7,6 в нижней части водотока может служить показателем развития оруденения на глубину.

В целом, в районах с преобладающим нисходящим движением вод (в закрытых районах, особенно в областях поднятий (+), см. рис. 1) наиболее информативны литохимические поиски по потокам рассеяния. Гидрогеохимические потоки рассеяния здесь прослеживаются эпизодически: после выпадения дождей и формирования контрастных временных гидрогеохимических потоков рассеяния в верховьях водотоков. При наличии глубокозалегающих рудных тел и большом размахе оруденения можно ожидать формирование гидрогеохимических потоков рассеяния ниже литохимических потоков на более глубоких уровнях стока вод. Такая ситуация предполагается нами по левому борту в устьевой части р. Кинтереп, где литохимический поток Au с Ni, Cl и Be, сменяемый ниже потоком Cu с Au, подтверждается появлением на нижних уровнях стока водных потоков рассеяния Au (0,047 мкг/л) с Ba, Ni, Co, Pb.

В противоположность этим районам, в зоне устойчивых восходящих фильтрационных потоков (в открытых районах, особенно в областях опускания (—)), в долинах рек третьего — четвертого порядка создаются наилучшие условия для формирования контрастных (при залегании рудных тел на уровне базиса эрозии) и несколько ослабленных (при залегании рудных тел в днище долин) водных потоков рассеяния при более слабом проявлении литохимических потоков рассеяния, что отмечаем часто в пределах второй аномалии.

При положении объектов на склонах долин, в областях транзита и перетока сверху вниз подземных вод (+ — и — + морфоструктуры) чаще всего можно ожидать смещение потоков рассеяния и расположение литохимических потоков выше гидрогеохимических. В условиях транзита и частичной разгрузки вод (— +) формируются несмещенные контрастные гидрогео- и литохимические потоки рассеяния рудной минерализации.

Намеченная схема соотношения гидрогео- и литохимических потоков рассеяния может быть детализирована при рассмотрении конкретных

потоков рассеяния. Аномальность и предполагаемую схему формирования потоков вносит проявление обводненных зон разрывных нарушений. В частности, влиянием вод зон разрывных нарушений объясняется появление водных потоков рассеяния Au гипсометрически выше литохимических, потоки других элементов в донных осадках и водах могут быть совмещены. Так, в пределах второй аномалии контрастные водные потоки рассеяния Hg, Ag, Au, Cu, сменяемые потоком Ag, Cu, Ni, ниже по течению контролируются протяженным литохимическим потоком Pb, As, Ag, Au. Такое соотношение гидрогео- и литохимических потоков рассеяния может свидетельствовать о глубоком положении рудных объектов. В то же время отсутствие в восходящих потоках вод Au при наличии его контрастных литохимических потоков с мышьяком, как это обнаружено на соседних с аномалией площадях, определяется неглубоким залеганием зон минерализации, возможно россыпного характера.

Анализ гидрогео- и литохимических потоков рассеяния (положение в пространстве, состав и взаимосвязь элементов в них, их контрастность и зональность) показывает, что их соотношение зависит от типа гидродинамической обстановки на данном участке, степени окисления и характера рудного объекта (ореолы, рудные тела), от уровня эрозионного среза, от положения рудных объектов (на водоразделе, склоне, в долине рек). Учет гидродинамических условий формирования потоков рассеяния позволяет более обоснованно по составу элементов, их контрастности в водах и донных осадках оценивать глубину эрозионного среза. В частности, если при благоприятных условиях формирования литохимических потоков рассеяния наблюдается слабое их проявление, а гидрогеохимические потоки устанавливаются более четко и в их составе преобладают элементы надрудного и рудного комплексов, можно говорить о значительном размахе оруденения и о наличии глубокозалегающих рудных тел. Если же наблюдается обратное соотношение, можно предполагать, что источником литохимических потоков могут быть эродированные рудные тела или их корни. К примеру, совпадение состава и зональности гидрогео- и литохимических потоков рассеяния в пределах первой и четвертой гидрогеохимической аномалии в условиях восходящих фильтрационных потоков позволяет ожидать наличие рудных объектов в верхней части долины водотока. В пределах второй гидрогеохимической аномалии более контрастное проявление гидрогеохимических потоков объясняется глубоким залеганием рудных объектов, контролируемых зонами разрывных нарушений.

Анализ распространения в изучаемом районе гидрогеохимических аномалий позволяет предположить в их размещении значительную роль зон разрывных нарушений и различную их металлогеническую специализацию. Первая, вторая и третья гидрогеохимические аномалии приурочены к одной региональной зоне разрывных нарушений северо-восточного направления, в пределах пятой и первой аномалий предполагается узел пересечения зон нарушений северо-восточного и субширотного направления. Возможно, эти зоны играют рудоконтролирующую роль.

Площади аномалий до 30 км², что можно соотносить с размерами проявления в водах отдельных месторождений полезных ископаемых. В таких случаях контрастное проявление основного рудогенного элемента в пределах аномалии может определяться наличием продуктивных зон. Аномалии, имеющие одни и те же структурные или литолого-формационные предпосылки и признаки рудоносности, могут принадлежать к одному полю, рудному узлу.

Выявленная неоднородность связи Au с другими элементами на выделенных аномалиях отражает, видимо, их разную металлогеническую характеристику, в частности широкое развитие гидротермально-метасоматических изменений с признаками сульфидизации. Наиболее интенсивны они в пределах первой аномалии и отмечается тенденция к их уменьшению в юго-западном направлении при одновременном увеличении взаимо-

связи Au с Hg и при этом усиливается пространственная разобщенность многокомпонентных потоков с контрастными потоками рассеяния золота. Важно установленное изменение комплекса элементов в составе контрастных водных потоков рассеяния золота: Au, Cu, Ag — на первой аномалии, Au, Mo, Ba, Zn, Zr, Y — на второй, Au, Ag, Cu, Ga — на третьей, Au, Hg, Ba — на четвертой, Au, Ag, Y, Hg, Zn — на пятой. Выявленные закономерности изменения состава вод определяются металлогеническими и генетическими особенностями оруденения и подтверждаются имеющимися геологическими данными: наиболее интенсивное развитие гидротермально измененных пород с сульфидизацией и углеродистыми сланцами наблюдается в восточной части района, в то время как в западной известны непромышленные ртутные месторождения. Эта металлогеническая специализация находит свое отражение и в изменении состава первичных ореолов рассеяния.

Геохимическое опробование выходов палеозойских пород и их свалов горных пород по сети, близкой к 1000×200 м, и проведение анализов спектрального на комплекс элементов и спектрохимического на золото позволили выделить ряд аномалий по золоту и главным рудным элементам — Pb, Zn, Cu, Ag, As, W, Mo. Большинство аномалий расположено в непосредственной близости к известным ранее сульфидным и золоторудным проявлениям и установлены аномалии на новых участках. Геохимическая специализация этих аномалий разнообразна и при этом устанавливается закономерный характер изменения состава аномалий. В аномалиях Cu, Zn, Ag, Pb, Au в северо-восточной части района отражается состав ореолов колчеданной и золото-колчеданной минерализации. В направлении на юг и юго-запад в геохимических ореолах с уменьшением напряженности структур салаирского типа (структуры северо-западного простирания) фиксируется постепенное убывание содержаний указанных элементов (кроме золота) и возрастание доли W, Mo. Фиксируется и определенная тенденция изменения состава аномалий в субширотном направлении, по которому возрастает доля Au, Sb, Bi (и, вероятно, Hg) и снижается Pb и Zn.

Приведенные результаты комплексных исследований особенностей распределения элементов в потоках рассеяния (водных и литохимических) и первичных ореолах позволяют прогнозировать в плане оруденения три закономерно сменяющиеся формации: золото-сульфидную, золото-кварцевую и, возможно, золоторудную.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Афифи А., Эйзен С. Статистический анализ: подход к использованию ЭВМ. — М.: Мир, 1982. — 488 с.
- Большаков Э. И. Геохимические поля рассеяния ртути в условиях Северо-Западного Салаира // Геохимические методы поисков рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. — С. 110—114.
- Большаков Э. И., Васильев И. П., Мисюк В. Д. Условия применимости и методика геохимических поисков эндогенного оруденения в закрытых районах Салаира и Кольвань-Томской складчатой зоны // Геохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980. — С. 59—69.
- Бычков В. Я., Лукин А. А. Опыт совершенствования методики гидрогеохимических поисков (на примере Северо-Западного Салаира) // Гидрогеохимические поиски месторождений полезных ископаемых. — Томск, 1986. — С. 79.
- Гидрогеохимические поиски в условиях полужакрытых геологических структур Томь-Яйского междуречья. — Томск: Изд-во ТГУ, 1965. — 201 с.
- Грицюк Я. М. Количественная оценка значимости рудоконтролирующих факторов при геохимическом картировании по коренным породам // Геохимические методы при поисках ртутных и ртутно-сурьмяных месторождений. — М.: ИМГРЭ, 1973. — С. 35—49.
- Грицюк Я. М. Основы алгоритмизации процесса выявления и разбраковки аномалий при геохимических поисках // Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982. — С. 155—162.

Лукин А. А. Опыт разработки методики морфоструктурно-гидрогеологического анализа. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. — 112 с.

Методическое руководство по гидрогеохимическим поискам рудных месторождений. — М.: Недра, 1973. — 184 с.

Основы гидрогеохимических поисков рудных месторождений/Колотов Б. А., Крайнов С. Р., Рубейкин В. З. и др. — М.: Недра, 1983. — 199 с.

Пономарев Е. А. Опыт проведения гидрогеохимических поисков рудных месторождений на Салаире // Бюллетень научно-технической информации. — М.: Госгеолтехиздат, 1957.

Программное обеспечение ЭВМ. Пакет прикладных программ статистической обработки медицинской информации. — Минск, 1983. — Вып. 44, ч. 1. — 102 с; Ч. 2. — 163 с.

Справочник отраслевых укрупненных сметных норм на гидрогеологические и инженерно-геологические работы. — М.: ВСЕГИНГЕО, 1985. — 58 с.

Удодов П. А., Шварцев С. Л., Грицок Я. М. и др. Использование гидрогеохимического метода при поисках ртути // Геохимические методы поисков рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. — С. 117—126.

Удодов П. А., Шварцев С. Л., Рассказов Н. М. и др. Гидрогеохимический метод при прогнозировании и поисках рудных месторождений в закрытых районах Сибири // Геохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980. — С. 51—56.

Шварцев С. Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. — М.: Недра, 1978. — 287 с.

Шварцев С. Л., Копылова Ю. Г., Дутова Е. М., Лосева З. В. Гидрогеохимические условия образования карбонатных травертинов на юго-востоке Западной Сибири // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления (Тез. IV годичной конференции). — Тюмень, 1983. — Т. 2. — С. 175—176.

Шварцев С. Л., Копылова Ю. Г., Лосева З. В., Дутова Е. М. Гидрогеохимические поиски в полукрытых районах юго-востока Западной Сибири // Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений и прогноза землетрясений. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. — С. 52—59.

Шварцев С. Л., Рассказов Н. М., Копылова Ю. Г. Состояние и перспективы развития теории и практики гидрогеохимических поисков глубокозалегающих рудных месторождений // Теоретические основы геохимических методов поисков рудных месторождений. — М.: Наука, 1986. — С. 70—81.

В. А. КИРЮХИН, Н. Б. НИКИТИНА, С. М. СУДАРИКОВ

РАССЕЯННЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Представление о гидрогеохимических особенностях золоторудных месторождений до недавнего времени базировалось на изучении достаточно узкого круга типоморфных элементов. При этом гидрогеохимические исследования опирались на идею связи золота с сульфидами тяжелых металлов [Летников, Вилор, 1981], возникшую во многом под влиянием массового применения эмиссионного спектрального анализа, недостатки которого известны [Зайдель, 1983]. Применение спектрального анализа при гидрогеохимических поисках золота ограничивает возможности метода, поскольку чувствительность определений не позволяет надежно определять для природных вод фоновые содержания золота и сопутствующих элементов — изоморфных примесей в минералах, в связи с чем значение последних для гидрогеохимических поисков остается пока не выясненным.

В проведенной работе сделана попытка на основе применения наиболее чувствительных в настоящее время методов анализа выявить нестандартный набор элементов — спутников золота, изучение которых может дать толчок к развитию нового направления в геолого-геохимических исследованиях золоторудных месторождений.

© В. А. Кирюхин, Н. Б. Никитина, С. М. Судариков, 1990

Исследования проводились на двух золоторудных месторождениях: одно расположено в пределах Приморского вулканического пояса на стыке золоторудного Монголо-Охотского и редкометалльного Сихотэ-Алинского металлогенических поясов, другое — на восточном обрамлении Гонжинского выступа древнего фундамента Монголо-Охотской складчатой области, в пределах Монголо-Охотского золоторудного металлогенического пояса.

Для определения золота и сопутствующих элементов в природных водах (подземных, болотных, поверхностных водотоках) применялась методика с использованием радиоактивационного (на реакторе ВВР-М) анализа угольных концентратов, разработанная на кафедре гидрогеологии Ленинградского горного института им. Г. В. Плеханова совместно с лабораторией нейтронных исследований Ленинградского института ядерной физики АН СССР им. Б. П. Константинова [Никитина, Судариков, 1982].

Исследования в пределах Монголо-Охотского эвгеосинклинального пояса были приурочены к зоне сочленения вулканотектонической зоны с линейным горст-антиклинальным поднятием. Основное оруденение связано с зонами брекчирования и окварцевания по нижнемеловым гранитоидам, прорывающим терригенные образования верхней юры. Из 17 элементов, которые по результатам анализа достаточно широко представлены в природных водах рудного поля, выделены элементы, имеющие тесные корреляционные связи и надежно контролируемые известные рудные зоны — Au, Pt, Tm, Sm, Hf и Ta. Интересно, что корреляционный анализ, проведенный для выборок, составленных из проб подземных, поверхностных и болотных вод, показал, что наиболее тесные связи во всех типах природных вод существуют между Au и Pt.

Подобная ассоциация в пределах золоторудных месторождений выделена впервые и в связи с этим возникает проблема источника поступления перечисленных элементов в природные воды. В какой-то степени ответ на этот вопрос получен в результате проведенного факторного анализа (см. статью Н. В. Старовойтовой и И. В. Тугарова в наст. сб.). С помощью R-метода исследовалась матрица исходных данных, в которые входили координаты точек опробования, мощность многолетнемерзлых пород, величина рН, значения концентраций микроэлементов (Au, Zn, Ag, Co, Sb, Cr, Fe, Ge, Zn, La, Sm, Tm, Cd, Hf, Ta, Pt).

В результате выделено пять основных факторов, из которых два характеризуют зоны минерализации, причем Au и Pt — рудные зоны, а Sm, Tm, Ta — зоны измененных пород на контакте с оруденением. В обоих факторах примерно одинаковые (неосновные) нагрузки имеют Hf и Sb. Три фактора отражают влияние состава вмещающих пород и ландшафтно-геохимических условий на формирование химического состава природных вод месторождения.

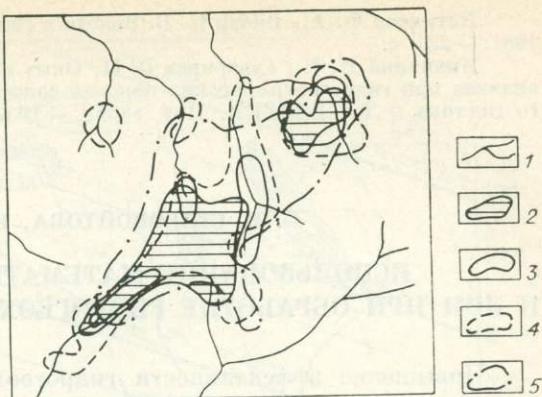
На месторождении, расположенном в пределах Приморского вулканического пояса, исследования проводились в пределах рудного поля, представляющего собой вулканотектоническую структуру, заключенную между протяженными разломами широтного простирания. Рудные зоны приурочены к крутопадающим разломам северо-восточного направления. Нейтронно-активационным анализом в гидрохимических пробах обнаружен 31 элемент. В единичных пробах встречены Zn, Ta, Cs, In, Os, Ir, Pt, Cd, W, Nb, La, Re, Se. По остальным элементам (Au, Fe, Hg, Cr, Co, Th, Hf, Sc, Ce, Cu) с высоким процентом встречаемости (65—100 %) проведена математическая обработка на ЭВМ.

Золото встречено в 70 % проб при фоновом содержании 0,02 мкг/л. Наиболее высокие и надежные коэффициенты корреляции у Au с Hg и Ce и у Ce с Hg. Все три элемента отрицательно коррелируют с величиной рН.

Расположение гидрогеохимических аномалий перечисленных элементов (см. рисунок), а также Sm, практически совпадающих по площади, свидетельствует о том, что повышенные содержания перечисленных элемен-

Схема гидрогеохимических аномалий золота, ртути, церия и самария.

1 — гидросеть; 2—5 — концентрация в водах: 2 — Au (0,1—0,95 мкг/л), 3 — Hg (0,5—0,85 мкг/л), 4 — Ce (0,35—0,6 мкг/л), 5 — Sm (0,3—0,89 мкг/л).



тов связаны с минерализованной зоной, вытянутой с юго-запада на северо-восток. Подтверждением тому, что причиной возникновения обнаруженных гидрогеохимических аномалий, по нашему мнению, служат геолого-геохимические факторы, связанные с оруденением, является также наличие в пределах выявленных аномалий четких потоков рассеяния золота с постепенным уменьшением его содержаний вниз по потокам. Так, в водах одного из водотоков от источника вниз по течению коэффициенты концентраций золота меняются следующим образом.

№ точки	387	386	385	384	383
$KR = \frac{[Au]}{[Au]_{фон}}$	10,5	0,9	0,8	0,5	0,2

Направление потока ---->

Сходная картина наблюдается и в других микробассейнах.

По результатам корреляционного анализа выделена еще одна группа элементов со связями, характеризующимися высокими положительными значениями коэффициентов парной корреляции (0,6—0,9) Это хром, торий, гафний и скандий. Для этой группы, в отличие от рассмотренной ранее, характерны положительные значения коэффициентов корреляции с величиной рН. Этот факт позволяет предположить, что наличие в природных водах элементов данной группы связано с процессами выщелачивания вмещающих пород, в то время как появление золота, ртути и церия — с процессами окисления, растворения и выщелачивания рудных минералов, а также разрушения ионно-солевого комплекса пород, обогащенного последними.

В заключение несколько слов о достоверности полученных результатов.

1. Внешний контроль осуществлялся с помощью рентгеноспектрального анализа на приборе СПАРК-2 и показал высокую достоверность выводов, полученных с помощью нейтронно-активационного анализа [Ашиток, Судариков, 1986].

2. В результате разведки на площади одной из гидрогеохимических аномалий, выявленных в Монголо-Охотской складчатой области, околонушено неизвестное ранее рудное тело с промышленными запасами золота.

3. Скважина, пробуренная на площади исследований в Приморском вулканическом поясе, вскрыла под выделенной гидрогеохимической аномалией на глубине 700 м зону рудной минерализации с высоким содержанием золота.

Тем самым подтверждается как высокая информативность выявленных поисковых ассоциаций редкоземельных и рассеянных элементов, так и значительная глубинность гидрогеохимического метода поисков в условиях горно-складчатых областей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ашиток В. И., Судариков С. М. Экспресс-анализ гидрогеохимических проб в полевых условиях // Разведка и охрана недр.— 1986.— № 11.— С. 58—80.
 Зайдель А. И. Атомно-флуоресцентный анализ.— Л.: Химия, 1983.— 128 с.

Летников Ф. А., Вилор Н. Б. Золото в гидротермальном процессе. — М.: Недра, 1981. — 224 с.

Никитина Н. Б., Судариков С. М. Опыт применения нейтронно-активационного анализа при гидрогеохимических поисках золота в горно-складчатом районе Дальнего Востока // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия. — 1982. — Т. 318. — С. 48—51.

Н. В. СТАРОВОЙТОВА, И. В. ТУГАРОВ

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МАТЕМАТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ И ЭВМ ПРИ ОБРАБОТКЕ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

Повышение эффективности гидрогеохимических поисков во многом определяется совершенствованием методики интерпретации полученных данных. Нами использованы различные методы математической статистики при обработке массовой информации, полученной при проведении поисковых гидрогеохимических исследований на ряде золоторудных месторождений и рудопроявлений юга Дальнего Востока.

Для выделения гидрогеохимических аномалий были использованы различные приемы интерпретации результатов. Так, использование тренд-анализа позволило выявить направленность и интенсивность систематических изменений, наличие взаимосвязи между тенденцией распространения содержаний микроэлементов в донных отложениях и в водах и геологическими, орографическими, тектоническими и другими факторами, а также выявить проявление своеобразной гидрогеохимической поясности в распределении элементов в условиях гумидного климата и среднегорного рельефа. По результатам тренд-анализа [Крамбейн, Грейбил, 1969] * распространения в водах золота, цинка, сурьмы, гафния, самария, определенных нейтронно-активационным анализом, построены карты трендовых плоскостей и локальных флуктуаций концентраций этих элементов в водах (рис. 1) и просчитаны градиенты концентрации элементов, отражающие интенсивность изменения их концентраций в водах по площади

Элемент	Градиент $n \times 10^{-2}$ PPM на 1 км
Au	1,5
Zn	5,3
Sb	1300
Sm	47
Hf	7400

Из приведенных данных видно, что наиболее резкие изменения концентрации отмечаются у Hf и Sb. Увеличение концентрации этих элементов отмечается в юго-западном направлении. Аналогичную тенденцию имеет золото, но интенсивность изменения содержания очень незначительна.

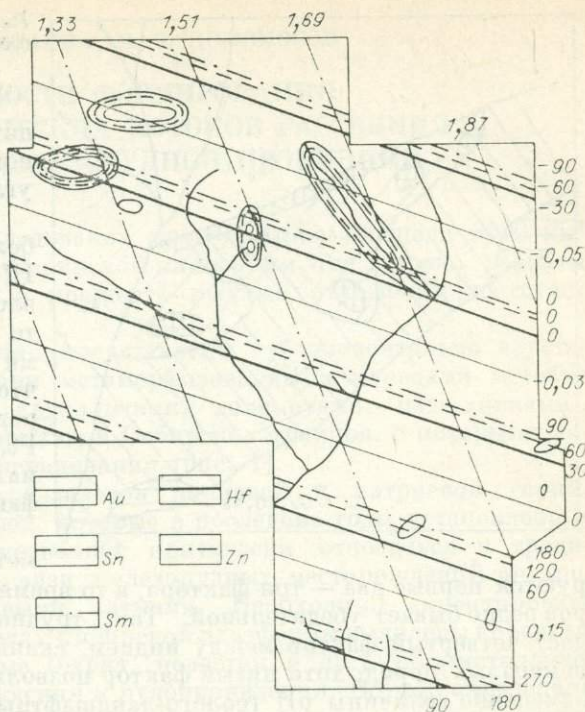
Противоположную тенденцию увеличения концентрации имеет Zn. Интенсивность изменения концентрации его, так же как у Au, очень незначительна. Тенденции распространения в природных водах для всех рассмотренных элементов (Au, Sb, Hf, Zn) достаточно близки, за исключением Sm. Увеличение концентраций в водах Sm направлено почти на восток, а величина градиента близка к градиентам для As, Zn, Cu, V, полученным по данным спектрального анализа. Максимальные концентрации Sm обнаружены в болотных водах и определяются, видимо, большим влиянием на водную миграцию этого элемента органических веществ и их состава.

В природных водах на тенденцию распространения элементов большое влияние оказывают состав вмещающих горных пород, наличие золо-

* Крамбейн У., Грейбил Ф. Статистические модели в геологии. — М.: Мир, 1969. — 396 с.

Рис. 1. Схема тренда и положительных отклонений по данным нейтронно-активационного анализа микроэлементов.

торудной минерализации, миграционные способности элементов, присутствие в водах органических веществ и их состав, проявление островной многолетней мерзлоты, а также ландшафтно-геохимические особенности территории. Для того чтобы установить, какие из этих факторов в большей мере влияют на формирование ореолов, использованы два метода факторного анализа — R и Q [Дэвис, 1977]*. Математические операции для обоих методов одинаковы. Разница между ними заключается в том, что в первом основное внимание



направлено на изучение зависимостей между рассматриваемыми переменными, а во втором — зависимостей между результатами отдельных наблюдений. Q-метод позволяет также построить факторные карты, которые в отличие от карт индивидуальных компонент отражают особенности всех комбинаций изучаемых характеристик.

Было составлено три матрицы исходных данных. Первая матрица включает данные 21 переменной по 70 точкам опробования по всему рассматриваемому участку. В исходные данные вошли координаты точек опробования, pH, значения концентраций микроэлементов по результатам нейтронно-активационного анализа (Au, Zn, Ag, Hf, Ta, Pt, Co, Sb, Cr, Sc, Fe, Ge, In, La, Sm, Cd, Tm), мощность многолетнемерзлых пород по точкам опробования. Вторая и третья матрицы представлены данными шести переменных по 39 точкам опробования, находящихся в пределах гранитоидного массива. В исходные данные этих матриц вошли следующие характеристики: pH, значения концентраций микроэлементов по данным нейтронно-активационного анализа (Au и Pt), значения концентраций микроэлементов по данным спектрального анализа (Cu, Ag, As).

В результате применения R-метода для первой матрицы было выделено пять факторов, которые в процентном соотношении характеризуют систему на 75,2 %.

Первый фактор имеет наибольшие нагрузки на La, Sm, Tm, Ta, Hf, Cd, Sb. Очевидно, эта группа элементов может характеризовать влияние состава вмещающих пород в пределах зон рудной минерализации на микроэлементный состав природных вод участка. В более широком смысле можно сказать, что первый фактор характеризует особенности миграции рассеянных и редкоземельных элементов и процесс углекислотного выщелачивания пород рассматриваемого участка.

Второй фактор имеет максимальные нагрузки на Cr, Fe, Ge, Ag, Sc. Вероятнее всего, это можно объяснить выносом из зон сульфидной минерализации элементов, входящих в эту группу, что дает возможность су-

* Дэвис Дж. Статистика и анализ геологических данных. — М.: Мир, 1977. — 571 с.

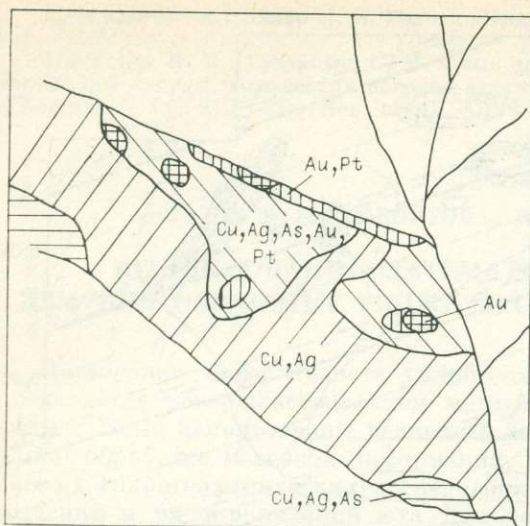


Рис. 2. Схематическая карта гидрогеохимических аномалий, выделенных по Q-методу.

дить о наличии протекания сернокислого процесса наряду с углекислотным.

Третий фактор имеет наибольшие нагрузки на Au, Pt, Hf, Zn, Co, Sb, и такой набор элементов объясняется в какой-то мере геолого-геохимическими условиями участка. Ясно, что этот фактор показывает определенную связь между Au и Pt, так как они имеют максимальные нагрузки в третьем факторе.

Обычно при работе с R-методом уверенно интерпрети-

руются первые два — три фактора, в то время как трактовка других факторов редко бывает убедительной. Так, трудно объяснить связь, которую дает четвертый фактор между индием, скандием и мощностью многолетнемерзлых пород, хотя пятый фактор позволяет говорить о влиянии на изменение величины pH геолого-ландшафтных условий участка.

В пределах гранитоидного массива (вторая матрица) с целью выявления перспективных золоторудных участков и выяснения преимуществ и достоинств методов факторного анализа R-метод был применен для установления взаимосвязи между переменными: pH, Au, Pt, Ag, Cu, As; а Q-метод — для установления взаимосвязи между микроэлементным составом вод по площади.

По результатам R-метода было выделено три фактора, которые на 74,3 % характеризуют систему из шести переменных. Первый фактор несет максимальные нагрузки на такие переменные, как Ag, Cu, As, и позволяет говорить, видимо, о существенном влиянии на формирование химического состава природных вод сульфидных зон рудной минерализации. Второй фактор имеет наибольшие нагрузки на такие переменные, как Au и Pt, что подтверждает наличие определенной связи между нахождением Au и Pt в природных водах. Такая ассоциация элементов может, вероятно, указывать на некоторые особенности образования золоторудного месторождения. Максимальные нагрузки, которые несет третий фактор на переменные pH и As, отражают зависимость миграционных особенностей мышьяка от значений pH. Таким образом, результаты R-метода в пределах гранитоидного массива вполне соответствуют тем выводам, которые были сделаны по отношению ко всему участку.

В результате применения Q-метода было выделено пять групп точек опробования, характеризующихся различными ассоциациями микроэлементов: 1) Ag и Cu; 2) Ag, Cu и As в источниках, мочажинах, болотных водах; 3) Ag, Cu и As в поверхностных водах; 4) Au, Pt, Cu, Ag, As; 5) Au, Cu, Ag, иногда As. Построенные карты факторов отражают присутствие в природных водах тех ассоциаций элементов, которые были выделены Q-методом. Преимущество таких карт состоит в том, что они отражают ореолы не отдельных элементов, а их совокупностей. Анализ карт по пяти факторам позволяет построить общую схематическую карту гидрогеохимических ореолов по выявленным ассоциациям элементов (рис. 2), которая помогает выявить перспективные участки на золотое оруденение.

Следует отметить согласованность результатов применения рассмотренных методов, каждый из которых несет определенную гидрогеохимическую информацию по рассматриваемому объекту и ставит новые задачи для дальнейших работ.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОТОКОВ РАССЕЯНИЯ АНГАРСКОЙ ЖЕЛЕЗОРУДНОЙ ПРОВИНЦИИ

Гидрогеохимические исследования проведены на площади 8000 км² в таежной зоне южной части Сибирской платформы, где широко развиты заболоченные пространства, а мощность рыхлых отложений достигает десятков и более метров.

Платформенные отложения представлены субгоризонтально залегающими терригенно-осадочными метаморфизованными породами мезозоя и палеозоя (песчаниками, аргиллитами, доломитами, известняками), а изверженные породы — формацией Сибирских трапш, с которыми ранее связывалась рудная минерализация (рис. 1).

Присутствие щелочных базальтов калиевой и натриевой серий, а также ультраосновных пород, которые в последние годы установлены в диатремовых структурах, позволяет критически относиться к традиционным представлениям о связи железорудных месторождений ангаро-илимского типа с толеитовыми магмами. Необходимо акцентировать внимание на том, что в пределах Сибирской платформы выявлены коренные гидротермальные, сульфатные (барит, целестин и др.), полиметаллические, флюоритовые месторождения и рудопроявления. Все это определило постановку комплексных геохимических исследований в трудных поисковых условиях Ангарской железорудной провинции.

На площади работ расположено известное железорудное месторождение, рудообразующие минералы которого представлены магнетитом, гематитом, гематит-мартитом, мартитом, в меньшей мере содержатся сульфиды: пирит, халькопирит, арсенопирит и др.

Гидрогеохимическое опробование проведено в масштабе 1 : 5 000 000 (1 проба на 10 км²). Работы выполнялись одновременно с литохимической съемкой по потокам рассеяния масштаба 1 : 50 000 с плотностью опробования 5—10 проб на 1 км². Ввиду большой заболоченности возникли трудности в обеспечении необходимого количества илисто-глинистого материала, в отобранном материале содержалось значительное количество органических остатков.

Групповое концентрирование элементов проведено по методике Всесоюзного института методики и техники разведки и Ленинградского технологического института. Осаждение микроэлементов велось в ближайшее после отбора проб время. Непосредственно у источника определялись неустойчивые компоненты: pH, O₂, CO₂, HCO₃⁻, Fe²⁺, Fe³⁺. В полевых условиях проведено экспрессное определение сульфат-иона.

В районе преобладают слабоминерализованные воды гидрокарбонатного кальциево-магниевого состава. Сумма ионов 60—500 мг/л. Содержание кислорода в поверхностных водах меняется от 8 до 14 мг/л, углекислого газа от 4 до 20 мг/л, величина pH в пределах 5,6—7,4. В связи с тем, что в породах железорудных месторождений ангаро-илимского типа наблюдается низкое содержание сульфидов, для поверхностных вод характерно невысокое содержание сульфат-ионов (до 30—70 мг/л). В глубоко залегающих подземных водах содержание его достигает 200 мг/л. Трехвалентное железо в воде встречается не повсеместно. Максимальные содержания его (20—30 мг/л) характерны для вод глубоких горизонтов. В водах в бескислородной глеевой обстановке в повышенных количествах (2,2—3,6 мг/л) отмечается двухвалентное железо. На всей площади в водах присутствует ион фтора, но содержания его не превышают 0,20—0,25 мг/л. Повсеместно встречается марганец (1—100 мкг/л), цинк (10—

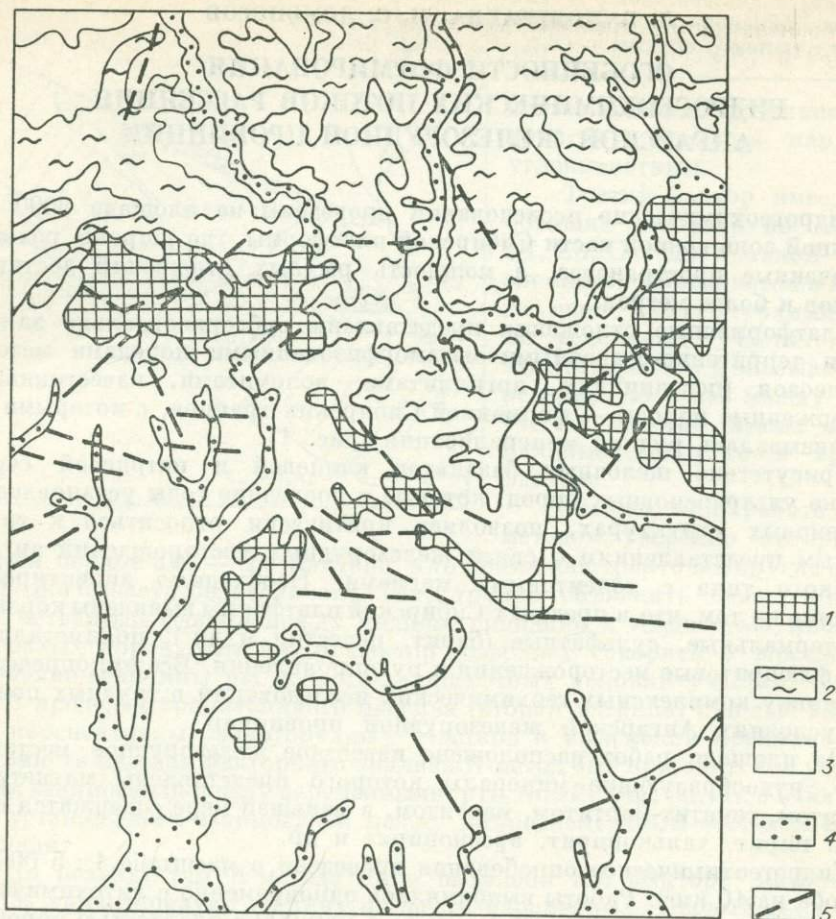


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района работ.

1 — долерит, долеритовые порфиры (Т); 2 — глинистые, песчано-глинистые отложения (Г); 3 — песчаники и другие отложения (П); 4 — рыхлые песчано-глинистые отложения (О); 5 — зоны тектонических нарушений.

100 мкг/л), молибден (3—30 мкг/л). В половине проб обнаружены свинец (1—10 мкг/л), ванадий, хром (3—100 мкг/л). Встречаемость никеля (0,3—100 мкг/л) — 15 %. В единичных пробах встречены бериллий (0,1—10 мкг/л), серебро (0,1 мкг/л), галлий (1—3 мкг/л), мышьяк (3—10 мкг/л). В поверхностных водах кобальт встречается редко, в воде скважины глубиной около 25 м содержание его достигает значительных величин (200 мкг/л). Для вод более глубоких горизонтов характерны повышенные содержания сидерофильных элементов.

Результаты лито- и гидрогеохимических исследований обработаны методом многомерных полей на ЭВМ [Евдокимова, 1978]. Для всей площади построены карты распределения элементов в жидкой и твердой фазах потоков рассеяния.

Для литохимических потоков рассеяния (рис. 2) характерна мало контрастная, слабо дифференцированная, неупорядоченная структура поля. Коэффициенты контрастности находятся в пределах 1,5—2,3. Более высокая контрастность характерна для молибдена, олова, свинца, цинка (КК до 6) и фосфора (КК до 70).

В водных потоках рассеяния Ангарской железорудной провинции устанавливаются следующие закономерности. Контрастность гидрогеохимических аномалий на порядок или два выше (рис. 3). Рудное поле железорудного месторождения, представленного трубкой взрыва, характеризуется повышенным содержанием элементов сидерофильной группы

Рис. 2. Полиэлементная карта литохимических потоков рассеяния Ангарской железорудной провинции. Условные обозначения в коэффициентах контрастности (КК) элементов.

$$1 - \frac{\text{Cr}}{2-7}, \frac{\text{FeNiCoVMnSrBa}}{1,5-2,5} // \frac{\text{MoSn}}{3-5},$$

$$\frac{\text{ZrYbBe}}{1,5-2} // \frac{\text{ZnPbCu}}{2-4}; 2 - \frac{\text{MoSnZr}}{3-4},$$

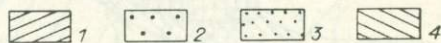
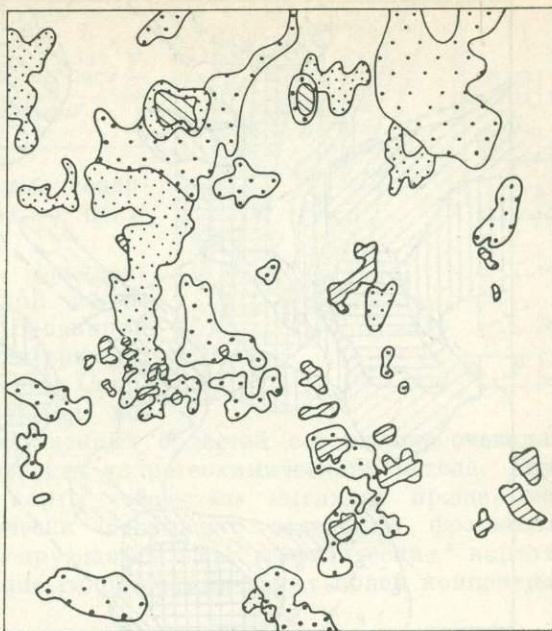
$$\frac{\text{YbBeSr}}{1,5-2} // \frac{\text{ZnPbCu}}{2-3} // \frac{\text{FeCoNiTiVMn}}{1,5-2},$$

$$3 - \frac{\text{Zn}}{4}, \frac{\text{PbCu}}{2} // \frac{\text{SnMo}}{3-4}, \frac{\text{ZrScYb}}{1,5-2} //$$

$$// \frac{\text{MoNiCoTiV}}{2-2,5} // \frac{\text{PMg}}{2-4}; 4 - \frac{\text{PMn}}{2-4},$$

$$\frac{\text{ZnPb}}{2-4} // \frac{\text{SrMo}}{3-4}, \frac{\text{BaYbZr}}{1,5-2}. \text{ Две ко-}$$

ссыльные черты отделяют ассоциации элементов с близкими геохимическими свойствами.



(КК от 5 до 50), фтором, мышьяком, магнием (КК до 10). В этой части площади съемка проведена с большей плотностью (примерно 1 проба на 1 км²), что позволило выявить в пределах рудного

поля площадную зональность. Она выражается в пространственной смене элементного состава полей концентрирования элементов от центральной части к периферии. Хром, марганец, ванадий сменяются мышьяком, магнием, свинцом, молибденом. Изучение первичных ореолов железорудного месторождения, проведенное нами, показало, что в пределах скарновой зоны поперечная и вертикальная зональность от центра к периферии может быть представлена в следующем виде: железо, молибден, цинк → кобальт, титан, ванадий, никель, медь → олово, бериллий, цирконий, свинец, барий, стронций (рис. 4). Для зон обрушения по трубке характерны повышенные содержания бора, фтора, мышьяка [Полетаев и др., 1983]. Следовательно, в водных потоках рассеяния установленные закономерности находят достаточно четкое подтверждение.

Породам трапповой формации на площади соответствуют контрастные поля концентрирования элементов сидерофильной группы. Разная степень контрастности аномальных полей скорее всего отражает уровень эрозионного среза. Широко распространенные в районе терригенно-осадочные метаморфизованные породы представлены мало контрастными смешанными полями элементов всех групп — сидерофильных, халькофильных, редких и рассеянных элементов. К палеозойским песчаникам, развитым на юге площади, приурочены повышенные содержания фосфора. На картах больших площадей, составленных с малой плотностью опробования методом многомерных полей, устанавливаются закономерности пространственного размещения аномалий. Для зон тектонических нарушений характерны невысокие (КК=1,5—2,0) поля концентрирования большого круга элементов. На геохимических картах видны линейные и кольцевые зоны расположения полей концентрирования отдельных элементов или групп. На картах потоков рассеяния в твердой фазе видны фрагменты субмеридиональной зоны в центральной части площади. Карты водных потоков рассеяния более информативны. На гидрогеохимических картах отчетливо прослеживается северо-восточная зона повышенной трещиноватости в нижнепалеозойских отложениях, характеризующаяся повышенным содержанием сульфат-иона, свинца, цинка, кобальта, мышьяка, фосфора, а также серебра, а на картах шлихового опробования — бария. Эти пло-

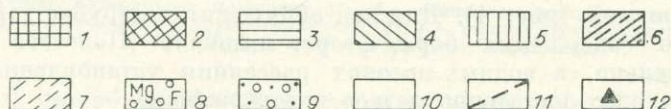
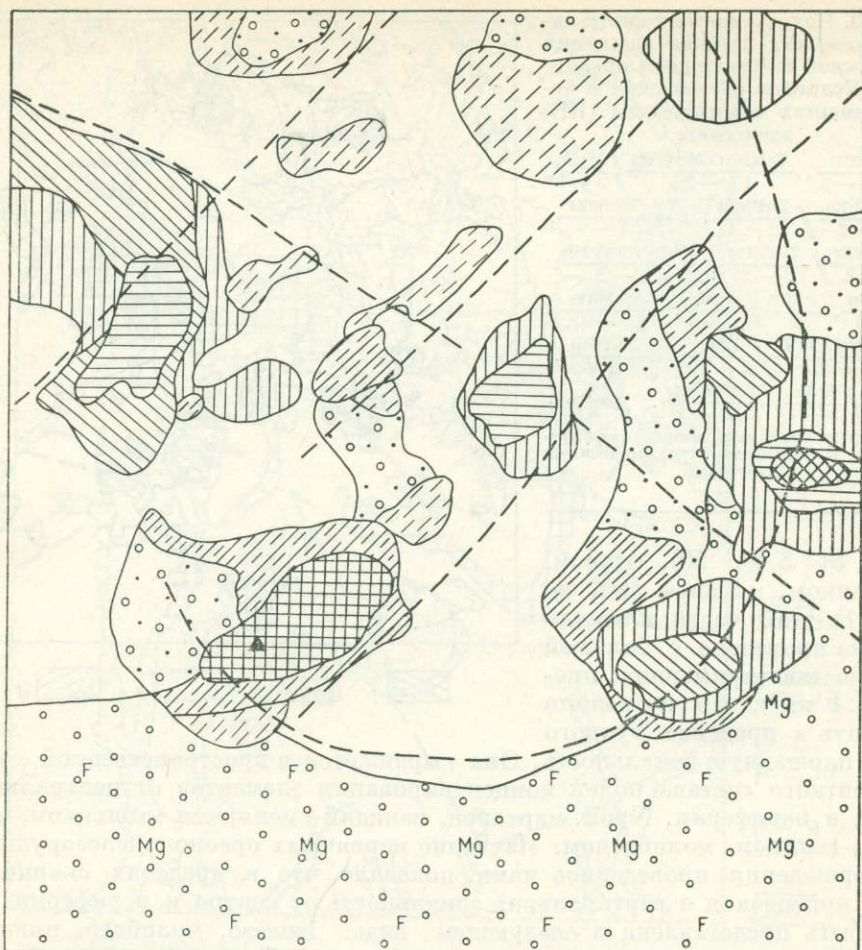


Рис. 3. Полиэлементная карта гидрогеохимических потоков рассеяния Ангарской железорудной провинции. Условные обозначения в коэффициентах контрастности (КК) элементов.

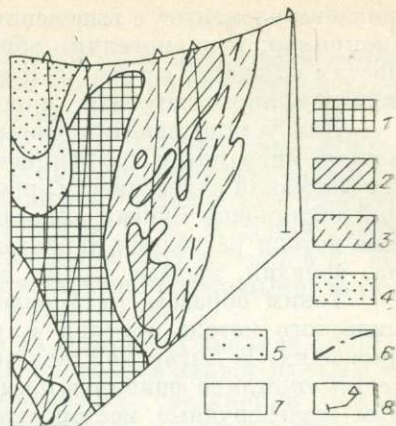
$$\begin{aligned}
 1 - & \frac{\text{NiCoCr}}{20-50}, \frac{\text{FeCl}^-}{8-9}, \frac{\text{MnVCa}^{2+}\text{Na}^+}{2-6}; 2 - \frac{\text{Be}}{200-500}, \frac{\text{Ga}}{10-100}, \frac{\text{Mo, K}^+, \text{Cl}^-}{2-3} // \\
 // & \frac{\text{Ni}}{150}, \frac{\text{CrV}}{20-50}, \frac{\text{Co Mn}}{4-6}; 3 - \frac{\text{Ni Cr}}{50-100}, \frac{\text{V}}{15}, \frac{\text{CoMn}}{6} // \frac{\text{Be}}{20}, \frac{\text{Ga}}{10}, \frac{\text{ZnF}^-}{2}; 4 - \frac{\text{Ni Cr}}{30-80}, \\
 \frac{\text{MnVCo}}{3-4} // & \frac{\text{Be}}{8-17}, \frac{\text{GaF}^- \text{Cl}^- \text{PMo}}{2-7}; 5 - \frac{\text{Be}}{11-16}, \frac{\text{MoGa}}{2-5}, \frac{\text{NiCrCoMn}}{2-10}, \frac{\text{K}^+ \text{Na}^+ \text{Cl}^-}{2-3}; \\
 6 - & \frac{\text{Cr}}{10}, \frac{\text{MnNi}}{3-4}, \frac{\text{Co}}{2} // \frac{\text{Be}}{10}, \frac{\text{AsZnPb}}{2-3}, \frac{\text{Ca}^{2+} \text{Mg}^{2+}}{1,5-2}, 7 - \frac{\text{Pb}}{2-7}, \frac{\text{So}_4^{2-}}{6-9}, \frac{\text{Zn}}{3-2}, \\
 \frac{\text{AsAg}}{1,5-2} // & \frac{\text{CrNiMnMo}}{3-5}; 8 - \frac{\text{PbNiCo}}{2-4}, \frac{\text{Zn}}{2-10}, \frac{\text{AsAgMoCl}^-}{\text{до } 2}; 9 - \frac{\text{FMg}^{2+} \text{SO}_4^{2-} \text{PK}^+ \text{Cl}^-}{2-5}; \\
 10 - & \text{фоновое содержание элементов}; 11 - \text{структурно-геохимические элементы}; 12 - \text{железородное месторождение.}
 \end{aligned}$$

щадя могут рассматриваться как перспективные для детальных поисковых работ на барит-полиметаллическую минерализацию.

На гидрогеохимических картах выявляется еще одна закономерность — расположение полей концентрирования элементов сидерофильной группы «по кольцу», что лучше проявлено на юге площади. Во внешней части

Рис. 4. Распределение ассоциаций элементов в пределах трубки взрыва железорудного месторождения.

1 — Fe (9—25 %); 2 — Sn, Pb, Be, Li, Ba, Co, Ti, V, Ni, Cu, Fe; 3 — Zr, Co, Ti, Ni, Cu; 4 — Sr, Ba, Cu; 5 — Fe, Sr, Cu, Ba; 6 — контуры трубки взрыва; 7 — фоновые содержания элементов; 8 — скважины.



кольца наблюдаются повышенные содержания фосфора, магния, фтора, в центральной — пониженные.

В этой связи интересен фрагмент структурно-геолого-геофизической схемы Ангарской железорудной провинции (рис. 5), составленный по материалам глубинных геофизических методов. Сопоставление с геофизическими картами показывает, что в условиях платформенных областей совершенно очевидна информативность и перспективность гидрогеохимического метода. Гидрогеохимические карты или карты «вещества» выглядят проще, они как бы дополняют и логически связывают отдельные фрагменты структурных элементов, фиксирующихся на геофизических картах. Наблюдается хорошее совпадение гидрогеохимических полей концентри-

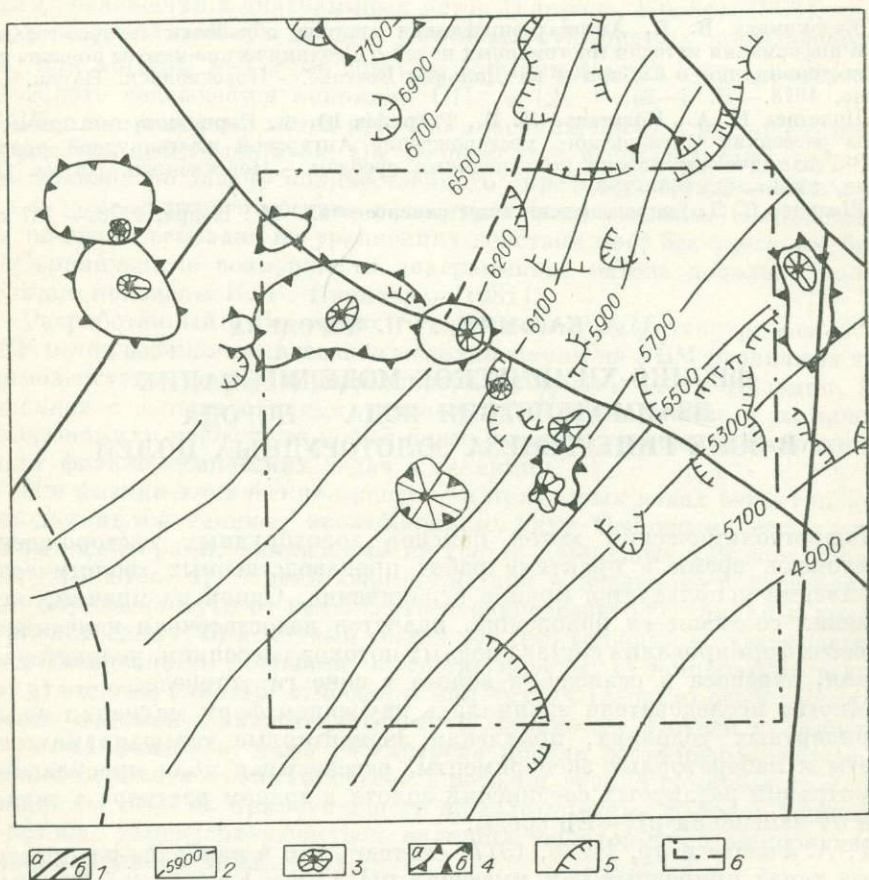


Рис. 5. Структурно-геофизическая схема Ангарской железорудной провинции (по данным В. И. Никулина, А. И. Скрипина).

1 — структуры фундамента, региональные глубинные разломы (а — достоверные, б — предполагаемые); 2 — структуры осадочного чехла, изопахиты суммарной мощности осадочных отложений; 3 — вулканические аппараты (жерла, трубка взрыва и др.); 4 — кальдеры (а) и вулканотектонические купола (б); 5 — дуговые кольца, линейные надочаговые структуры; 6 — контур площади работ.

рования элементов с выделенными по геофизическим данным структурами (например, вулканогенные образования в северо-западной и центральной частях площади, северо-восточная зона и др.). Все это позволяет использовать мелкомасштабные гидрогеохимические карты в прогнозных целях.

Для установления подвижности элементов рассчитаны коэффициенты водной миграции и коэффициенты осаждения [Шварцев, 1978]. В условиях сплошной залесенности, широкого развития болот и в восстановительной обстановке многие элементы хорошо мигрируют. Протяженные водные потоки рассеяния характерны для магния, фтора, фосфора, молибдена, ванадия, железа, хрома, кобальта, никеля и др.

Таким образом, установлена высокая информативность гидрогеохимического метода поисков в трудных поисковых условиях на закрытых площадях. В Ангарской железорудной провинции в водных потоках рассеяния отчетливо фиксируются не только трубки взрыва и приуроченные к ним железорудные месторождения, но и зоны рудной минерализации, перспективные для постановки детальных поисковых работ.

Возможно, на гидрогеохимических картах фиксируются скрытые структуры фундамента и осадочного чехла, отображаемые упорядоченными слабыми полями концентрирования элементов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Евдокимова В. Н. Автоматизированная система обработки геолого-геохимической информации методом многомерных полей // Геохимические методы поисков рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.— С. 3—26.

Поletaев И. А., Поletaева Л. Б., Гаврилов Ю. Ф. Первичные геохимические ореолы рассеяния Октябрьского месторождения Ангарской железорудной провинции // Геохимические поиски по первичным ореолам.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— С. 146—150.

Шварцев С. Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза.— М.: Недра, 1978.— 287 с.

Л. А. КАЗЬМИН, Г. П. КОРОЛЕВА

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ВОДА — ПОРОДА В ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА ЗОЛОТОРУДНЫХ ПОЛЕЙ

Гидрогеохимический метод поисков золоторудных месторождений в настоящее время в практике работ производственных геологических организаций используется крайне ограниченно. Одной из причин, определяющих создавшееся положение, является недостаточная изученность процессов формирования состава водных потоков рассеяния, условий роста, переноса и осаждения золота в зоне гипергенеза.

Многие исследователи занимались изучением форм миграции золота в стандартных условиях, привлекая элементарные термодинамические расчеты и лабораторные эксперименты, рассчитывая поля преобладания концентраций различных соединений золота в водном растворе в зависимости от изменения рН—Еh среды.

Г. А. Голева и др. [1970, 1977] считают, что в наиболее распространенных типах природных вод, имеющих рН 5—8 и Еh 0,1—0,5 В, золото находится скорее всего в виде незаряженных частиц и комплексных органических соединений; хлоридные и бромидные комплексы могут образовываться лишь в сильноокислых средах с Еh 0,9 В и рН > 1, при соот-

ветственно повышенных концентрациях хлоридных и бромидных ионов. При наличии в водах тиосульфатных ионов золото может образовывать весьма устойчивые тиосульфатные комплексы.

По мнению И. А. Каковского [1957], В. Г. Сильниченко [1959], Н. Г. Тюрина [Тюрин, Каковский, 1960], в присутствии кислорода и серы более вероятно нахождение золота в природных водах в виде тиосульфатных комплексов $[\text{Au}(\text{S}_2\text{O}_3)_2]^{3-}$. В то же время Г. Р. Колонин [1968] считает, что гипотеза тиосульфатного переноса тяжелых металлов не выдерживает сопоставления ни с имеющимися экспериментальными данными, ни с термодинамическими расчетами.

Б. А. Воротников с соавторами [1973] на основании диализа природных вод и исследования на ионообменных смолах, а также расчета по простейшим реакциям образования комплексных соединений золота с использованием рН и Eh природных вод сделали предположение, что наиболее вероятная форма золота в маломинерализованных водах [Au(OH)₂]⁻, в минерализованных подземных водах золоторудных месторождений — [AuCl₃(OH)]⁻. Такой подход к решению проблемы может дать ошибочный вывод, так как рассматриваются отдельные реакции без учета других компонентов, которые могут существенно влиять на изменение рН и Eh природных вод (Fe, Mn и др.).

Н. А. Росляков и др. [1972, 1976], используя анализ водных вытяжек рыхлых отложений и диаграммный метод [Гаррелс, Крайст, 1968], делают вывод о преобладании в водных вытяжках сульфидных комплексов типа AuS⁻ или Au(HS)₂⁻ над всеми другими формами и лишь в случае отсутствия H₂S золото связывается анионами OH⁻ и Cl⁻.

Распространенный метод рН—Eh диаграмм прост и нагляден, но имеет существенный недостаток. Он не позволяет в большинстве случаев решать однозначно задачу количественного определения равновесного фазового и компонентного состава рассматриваемой системы. Построение таких диаграмм основано на уравнениях действия масс без учета их баланса. Ограниченные возможности диаграммного метода довольно полно и наглядно показаны И. К. Карповым [1981].

Разработанный в Институте геохимии им. А. П. Виноградова СО АН СССР метод физико-химического моделирования на ЭВМ различных типов взаимодействия вода — горная порода [Карпов, 1981; Казьмин, 1983] позволяет с использованием законов физической химии и химической термодинамики перейти на новый более высокий уровень постановки и решения физико-химических задач в геохимии.

Все физико-химические процессы в природных водах зоны гипергенеза подчиняются единому эволюционному ряду. Основными физико-химическими факторами, влияющими на состав природных вод зоны гипергенеза, являются: а) степень взаимодействия в неравновесной системе вода — порода на пути от начального неравновесного состояния к конечному равновесному; б) исходный состав вод, приходящий во взаимодействие с водовмещающими породами; в) состав породы; г) температура и давление; д) степень влияния атмосферы или других газов; е) особенности гидрогеохимической и гидрогеологической обстановки. Исходя из вышеперечисленных факторов, нами рассмотрена модель растворения, переноса и отложения золота в зоне гипергенеза методом физико-химического моделирования на ЭВМ на примере одного из золоторудных районов Енисейского края, характеризующегося наличием золоторудной минерализации малосульфидного типа.

Водовмещающие породы представлены серицит-альбит-хлоритовыми сланцами протерозойского возраста, содержащими до $52 \cdot 10^{-7}$ % золота [Злобин и др., 1976]. Толща сланцев, претерпевшая региональный метаморфизм, разбита серией региональных и локальных разрывных нарушений, образующих на отдельных участках зоны повышенной проницаемости. В силу этого формирование как макро-, так и микрокомпонентного состава поверхностных вод района происходит не только в результате

взаимодействия метеогенных вод и вмещающих пород, но и подтока напорных трещинно-жильных вод тектонических нарушений.

Решались следующие задачи: 1) взаимодействие атмосферных осадков с вмещающими породами в открытых и закрытых к атмосфере условиях; 2) взаимодействие вод поверхностных водотоков с вмещающими породами также в открытых и закрытых к атмосфере условиях; 3) смещение грунтовых и трещинно-жильных вод.

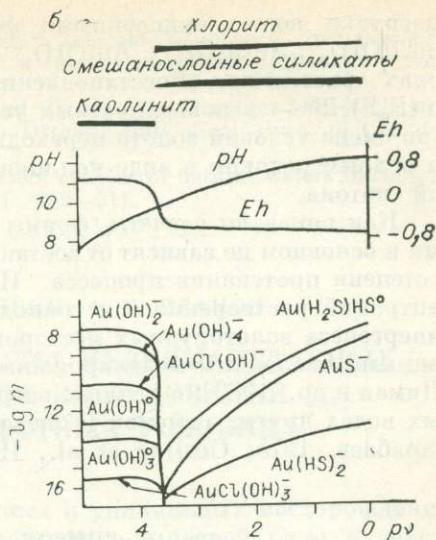
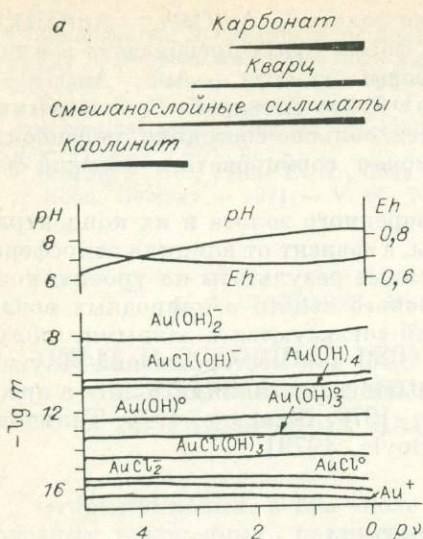
Рассматриваемая физико-химическая модель представлена 16 независимыми компонентами: Au, K, Na, Ca, Mg, Mn, Fe, Al, Si, S, C, Cl, N, H, O, включая электрорядность водных ионов и комплексов, и 204 зависимыми компонентами. Водная фаза включает 132 соединения — ионы, комплексы, ионные пары петрогенных элементов, серы, золота: Au^+ , $AuOH^0$, $Au(OH)_2^-$, $Au(OH)Cl^-$, $AuCl^0$, $AuCl_2^-$, $AuClHS^-$, $AuHS^0$, $Au(HS)_2^-$, $Au(H_2S)HS^0$, $Au(H_2S)^+$, $Au(H_2S)_2^+$, AuS^- , $Au_2(HS)_2S^{2-}$, $Au(S_2O_3)_2^{3-}$, $Au(SO_3)_2^{3-}$, Au^{3+} , $Au(OH)_3^0$, $Au(OH)_4^-$, $Au(OH)_5^{2-}$, $Au(OH)_3Cl^-$, $Au(OH)_2Cl_2^-$, $Au(OH)Cl_3^-$, $AuCl_4^-$, $Au(CO_4)_2^-$, растворенные газы, ионы H^+ и OH^- и воду. Газовая фаза представлена 8 газами: H_2 , O_2 , N_2 , CO , CO_2 , CH_4 , NH_3 , H_2S . Список потенциально возможных твердых фаз мультисистемы включает основные минералы кор выветривания: гиббсит, каолинит, смешанослойные силикаты, хлориты, карбонаты, кварц, окислы железа и марганца, элементарное золото и ряд других. Необходимые термодинамические характеристики взяты из различных источников [Дорогокупец, Карпов, 1984; Казьмин, 1983; Термические константы..., 1971, 1974].

При реализации модели на ЭВМ авторы столкнулись с проблемой несогласованности термодинамических данных соединений золота в водных растворах. Поэтому нами была проведена специальная работа по согласованию имеющихся величин ΔG^0_{298} на основе регрессионного анализа. Полученные новые значения для отдельных комплексов Au дают удовлетворительную сходимость в решении физико-химических задач. Нами не учитывались органические кислоты (фульвовые и гуминовые) и их комплексные соединения с золотом, так как к настоящему времени нет надежных термодинамических характеристик.

Физико-химическое взаимодействие вода — порода в зоне гипергенеза — в целом процесс неравновесный, но, используя принцип частичного равновесия [Карпов, 1981; Казьмин, 1983], можно выявить необратимую эволюцию геохимической системы по траектории ее движения к полному равновесию. Сущность принципа частичного равновесия заключается в следующем. Рассматриваются две подсистемы: с одной стороны — равновесие водного раствора и растворенных в нем компонентов с вновь образованными минеральными фазами, с другой — равновесие водного раствора и первичной породы. Последняя подсистема на начальных этапах процесса является неравновесной. Соотношение количества прореагировавшей породы с водным раствором определяет степень протекания процесса (v). С геохимической точки зрения это пространственно-временная координата. В каждой точке, соответствующей дискретному отрезку времени и пути, в направлении которого просачивается раствор, выполняется условие равновесия водного раствора и определенной части породы. Состав раствора и вновь образованных минеральных фаз будет изменяться вдоль пространственно-временной координаты v . Полученная таким образом последовательность изменений характеризует общее развитие процесса.

Расчеты проводились на ЭВМ БЭСМ-6 по программному комплексу «Селектор» [Казьмин и др., 1975; Казьмин, 1983].

В первой задаче рассматривалась мультисистема, состоящая из 100 кг воздуха (открытая к атмосфере), 1 кг породы и 1 кг дождевой воды. Количественное распределение компонентов водного раствора Au и новообразованных фаз в зависимости от степени протекания процесса v приводится на рисунке. В открытой к атмосфере системе происходит растворение золота из вмещающих пород (10^{-9} — 10^{-8} м). В результате расчета оп-



Изменение концентраций компонентов водного раствора золота, рН, *Eh* и минеральных парагенезисов в зависимости от степени протекания процесса (*pV*) в стандартных условиях ($t = 25^\circ\text{C}$, $P_{\text{общ}} = 1 \text{ атм}$), при взаимодействии вода — порода в системе, открытой (*а*) и закрытой (*б*) к атмосфере.

ределены следующие формы золота в растворе: $\text{Au}(\text{OH})_2^-$ — до 10^{-8} м, $\text{Au}(\text{OH})\text{Cl}^-$, $\text{Au}(\text{OH})_4^-$ — до 10^{-10} м, AuOH^0 , $\text{Au}(\text{OH})_3^0$ — 10^{-13} м и $\text{AuCl}(\text{OH})_3^-$, AuCl_2^- , AuCl^0 , Au^+ — 10^{-15} — 10^{-16} м. С увеличением степени протекания процесса концентрация золота в растворе практически не меняется. В то же время изменяется величина рН: в начале процесса близка к нейтральной (6,42), а с увеличением количества взаимодействующей породы возрастает до щелочной (8, 32). *Eh* изменяется незначительно — от 0,721 до 0,667 В. Формируется сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый тип воды. Твердая фаза представлена гетитом, каолинитом, смешанослойными силикатами, кварцем, карбонатами и металлическим золотом.

В условиях, закрытых к атмосфере, исключалось влияние воздуха. Минеральные парагенезисы и концентрации компонентов водного раствора Au в зависимости от степени протекания процесса показаны на рисунке. В начальной стадии, когда в воде еще присутствует кислород, формируются воды сульфатно-гидрокарбонатного состава. С увеличением степени протекания процесса окислительные условия резко сменяются на восстановительные. На окислительно-восстановительном барьере падает растворимость золота, происходит преобразование форм из гидроксидных гидроксилхлоридных ($\text{Au}(\text{OH})_2^-$, $\text{Au}(\text{OH})_4^-$, $\text{Au}(\text{OH})^0$, $\text{Au}(\text{OH})_3^0$, $\text{AuCl}(\text{OH})_3^-$, $\text{AuCl}(\text{OH})_3^-$) в комплексы, содержащие серу $\text{Au}(\text{H}_2\text{S})\text{HS}^0$, $\text{Au}(\text{HS})_2^-$, AuS^- — 10^{-8} м, рН изменяется от 7,9 до 12,1, *Eh* — от 0,575 до ~0,767 В. Твердая фаза представлена смешанослойными силикатами, хлоритом, металлическим золотом. В окислительной обстановке — каолинитом и гетитом.

Во второй задаче использованы данные по составу вод поверхностных водотоков, характерных для низкогорных таежных ландшафтов Енисейского края. Расчеты показали, что независимо от исходных растворов (дождевая вода или поверхностный водоток) после взаимодействия с породой формируются воды близкого состава. Растворимые формы золота и их распределение в зависимости от степени протекания процесса, образующиеся минеральные фазы аналогичны полученным в первой задаче. В результате смешения поверхностных вод с подземными, более минерализованными (задача 3), тип воды также существенно не меняется. В случае

разгрузки вод с окисленными формами золота — $\text{Au}(\text{OH})_4^-$, $\text{Au}(\text{OH})_3^0$, $\text{AuCl}(\text{OH})_3^-$, $\text{AuCl}(\text{OH})^-$, $\text{Au}(\text{OH})_2^-$ — эти формы будут преобладать и в потоках рассеяния. Восстановленные формы золота — AuS , $\text{Au}(\text{HS})_2^-$, $\text{Au}(\text{H}_2\text{S})\text{HS}^0$ — в поверхностных условиях будут сменяться окисленными. При смене условий золото переходит в нейтральное состояние, переносится водным потоком в виде коллоида и может сорбироваться твердой фазой потока.

Как показали расчеты, формы растворенного золота и их концентрации в основном не зависят от состава воды, а зависят от влияния атмосферы и степени протекания процесса. Полученные результаты по уровню концентраций растворенного и тонкодисперсного золота в природных водах гипергенеза золоторудных месторождений согласуются с данными, полученными численным моделированием на ЭВМ для месторождений Якутии [Диман и др., 1982], и реально встреченными содержаниями золота в пресных водах других районов [Голева и др., 1970; Шварцев, 1974; Талипов, Карабаев, 1975; Gosling et al., 1971; Boyle, 1979].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Воротников Б. А., Николаева Н. М., Пирожков А. В. О формах нахождения золота в водах Южно-Енисейского района // Геология и геофизика. — 1973. — № 11. — С. 37—42.
- Гаррелс Р. М., Крайет Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. — М.: Мир, 1968. — 368 с.
- Голева Г. А. Гидрогеохимия рудных элементов. М.: Недра, 1977. — 216 с.
- Голева Г. А., Кривенков В. А., Гудзь З. Г. Геохимические закономерности распространения и формы миграции золота в природных водах // Геохимия. — 1970. — № 6. — С. 744—757.
- Диман Е. Н., Карпов И. К., Макаров В. Н. Моделирование на ЭВМ гипергенных процессов. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982. — 70 с.
- Дорогокопец П. И., Карпов И. К. Термодинамика минералов и минеральных равновесий. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. — 184 с.
- Злобин В. А., Куликов А. А., Зозуленко Л. Б., Цимбалист В. Г. Источники рудных элементов в месторождениях заангарской части Енисейского кряжа // Золото и редкие элементы в геохимических процессах. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976. — С. 71—82.
- Казьмин Л. А. Методы физико-химического моделирования на ЭВМ взаимодействия «вода — горные породы» в геохимии: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. — Иркутск, 1983. — 48 с.
- Казьмин Л. А., Халиулина О. А., Карпов И. К. Расчет химических равновесий поликомпонентных гетерогенных систем, когда число фаз превышает число независимых компонентов в исходных условиях методом минимизации свободной энергии (Программа «Селектор») // Алгоритмы и программы. Материалы госфонда алгоритмов и программ. Информ. бюл. № 3. — М.: ВНИИТИ, 1975. — С. 18—19.
- Каковский И. А. К теории гидрометаллургии благородных металлов // Изв. АН СССР. — 1957. — № 7. — С. 58—64.
- Карпов И. К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. — 248 с.
- Колонин Г. Р. О тиосульфатной гипотезе переноса тяжелых металлов // Геология и геофизика. — 1968. — № 4. — С. 129—134.
- Росляков Н. А. Поведение золота в гипергенных процессах окислительного ряда // Золото и редкие элементы в геохимических процессах. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976. — С. 131—140.
- Росляков Н. А., Непейна А. А., Цимбалист В. Г. и др. Формы нахождения и миграции золота в коре выветривания золото-сульфидных месторождений // Геохимия и условия образования руд золота и редких металлов. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1972. — С. 125—139.
- Сильниченко В. Г. Комплексные соединения меди, серебра и таллия с тиосульфатом // Учен. зап. Москов. обл. пед. ин-та им. Н. К. Крупской. — 1959. — Т. 84. — С. 39—48.
- Талипов Р. М., Карабаев К. К. Прослеживание зон скрытых разломов по аномалии золота в воде // Сейсмология Узбекистана. — Ташкент: Фан, 1975. — Т. 2. — С. 136—142.
- Термические константы веществ. — М., 1971. — Вып. 5. — 344 с.
- Термические константы веществ. — М., 1974. — Вып. 7. — 530 с.
- Тюрин Н. Г., Каковский М. А. О поведении золота и серебра в зоне окисления сульфидных месторождений // Изв. вузов. Цветн. металлургия. — 1960. — № 2. — С. 6—13.

Шварцев С. Л. Золото в подземных водах Западно-Сибирского артезианского бассейна // Вопросы геохимии подземных вод в связи с поисками рудных полезных ископаемых. — Томск, 1974. — С. 191—193.

Boyle R. W. The geochemistry of gold and its deposits (Together with a chapter on geochemical prospecting for the element). — Ottawa: Bull. Geol. Surv. of Canada, 1979. — V. 280. — 584 p.

Gosling A. W., Jenne E. A., Chao T. T. Gold content of natural waters in Colorado // Econ. Geology. — 1971. — V. 66, N 2. — P. 309—311.

А. А. ЛОГИНОВ, И. Н. ИЛЬИН, А. С. ИВАНОВ

ОПЫТ И ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ МЕЛКОМАСШТАБНЫХ ГИДРОЛИТОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В РАЗЛИЧНЫХ ЛАНДШАФТНЫХ УСЛОВИЯХ

Открытие новых, в том числе крупных и уникальных месторождений полезных ископаемых, расширение минерально-сырьевой базы в действующих рудных районах может быть решено на основе количественного прогноза ресурсов.

В последние годы как в СССР, так и за рубежом широко используются [Потоки..., 1979]* мелкомасштабные геохимические методы поисков (МГП) месторождений полезных ископаемых, позволяющие оперативно при относительно невысоких материальных затратах решать эти задачи. В частности, широко применяется одна из модификаций МГП — гидролитохимическое опробование озер, речных систем с плотностью наблюдений 1 пункт на 80—120 км². Ниже рассматриваются результаты аналогичных исследований, которые проводятся нами с 1980 г. Опробованием стока малых рек в масштабе 1 : 1 000 000 (1 пункт наблюдений на 100 км²) изучено около 600 тыс. км², в пределах которых выделено порядка 40 тыс. км² перспективных площадей. Выявленные аномальные поля имеют сравнительно изометричную форму в плане и размеры 6—15 тыс. км², подчеркивая контуры рудных районов.

Как в изученных регионах, так и в целом на территории СССР гидролитохимические исследования проводятся по единой программе, в едином методическом ключе с использованием прогрессивных аналитических методов (лазерный, нейтронно-активационный, атомно-абсорбционный и др.). Поэтому получаемый фактический материал приобретает черты уникальной геохимической информации, которая используется для достоверных прогнозных построений на стадии выполнения прогнозно-подготовительных работ. В частности, имеется реальная возможность количественной оценки ресурсов больших территорий и отдельных районов. В методическом плане заслуживает особого внимания предложенная НПО «Рудгеофизика» методика прямого расчета ресурсов металлов в объеме пород аномальной площади, которая при использовании эмпирических коэффициентов, учитывающих вероятность реализации рассеяния рудного элемента в виде месторождения, позволяет оценить и запасы промышленных руд. Наш опыт количественной оценки прогнозных ресурсов руд по этой методике рудных районов показывает вполне удовлетворительную сходимость с разведанными запасами.

Анализ распределения рудных элементов в твердом и жидком стоках рек свидетельствует о дифференцированности геохимических полей и довольно четком соответствии их распределения металлогенической специализации регионов. В частности, обособленно выделяются участки с развитием гидролитохимических полей благородных элементов, полиметал-

* Потоки рассеяния урановых месторождений. — М.: Атомиздат, 1979. — 136 с.

Содержание химических элементов в водах различных ландшафтов

Зона	Ландшафт	Вода					
		Тип	Класс	Группа	Химический состав	Минерализация, г/л	
						предельная	средняя
Горная	Высокогорный, средне-низкогорный таежный	Гидрокарбонатный	$\text{HCO}_3 > \text{SO}_4 > \text{Cl}$	Гидрокарбонатная кальциевая	HCO_3Ca	До 0,2	0,123
	Гидрокарбонатная кальциево-натриевая			HCO_3CaNa	0,2—0,5	0,351	
Равнинная, холмисто-равнинная	Лесостепной			Гидрокарбонатная натриево-кальциево-магниевая	$\text{HCO}_3\text{NaCaMg}$	0,5—1,0	0,68
	Степной			Гидрокарбонатная сульфатно-натриевая	$\text{HCO}_3\text{SO}_4\text{Na}$	1,0—2,0	1,2
		$\text{HCO}_3 > \text{Cl} > \text{SO}_4$	Гидрокарбонатно-хлоридная натриевая	HCO_3ClNa			
	Степной, полупустынный	Сульфатный	$\text{SO}_4 > \text{HCO}_3 > \text{Cl}$	Сульфатная натриево-кальциевая	SO_4NaCa	>2,0	27,7
		Хлоридный	$\text{Cl} > \text{SO}_4 > \text{HCO}_3$	Хлоридно-сульфатная натриевая	ClSO_4Na		

Среднее содержание микрокомпонентов

As	Mo	F	Fe	Ti	Mn	Cr	V	Ni	Co	Zr	Y	Cu	Pb	Zn	Sn	Ag
n · 10 ⁻³ к сухому остатку																
0,48	0,71	259	1644	38	7,3	18,2	3,8	12,6	0,55	3,6	4,9	4,5	2,9	36,5	3,9	0,15
1,1	2,4	437	456	28	3,8	4,7	0,6	2,6	0,15	2,03	0,2	1,8	0,7	3,3	0,9	0,06
1,42	1,5	521	304	17	2,8	1,6	0,4	0,9	0,15	1,6	0,17	1,4	0,34	0,7	1,02	0,006
1,5	5,6	1 219	169	29	2,1	14,4	0,37	0,6	0,15	1,6	0,16	1,3	0,25	0,15	0,07	0,005
3,0	335	10 578	106	25	1,6	0,52	0,24	0,33	0,15	1,4	0,16	0,35	0,3	0,15	0,12	0,005

лов, редких и рассеянных элементов. При этом 75—78 % известных промышленно-перспективных месторождений располагаются в контурах аномальных полей тех или иных ассоциативных групп элементов.

На следующих этапах поисковых работ практикуется использование гидролитохимического метода в масштабе 1 : 200 000, направленного на выявление и оконтуривание аномальных участков, равнозначных по параметрам рудным узлам и полям крупных месторождений. Исследования выполняются на площадях, выделенных по результатам работ масштаба 1 : 1 000 000, и включают опробование поверхностных водотоков и источников подземных вод по сети 1 точка на 4—5 км². На одном из участков, опробованных в масштабе 1 : 200 000, при заверочных работах бурением были получены положительные результаты.

Анализ результатов мелкомасштабных исследований с широким привлечением математических методов обработки данных на ЭВМ (кластеранализ, регрессионный, корреляционный анализы) позволил получить ряд свидетельств зависимости формирования фоновых и аномальных концентраций элементов от ландшафтно-климатических условий, изменение которых тесным образом связано с геохимической зональностью природных вод (см. таблицу). Из данных, приведенных в таблице, следует, что определенным типам ландшафтов соответствуют определенные типы вод, отличающиеся не только по общему химическому составу и минерализации, но и по средним содержаниям определяемых микрокомпонентов. В частности, максимальными средними содержаниями большинства не накапливающихся в воде микроэлементов характеризуются слабоминерализованные гидрокарбонатно-кальциевые воды горных, горно-таежных ландшафтов при тенденции к снижению содержаний этих элементов по мере увеличения минерализации вод в более равнинных ландшафтах с засушливым климатом. Это объясняется значительным снижением миграционной способности многих элементов в аридных условиях в связи с их сорбцией активно образующимися здесь гипергенными новообразованиями, осаждением в виде труднорастворимых соединений и т. п. Поэтому поисковая значимость большинства относительно неустойчивых в воде элементов ограничена горными, горно-

таежными ландшафтами гумидной зоны. Подтверждением может служить опыт построения карт распределений аддитивных аномалий комплекса халькофильных элементов в воде в различных ландшафтных зонах. Аномалии, в подавляющем большинстве случаев фиксируя с той или иной степенью достоверности месторождения различных минералогических типов, располагаются в пределах распространения слабоминерализованных вод горных районов. Вне контура распространения этих вод фиксируемость месторождений аддитивными аномальными полями резко падает.

Средние содержания устойчивых в воде элементов (Mo, F, As и др.) повышаются по мере увеличения минерализации и аридизации климата. При этом образуются обширные аномальные поля и потоки рассеяния в пределах рудных районов или в зоне влияния соответствующих месторождений, расположенных в более равнинных районах с засушливым климатом и характеризующихся распространением вод повышенной минерализации (более 0,5 г/л).

Распределение аномальных концентраций элементов в литохимических потоках рассеяния также в значительной степени подчиняется ландшафтно-климатической зональности. Интенсивность и распространенность литохимических аномалий редких элементов увеличивается с возрастанием расчлененности рельефа, достаточно четко оконтуривая известные рудные районы в пределах горных ландшафтов гумидной климатической зоны, что обусловлено, вероятно, увеличением здесь роли механического выветривания.

Распределение аномальных литохимических полей свидетельствует о высокой поисковой значимости последних. Практически все промышленные золоторудные месторождения отражаются в аномальных аддитивных литохимических полях. Достаточно высока поисковая значимость литохимических аномалий и для месторождений других типов.

Таким образом, опыт выполненных исследований показывает, что разрешающая способность мелкомасштабных гидролитохимических поисков достаточно высока, дифференцируется в зависимости от ландшафтных условий по набору элементов, использующихся в качестве поисковых признаков, и по качеству опробуемого материала (жидкого или твердого стока рек). Применение метода, учитывая достаточно надежную фиксируемость рудных районов и полей отдельных месторождений гидролитохимическими аномалиями, позволяет выявить на ранней стадии геолого-поисковых работ перспективные на обнаружение различных типов месторождений районы, а с учетом возможности количественной оценки ресурсов этих районов — выделить отдельные из них в качестве промышленно-перспективных.

Ю. С. ЛУКЬЯНЧИКОВ, Б. С. КАСЫМЖАНОВА

ТИПИЗАЦИЯ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ ТЕКЕЛИ-УСЕКСКОГО РУДНОГО РАЙОНА И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАЗМЕЩЕНИЯ

Основой выполненной работы послужили данные массового (около 1500 водопунктов) средне- и крупномасштабного гидрогеохимического опробования Текели-Усекского рудного района и прилегающих к нему территорий Центральной и Южной Джунгарии. Анализ полученного материала и полевых исследований позволил установить основные черты формирования подземных вод, их химического (в том числе и микроэлементного) состава, выделить 42 гидрогеохимические аномалии и зоны,

типизировать их по гидрогеохимической специализации, установить основные закономерности размещения, произвести оценку по степени перспективности и рекомендовать проведение дальнейших поисковых работ.

В изучаемом районе в основном развиты ультрапресные и слабо-минерализованные трещинные воды палеозойских и рифейских пород, формирующиеся в условиях активнейшего водообмена, обусловленного интенсивно расчлененным высокогорным и среднегорным рельефом и значительным количеством атмосферных осадков, а также низкой химической активностью водовмещающих пород. Подземные воды рыхлообломочных отложений развиты лишь в ледниковых, водно-ледниковых и аллювиальных четвертичных отложениях, а по периферии — в различных по генезису четвертичных и палеоген-неогеновых.

Основные черты формирования химического состава подземных вод следующие:

1. Формирование ультрапресных вод гидрокарбонатного кальциевого фона с минерализацией от 0,03 до 0,2 г/л и лишь на отдельных участках на низкогорье и по периферии гор до 0,5—1,0 г/л, редко более.

2. Влияние литохимического состава водовмещающих пород и зон сульфидной минерализации на общий (в основном сульфаты и катионы) и микроэлементный состав подземных вод.

3. Очень низкое содержание микроэлементов в подземных водах, но достаточная их контрастность для установления фоновых, аномальных значений и оконтуривания гидрогеохимических аномалий.

4. Различное содержание микроэлементов и их контрастность для разных элементов в целом по региону и для одних и тех же элементов в различных комплексах пород.

Ассоциации микроэлементов в подземных водах известных месторождений и рудопроявлений отражают тип оруденения. Основные поисковые гидрогеохимические признаки в их пределах довольно четко выражены в аномальном содержании микроэлементов и повышенном сульфат-иона.

На основании общей оценки формирования микроэлементного состава подземных вод, характеристики выделенных аномальных участков и состава родниковых вод на остальной площади в пределах изучаемого региона выделены следующие основные типы гидрогеохимических аномалий: полиметаллическая, редкометаллическая, медная, молибденовая и ряд промежуточных, как правило постепенно переходящих одна в другую (см. таблицу).

Характеристика типов аномалий и пространственное их распределение позволили сделать выводы об основных закономерностях размещения аномальных гидрогеохимических ассоциаций в пределах изучаемого района и отразить их на схеме гидрогеохимической зональности (см. рисунок).

Доминирует полиметаллическая аномалия. Она прослеживается вдоль всей осевой части Текелийского антиклинория и наиболее четко выражена на флангах, в пределах Текелийского и Усекского рудных полей. С севера, со стороны Бороталинского синклинория, к ней примыкают ассоциации микроэлементов, характеризующихся цинк-редкометаллической и серебро-полиметаллической ассоциациями; с юга, со стороны Илийского мегасинклинория, — медно-молибденовой.

Центральная часть Текелийского антиклинория беднее цинком, содержание которого увеличивается в северо-западном и восточном направлениях — к его флангам. Здесь же происходит наложение зон, обогащенных серебром (с севера) и молибденом (с юга), что приводит к возникновению ассоциаций смешанного типа.

Титан-магнетит-марганцевая ассоциация занимает небольшие редкие поля, приуроченные к осевой части Текелийского антиклинория; медно-молибденовая и медная расположены в западной и южной части

Основные типы гидрогеохимических ассоциаций и участки их распространения

№ п/п	Тип ассоциации	Основные и сопутствующие (в скобках) элементы	Участки распространения
1	Полиметаллическая (PM)	Pb, Zn, Cu, (Ba, Mo, Sr, Ni, Ti, Mn, As, Cr, Ag)	Месторождения Текели (7), Коксу (17), Бол. Усек (24), рудопроявление Чижин (38)
2	Серебро-полиметаллическая (Ag—PM)	Pb, Cu, Ag, Zn, (Mo, Mn, Fe, Ni, Cr, Ba)	Токсанбайская зона (15), участок Майлисай (19), Тайбуга (20), Коксай (21)
3	Молибден-полиметаллическая (Mo—PM)	Pb, Mo, Zn, Cu, (Mn, Fe, Ni, Cr, Ti, Sn, Ba)	Месторождение Тышкан (35) участок Многогородниковый (36), Бесмойнакская зона (32)
4	Серебро-молибден-медно-цинковая (Ag, Mo, Cu—Zn)	Cu, Pb, Ag, Mo, Mn, Cr, Ni, Fe, Ba, Ag, Pb, Cu	Коктальская зона (22), участок Кызылкия (34)
5	Медно-серебро-свинцовая (Cu, Ag — Pb)	Ba, Cr, Mn, Ti, Ni	Рудопроявление Кюелы (север участка 17), участок Ашутас (33)
6	Молибден-медно-свинцовая (Mo, Cu — Pb)	Pb, Cu, Mn, (Mn, Fe, Ni, Ti, Cr, Ba)	Нарын (37), Усек (34), Кокус (23), Суаттау (41, 42)
7	Медно-молибденовая (Cu—Mo)	Cu, Mo, (Ba, Mn, Ti, V, Ni, Sr, Cr)	Месторождение Биже (28), участок Биринши в Теректинской зоне (11)
8	Медно-свинцовая (Cu—Pb)	Cu, Pb, (Mn, Ti, Fe, Cr, Ba)	Тохтамыс (13), Карсу (26) и др.
9	Медная (Cu)	Cu, (Pb, Fe, Ni, Mn, Ti)	Каспан (30), Карасай (между 27—35) и др.
10	Редкометаллическая: а) цинк-редкометаллическая (Zn—RM) б) молибденовая (Mo) в) редкометаллическая субтермальных минеральных источников	Zn, Sn, W, Sb, Mo Mo, (Pb, Zn, W, Mo, Li, Ga, Ge)	Арасан (9), Вост. Арасан (10), Койтас (4) Бугульды (40) Родники 196, 383, 1114, 1025, 1207, 1226
11	Титаномагнетитовая (Ti—Mn)	Ti, Mn, Fe, Cr, Pb, Cu, Sr, Ni, Ba	Сатылы (18), Кусак (12)
12	Золото-полиметаллическая (Au—PM)	Pb, Zn, Cu, Au, Ba, Ag, Sb, Fe, Sn	Кюуды-Карасай (27)

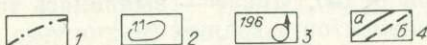
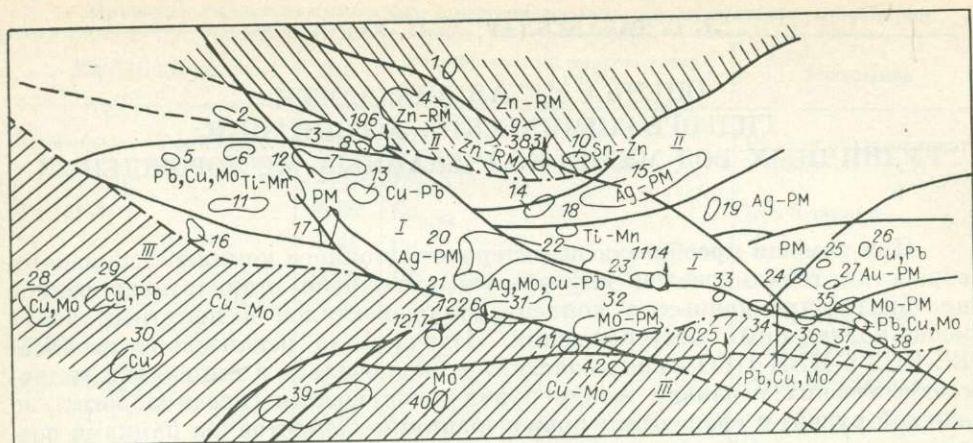
региона; единственная ясно выраженная молибденовая (Бугульды) — на юге.

Выявленная гидрогеохимическая зональность хорошо увязывается с металлогенической и геохимической. Вместе с тем она существенно дополняет их по площади и на глубину, определяемую глубиной циркуляции выклинивающихся в эрозионных врезам подземных вод, в том числе под широко развитыми в районе ледниковыми, водно-ледниковыми и иными рыхлообломочными отложениями и, следовательно, может служить дальнейшему направлению поисковых работ в регионе.

Все гидрогеохимические аномалии в пределах района работ с большей или меньшей степенью определенности можно разделить по их значимости в отношении поисков полезных ископаемых.

Во-первых, это аномалии-эталоны на известных месторождениях и рудопроявлениях (гидрогеохимические ореолы месторождений Текели, Коксу, Бол. Усек, Тышкан, Кокус, Биже, участка Каспан, а также многих рудопроявлений).

К аномалиям второго типа можно отнести контрастные участки, выделенные в пределах более крупных по площади гидрогеохимических ореолов рудных полей, по их периферии, а также на других площадях с известными точками рудной минерализации. Примерами таких аномалий являются: ореол, прослеживающийся на восток от месторождения Бол. Усек к «Трехрогому» ледниковому цирку; более контрастный контур и участки в пределах крупной гидрогеохимической аномалии место-



Гидрогеохимическая зональность Текели-Усекского рудного района.

1 — граница выделенных зон; 2 — аномальный участок или зона и их номер; 3 — родник восходящий и его номер; 4 — тектонические разломы (а — достоверные, б — предполагаемые, в том числе под рыхлым чехлом). Основные геологические структуры: I — Текелийский антиклинарий, II — Бороталинский синклинарий, III — Илийский мегасинклинарий. Гидрогеохимические зоны: PM — полиметаллическая, Zn-RM — цинк-редкометаллическая, Cu-Mo — медно-молибденовая. Символами в виде сокращений у контуров и на поле схемы показаны основные типы гидрогеохимических ассоциаций.

рождения Тышкан и др. На таких аномалиях возможен прогноз как уже известных, так и новых рудных зон, дифференциация их по степени перспективности и ее переоценка, а следовательно, и ориентация на дальнейшее направление поисково-оценочных работ. Например, гидрогеохимический материал по участку месторождения Тышкан позволяет предполагать большую перспективность на восточном фланге месторождения и дальнейшее раздваивание и разубоживание рудной зоны в этом же направлении.

К третьему типу отнесены гидрогеохимические аномалии, выявленные на всей остальной площади работ и оцениваемые в соответствии с их контрастностью, спецификой гидрогеохимических ассоциаций и геологической ситуацией.

Из общего числа выделенных при гидрогеохимическом опробовании аномалий (53) к перспективным на различные типы оруденения отнесены четырнадцать. На девяти из них (3, 8, 10, 13, 20, 21, 25, 37, 40) рекомендовано проведение геологических поисково-оценочных работ либо детальных поисков, сопровождающихся гидрогеохимическим опробованием.

Об эффективности гидрогеохимических исследований в конкретном регионе свидетельствует ряд уточнений по металлогенической оценке отдельных участков, вплоть до выхода на зоны рудной минерализации и рудные тела. Так, в пределах гидрогеохимической аномалии, протягивающейся на восток от месторождения Бол. Усек (контур 24) до цирка «Трехрогий» (контур 25), в 1984 г. было выявлено крупное полиметаллическое рудное тело, а в пределах гидрогеохимической аномалии на участке Нарын (контур 37), выявленной нами в 1983 г. и рекомендованной к дальнейшей оценке в 1984 г., обнаружено рудопроявление.

ОЦЕНКА МЕТАЛЛОНОСНОСТИ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ РУДНИЧНЫХ ВОД МЕДНО-КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

При помощи преобразующе-интерпретационного комплекса программ обработки геохимической информации выполнено стандартизированное преобразование данных о концентрациях металлов в попутных водах медно-колчеданных месторождений. Задача была реализована на ЭВМ ЕС-1022 в ИВЦ ПГО «Уралгеология» и заключалась в выявлении гидрогеохимических различий между рудничными водами (предположительно жидкой рудой) и «фоновыми» концентрациями элементов (за рамками возможных «кондиций» жидкой руды). Иначе — выявилась тенденция к накоплению или рассеянию элементов в водных (рудничные воды) ассоциациях и сравнение их с кондициями на эти элементы в традиционном сырье.

Коэффициенты аномальности (КА) вычислялись для положительных (КА⁺) и отрицательных (КА⁻) балльных оценок содержаний (условные баллы содержаний перед этим ранжировались по убыванию).

Расчеты КА начинались с максимальных (по модулю) значений условных балльных оценок содержаний. Ассоциации элементов, ранжированные по их убыванию, определяли величины КА⁺ и КА⁻ и являлись основными аномалиеобразующими.

Выполненное преобразование содержаний элементов в систему сопоставимых условных балльных оценок позволило оценить насыщенность выделенных ассоциаций (аналогично продуктивности ореолов), их сходство или отличие от рудных (КА 10—8), рудогенных (КА 8—5), лито-рудогенных (КА 5—3), литогенных (КА 3) пределов (см. таблицу).

Рудничные воды как среда концентрации металлов являются и средой их рассеяния. Поэтому в качестве «воднорудных» могут фигурировать ассоциации, в которых балльные значения индикаторов в целом ниже, чем в ассоциациях, характеризующих твердые рудопроявления или даже рассеянную рудную минерализацию. Гидрогеохимические ассоциации во многих случаях являются более комплексными и определенно указывают на возможность накопления (или выноса) широкого спектра элементов, переход в раствор которых обусловлен фактором сернокислотного выщелачивания.

Анализ спектров позволил прийти к некоторым выводам об особенностях гидрогеохимических полей колчеданных месторождений.

1. Для рудных элементов-халькофилов (прежде всего Cu, Zn, Cd) практически значимыми являются баллы содержаний, соответствующие рудогенному (≥ 5) уровню.

2. Облик ассоциаций специфичен для отдельных участков зеленокаменной полосы Урала. Эта специфичность отражает особенности миграции и накопления металлов в рудничных водосборах.

3. Наиболее общими особенностями выявленных гидрогеохимических спектров являются: превышение как кларковых, так и рассчитанных для каждого района «фоновых» концентраций всех элементов; для вод интенсивно окисляющихся залежей с длительными сроками отработки характерно четкое проявление трех отразившихся в спектрах групп ассоциаций: рудно-халькофильной, «гидролизатной», редкометалльной (см. таблицу); в водах законсервированных или менее окисленных залежей гидрогеохимические спектры (с ассоциациями всех групп) менее контрастны и менее интенсивны.

Примеры гидрогеохимических спектров-ассоциаций рудничных водосборов

Месторождение	КА	Ранжированный гидрогеохимический спектр	Ассоциация
Пышминско-Ключевское	2,86	Ni _{2,86}	Рудная, «гидролизатная»
	2,63	Fe _{2,81} Ti _{1,11}	
Дегтярское	9,88	Cu _{9,88}	Колчеданная
	5,44	Cu _{5,44}	
	3,40	Cd _{2,22} Zn _{1,93} Cu _{1,74}	
	7,82	Fe _{5,95} Al _{5,08}	
Гумешевское	2,05	Li _{2,05}	Литофильная
Ново-Шемурское	4,72	Cs _{4,19} Rb _{3,01} Li _{2,20}	Редкометалльная
	5,43	Cs _{3,74} Rb _{2,63} Li _{1,84}	
	5,21	Pb _{3,86} Co _{2,52} Cd _{2,31} Ni _{1,73}	Колчеданная
Волковское	8,50	Cu _{6,46} Zn _{5,56}	Медно-цинковая
Белореченское	3,61	Al _{3,11} Cr _{2,00}	«Гидролизатная»
Ново-Ежовское	7,26	Cu _{5,06} Zn _{4,0} Pb _{3,11} Sn _{2,33}	Колчеданная
	3,81	Cs _{2,35} Sr _{2,27} Rb _{1,53} Li _{1,46}	
Ломовское	6,33	Cu _{4,67} Zn _{4,28}	Колчеданная
	10,70	Cd _{10,7}	
Вадимо-Александровское	4,35	Cu _{2,85} Cd _{2,51} Zn _{2,71}	Редкометалльная
	3,56	Cs _{2,54} Rb _{1,68} Li _{1,6} Cr _{1,3}	
Левихинское	6,07	Zn _{4,19} Cd _{3,14} Cu _{2,90} Co _{1,92}	Колчеданная
Красновардейское рудная зона	4,41	Cu _{3,44} Cd _{2,37} Zn _{1,82}	Медно-цинковая
	2,74	Cs _{2,12} Sr _{1,75}	Редкометалльная

Примечание. Цифры у символов — ранжированные баллы содержаний, рассчитанные на ЭВМ.

4. Рудный уровень балльных оценок содержаний достигнут в двух случаях — Cu_{9,88} в водах Дегтярского и Cd_{10,7} в водах Ломовского рудников. Такие содержания идентичны с содержаниями этих металлов в твердом рудном сырье. Водосбросы этих месторождений можно предварительно отнести к категории месторождений «жидких руд» (прежде всего соответственно по Cu и Cd).

5. Высокая во многих случаях продуктивность гидрохимических спектров с Fe и Al является качественной характеристикой сернокислотного выщелачивания, приводящей к насыщению рудничных вод слабо-растворенными солями тяжелых металлов. Чем выше условные баллы содержаний Fe и Al, тем интенсивнее эти процессы.

Балльные оценки для Fe и Al ниже 3—4 могут свидетельствовать об ослаблении сернокислотного выщелачивания. В этой связи показательны воды Пышминско-Ключевского месторождения. Появление в их гидрогеохимическом спектре заметных количеств Ti (сильное накопление при весьма слабой миграции) подтверждает это ослабление.

6. Специфика геологического строения, состава руд и вмещающих пород обусловили дифференцированную контрастность редкометалльной нагрузки рудничных вод. Она является наиболее комплексной и интенсивной для потоков Вадимо-Александровского месторождения, где в нее входят Cs, Li, Rb, Mo, Sr. Во всех редкометалльных ассоциациях наиболее активный мигрант — Cs и почти всегда наименее активный — Sr, что совпадает с возможностями мобилизации и миграции этих элементов в кислой и сильнокислой средах. Наблюдаются и некоторые особенности

редкометалльных ассоциаций в водах различных водосборов: накопление V и Sn в водах Гумешевской залежи (на 1—2 порядка выше «фона»), Mo — в водах Нижне-Тагильского и Турьинского рудных полей.

7. Высокое для данной среды накопление (литорудогенный предел) Li, Rb, Cs и литогенный уровень Sr (или отсутствие его в спектрах) являются признаками формирования колчеданообразующих ассоциаций.

Литорудогенные (или более высокие) баллы Cs на фоне уменьшающихся оценок для Sr заслуживают проверки как поисковый индикатор на площадях, не подвергшихся техногенной трансформации (пример — участки в пределах вторичных ореолов Ново-Шемурского месторождения на Северном Урале). Дополнительные индикаторы для оконтуривания слабых аномалий в таких случаях — контрастная «гидролизатная» нагрузка вод — V, Ti, Al, Fe.

8. Ассоциации в техногенных потоках на поверхности так называемых горно-промышленных ландшафтов (Красноуральский район) весьма интенсивны. Они требуют (по каждому из элементов, входящих в подобные ассоциации) специального изучения, так как вполне правомерно трактовать такие спектры, как техногенные аномалии (техногенно преобразованные потоки рудничных вод на поверхности). Их накопительная часть характеризуется интенсивностью, значительно превышающей интенсивность гидрогеохимических спектров — ассоциаций собственно рудничных руд. В нее входят: Zn, Cu, Rb, Cd, As, Ni, Co и в качестве сопутствующих TR, Li, Cs и Sr (для двух последних отмечена обратная корреляция с халькофилами). Являясь преимущественно техногенно-преобразованной «нагрузкой» соответствующих ландшафтов, существенно затрудняющей расшифровку возможных естественных гидрогеохимических аномалий, они в то же время позволяют выявлять направление и степень техногенной геохимической трансформации геологической среды в горно-рудных районах.

Л. Б. ПОЛЕТАЕВА, Д. Х. МАРТИХАЕВА, Р. Х. ЗАРИПОВ,
Н. И. МАНЗЕЛИНОВ

ОПЫТ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКОВ В УСЛОВИЯХ АРИДНОГО КЛИМАТА

Применение гидрогеохимического метода поисков в аридных условиях имеет ряд особенностей, обусловленных почти полным отсутствием постоянных водотоков, малым количеством подземных вод, значительной величиной инсоляционных процессов и малым количеством атмосферных осадков. Все это приводит к интенсивному соленакоплению, особенно в пределах депрессий. Процессы испарительного концентрирования оказывают большое влияние на миграцию микроэлементов, усложняют интерпретацию результатов, повышая при этом глубинность гидрогеохимического метода, что особенно важно в условиях закрытых депрессионных структур.

Гидрогеохимические исследования проведены в условиях аридного климата на территории Западного Узбекистана. Геологические условия района характеризуются наличием горных массивов, сложенных метаморфизованными вулканогенно-терригенными и терригенно-осадочными породами домезозойского возраста. Разделяющие их депрессии выполнены мезокайнозойскими отложениями мощностью до 1600 м (рис. 1). К крупным зонам смятия в домезозойских образованиях приурочены

© Л. Б. Полетаева, Д. Х. Мартихаева, Р. Х. Зарипов, Н. И. Манзелинов, 1990

Рис. 1. Схема геологического строения.

1 — гранитоидные образования, 2 — терригенно-карбонатные образования, 3 — метаморфические породы различного состава, 4 — тектонические нарушения, 5 — гидроизолевы водоносного комплекса верхнемеловых отложений; Q, N, P, MZ — покровные отложения мезокайнозойского возраста; PZ — домезозойские образования.

проявления золота, различающиеся по минеральному составу и относимые к золото-мало-сульфидной формации.

Гидрогеохимическая съемка проводилась с плотностью опробования 1 проба на 20—30 км². Гидрогеохимические пробы отбирались из всех доступных водосточников наземных и подземных вод. На месте отбора определялись формы угольной кислоты, фиксировалось содержание кислорода. Здесь же производилось групповое соосаждение элементов методом ТПИ. Содержание металлов определялось спектральным методом, калия и натрия — фотометрией пламени, фтора — колориметрическим методом с арсеназо-III.

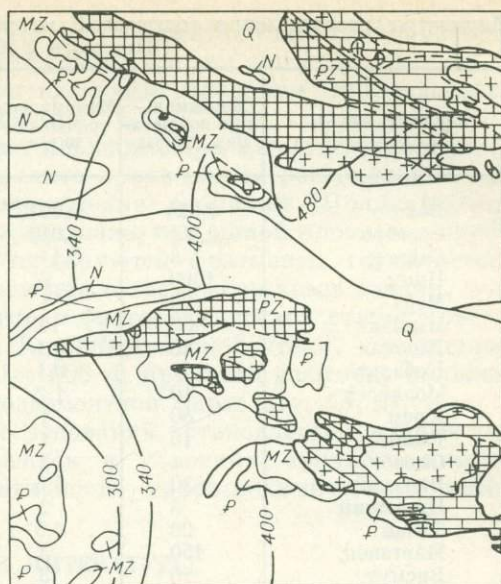
Для определения золота водные пробы концентрировались с последующим определением атомно-абсорбционным методом. Предел обнаружения золота с учетом концентрирования $2 \cdot 10^{-10}$ г/л. Обработка полученных материалов заключалась в определении встречаемости фоновых содержаний, построении карт распределения элементов методом многомерных полей на ЭВМ.

Исследованные воды приурочены в основном к гидрогеологическому комплексу верхнемеловых отложений, представленных песчаными, алевритовыми толщами. Воды комплекса, вскрываемые глубокими скважинами и выходящие в виде источников в долине р. Зеравшан и Карнаб-Чульской степи, имеют минерализацию 1—10 г/л и подвержены процессам континентального засоления, рН составляет 7,1—8,0, по анионному составу они хлоридно-сульфатные, гидрокарбонатно-сульфатные, в катионном составе попеременно преобладают кальций, магний или натрий.

В составе растворенных газов преобладает кислород — от 0,78 до 13,1 мг/л. Содержание микроэлементов меняется в широком диапазоне концентраций, причем строгой пропорциональности между содержаниями элементов и общей минерализацией в подавляющем большинстве случаев не наблюдается. Содержание фтора лимитируется условиями фторидно-кальциевого равновесия; концентрация его не превышает 0,72 мг/л.

Формирование химического состава гидрокарбонатно-сульфатных вод рудопроявлений золота в пределах складчатых домезозойских образований происходит за счет процессов растворения и выщелачивания водомещающих метаморфизованных пород крупных зон смятия, к которым приурочена рудная минерализация. Воды имеют невысокую величину минерализации (290—470 мг/л) при переменном преобладании в катионном составе кальция, натрия, магния.

Содержание большинства микроэлементов в водах исследуемого района в 2—10 раз выше по сравнению со средними содержаниями [Шварцев, 1978] для вод провинций континентального засоления (см. таблицу), встречаемость их от 10 до 100 %.



Параметры распределения содержаний микроэлементов в водах одного из районов Западного Узбекистана

Элемент, мкг/л	Максимальные содержания, мкг/л	Минимальные содержания, мкг/л	Встречаемость, %	Сфон	С _{ср}
Золото	0,024	0,0015	98	0,0023	0,084
Серебро	0,500	0,010	100	0,38	0,44
Свинец	3	0,1	97	1,9	3,1
Цинк	1000	6	88	156	57,5
Медь	20	1	100	15,7	8,9
Мышьяк	50	10	10	Не опр.	2,6
Никель	15	0,1	52	14,0	4,7
Кобальт	1,5	0,1	25	1,3	1,2
Молибден	10	1,2	95	1,9	0,47
Хром	80	1	98	19,0	5,2
Галлий	10	1	22	1,9	0,86
Олово	4	2	60	3,8	0,35
Ванадий	30	0,5	88	29,0	3,0
Цирконий	5	2	18	Не опр.	1,3
Титан	20	0,5	95	19,2	25,4
Марганец	150	3	80	137,0	120,0
Висмут	10	3	53	3,0	1,1
Кадмий	100	10	10	5,0	0,44

Примечание. С_{ср} — среднее содержание микроэлементов в подземных водах провинций континентального засоления [Шварцев, 1978].

Для объяснения миграционных способностей элементов в аридных ландшафтах рассчитаны коэффициенты водной миграции и интенсивности осаднения [Перельман, 1968; Шварцев, 1978].

Ряд геохимической подвижности элементов в водах исследуемой площади может быть представлен в следующем виде (в порядке уменьшения): Mo, Zn, Bi, Ag, As, Au, Mn, Cr, Sn, V, Cu, Ni, Pb, Cd, Ti, Zr.

Результаты гидрогеохимических исследований обработаны на ЭВМ по программе автоматизированной обработки данных (метод многомерных полей). На карте ассоциаций и моноэлементных картах свинца, молибдена, меди видно, что вся площадь как бы делится пополам — западную, обогащенную этими элементами, и восточную, характеризующуюся их вы-

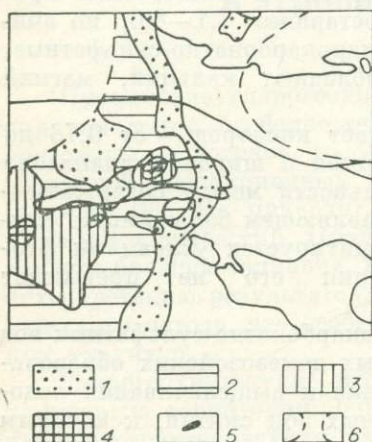


Рис. 2. Моноэлементная гидрогеохимическая схема.

1 — контуры докембрийских образований, 2—5 — контуры содержаний свинца, мкг/л: 2 — 0,550; 3 — 1,0; 4 — 2,5; 5 — 4,0; 6 — см. на рис. 3.

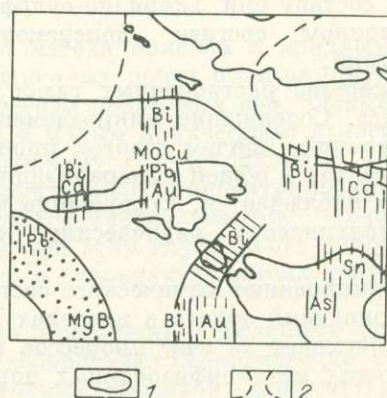


Рис. 3. Фрагмент геохимических зон, выявленных по гидрогеохимическому опробованию.

1 — контуры докембрийских образований, 2 — контуры площадей, где гидрогеохимическое опробование не проводилось. Содержание элементов в контуре: Mg — 200—435 мкг/л, В — 220—1100 мкг/л, Pb — 2,5—11, Bi — 4—8, Cd — 7—12, As — 2—5, Sn — 2—3 мкг/л, Au — 6—10 усл. ед., Cu — 6—22 мкг/л, Mo — 30—80 мкг/л.

носом. Контуры полей концентрирования элементов совпадают с областью разгрузки вод верхнемеловых отложений, причем интенсивность их нарастает к западу, в то время как цифровые значения гидроизоэпез в том же направлении уменьшаются (рис. 1, 2).

Установлено, что для больших площадей при малой плотности опробования исчезают детали, но отчетливо проявляются региональные закономерности пространственного размещения аномалий [Поликарпочкин, 1980]. На гидрогеохимических картах даже при малой плотности опробования на закрытых площадях фиксируются фрагменты геохимических полей концентрирования, совпадающие с геохимическими зонами, выделенными нами по материалам лито- и биогеохимической съемок (рис. 3). В юго-восточной части площади Карнаб-Чульской степи, где мощность рыхлых отложений достигает 800—1000 м, проявлен фрагмент кольцевой структуры, выраженный на моноэлементной карте Mg, Cl, B, F.

В результате проведенных исследований установлены основные закономерности распределения элементов в условиях аридного климата. Подтверждена высокая информативность гидрогеохимического метода.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов.— М.: Недра, 1968.— 332 с.
- Поликарпочкин В. В. Стратегия геохимических поисков рудных месторождений (изучение больших площадей и локальных перспективных участков) // Стратегия геохимических поисков рудных месторождений.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980.— С. 21—28.
- Шварцев С. Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза.— М.: Недра, 1978.— 287 с.

З. В. ЛОСЕВА, Э. И. БОЛЬШАКОВ, А. А. ЛУКИН,
Ю. Г. ДАГАЕВ

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКИ МЕДНО-НИКЕЛЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КОЛЫВАНЬ-ТОМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ

Поиски глубокозалегающих медно-никелевых месторождений в ландшафтно-геохимических и геологических условиях Колывань-Томской складчатой зоны представляют собой сложную проблему, эффективное решение которой стало возможным на основе комплексного применения методов дешифрирования аэрокосмических фотоматериалов, крупномасштабного геологического картирования, геофизических и геохимических исследований с использованием бурения. При этом результаты геохимических исследований убеждают нас в том, что для перспективной геолого-геохимической оценки территории на стадии крупномасштабного прогнозирования [Большаков и др., 1980] достаточно информативными являются методы лито- и гидрогеохимических поисков по потокам рассеяния.

С целью прогнозирования и разработки геохимических критериев трудно открываемого глубокозалегающего эндогенного медно-никелевого оруденения ПГО «Новосибирскгеология» совместно с Томским политехническим институтом проведен значительный объем геохимических исследований в центральной части Колывань-Томской складчатой зоны.

По степени обнаженности исследуемая территория относится к типично закрытым геологическим структурам. Представлена она всхолмленной, в различной степени расчлененной возвышенностью. Палеозойские

складчатые образования здесь на большей части площади их распространения погребены под рыхлыми кайнозойскими осадками мощностью до 50—100 м и более. Редкие выходы их на дневную поверхность приурочены к долинам рек и лишь иногда встречаются на вершинах холмов и сопок, сложенных интрузивными породами. Последние представлены двумя магматическими комплексами — верхнепалеозойскими гранитоидами (Обской, Барлакский и другие массивы) и триасовыми (?) базит-гипербазитами. С триасовым магматическим комплексом в районе связано сульфидное медно-никелевое оруденение, представленное пирротином, пентландитом и халькопиритом. Для территории характерна тектоническая активность, проявляющаяся в течение длительного геологического времени, что обусловлено наличием долгоживущих глубинных разломов (Минзелинско-Ташаринского, Ташаринско-Сарачевского и др.). С их подновлением и проявлением магматизма связано формирование разнообразной сульфидной минерализации. Выявленные в районе медно-никелевые рудопроявления (Седовозаимское, Ташаринское и др.) приурочены к интрузивным телам габбро-долеритового состава.

Специализированная гидрогеохимическая съемка проведена в масштабе 1 : 50 000 на площади 1800 км². Опробованию подвергались источники, скважины, колодцы и небольшие поверхностные водотоки (1—4 порядков), относящиеся к бассейну р. Оби. Принятая методика гидрогеохимических исследований [Методическое руководство..., 1973] включала детальное изучение химического, микрокомпонентного, газового состава подземных вод, применение методов математической статистики, многомерных полей и морфоструктурного анализа при интерпретации данных.

Литохимическая съемка по потокам рассеяния проведена в масштабе 1 : 50 000—1 : 100 000 на площади 1060 км². Опробованию подвергались постоянные и временные водотоки длиной не более 15 км. Шаг опробования 0,1 км. Пробы отбирались из илисто-глинистой и илисто-песчаной фракций аллювиальных осадков с глубины 0,1—0,2 м. Обработка материалов по потокам рассеяния выполнялась в соответствии с рекомендациями «Инструкции по геохимическим методам поисков рудных месторождений» [1983] графическим (по методу А. П. Соловова [Соловов и др., 1978]) и аналитическим [Беус, Григорян, 1976] способами, в том числе с применением ЭВМ (с использованием метода многомерных полей).

Методика поисковых геохимических исследований в районе работ применялась с учетом конкретных ландшафтно-геоморфологических, гидрогеологических и геолого-геохимических особенностей территории, определяющих локальные условия формирования (контрастность, протяженность, формы залегания и т. д.) гидрогео- и литохимических потоков рассеяния.

При этом характер водных потоков рассеяния применительно к скрытым глубокозалегающим месторождениям очень сложный и контролируется не столько влиянием самого рудного объекта, сколько обстановкой, которая формируется в фоновых водах, средой, характером взаимодействия вод с водовмещающими породами и другими факторами. В связи с этим, исходя из позиции С. Л. Шварцева [Шварцев и др., 1982], возникает необходимость в увязке процессов формирования водных потоков рассеяния с основными этапами и стадиями формирования подземных вод.

На основе выявленных источников и преобладающих процессов обогащения вод элементами на разных этапах формирования [Шварцев и др., 1982, 1983] их химического состава нами выделяются однородные типы вод, по которым (на основе методов математической статистики) подсчитываются параметры распределения химических элементов (средние содержания и средние квадратические отклонения). В частности, для района были выделены фоновые воды террасовых, интрузивных, карбонатно-терригенных отложений и воды зон минерализаций. Значимость

полученных различий подтверждена сравнением их рядов распределения по критерию Стьюдента. При таком же сравнении фоновых вод с водами зон минерализации (выборка составлялась из водопунктов с аномальными содержаниями химических элементов и с учетом химического состава вод известных в районе рудопроявлений) обоснованы гидрогеохимические критерии зон минерализации: региональные, групповые и локальные. Среди них региональными показателями, отражающими специфику всей структуры в гидро- и литохимических потоках, являются Ni, Co, Pb и Sn*, As*, Cr*, Bo*, Mg*. Групповые признаки, характерные для различных генетических типов сульфидной минерализации, представлены Ni, Co, Cr, Ti и Mn*, Fe* — для медно-никелевой; Sn, Hg, Mo, As, Ag и Cu* — для оловянной; Pb, Yb, Mo, Y, Nb, Sc, Zr — для редкометалльной.

Локальные гидрогеохимические критерии, выделенные для типов вод, определяются условиями формирования их химического состава и зависят от минерального состава водовмещающих отложений. Для комплекса террасовых отложений характерны карбонат-ион, Ba, Mg, Si, Fe и Cr*; для интрузивных — Ti, Si, Mn, общее железо, а также Cr*, V*; для карбонатно-терригенных отложений — Ag, Mo, Hg, Mn и для вод зон разрывных нарушений — He, Ca, Pb, свободная уголекислота, двухвалентное железо и Cl*.

Полученная на этой основе гидрогеохимическая информация представлена в виде различного рода карт. Гидрогеохимическая карта составлена с учетом генетических и поисковых ассоциаций химических элементов. В частности, в водах было выделено несколько групп элементов: сидерофильные, халькофильные, литофильные и элементы вод зон разрывных нарушений, характеризующиеся определенной связью с зонами минерализации. С использованием различных знаков и с учетом генетического типа формации были выделены: 1) водопункты с аномально повышенными содержаниями Hg, Co, Cr, Ti с контрастностью (цветом) — $3 \pm 0,5$; $4 \pm 0,5$; $8 \pm 0,5$ и более; 2) водопункты с аномально повышенными содержаниями Hg, Ag, As, He, хлор-иона, их потоки и ареалы с контрастностью $3 \pm 0,5$ и более; 3) потоки или ареалы рассеяния SO_4^{2-} , Pb, Cu, Sn, Y, Zn, Fe с контрастностью $4 \pm 0,5$ и более. По отдельным точкам элементный состав с контрастностью $8 \pm 0,5$ и более отмечен с указанием их символов.

Карты водных потоков рассеяния (построенные с учетом содержаний элементов $\bar{x} \cdot \varepsilon$, $\bar{x} \cdot \varepsilon^2$, $\bar{x} \cdot \varepsilon^3$) совмещены с картами литохимических потоков рассеяния (составленных с учетом содержания элементов $\bar{x} \cdot \varepsilon$, $\bar{x} \cdot \varepsilon^{1,5}$, $\bar{x} \cdot \varepsilon^3$), на основе которых для площади исследования составлена прогнозная геохимическая карта. На этой карте выделены перспективные площади и участки, благоприятные для выявления эндогенного оруденения, генетический тип которого прогнозируется с учетом ассоциации, контрастности, корреляционных связей элементов — индикаторов и оценки (в их пределах) вероятных ресурсов металла.

Материалы лито- и гидрогеохимических съемок по потокам рассеяния обработаны на ЭВМ методом многомерных полей [Евдокимова, 1978] и на составленных картах рельефно отображается металлогенческая специализация отдельных участков.

По результатам совместных исследований выделено 12 перспективных площадей, где прогнозируется медно-никелевое, оловянное и другие оруденения.

При оценке Ингуло-Крутишинской перспективной площади, выделенной с учетом результатов гидрогеохимической съемки, бурением Ташаринской партией НГПЭ на глубинах 24—34 и 38—42 м была вскрыта медно-никелевая минерализация (меди — 0,13—0,25 %, никеля — 0,25—0,42, кобальта — 0,02—0,07 %), что способствовало выявлению Ингулинского и Шатунинского рудопроявлений (см. рисунок).

* С отрицательной тенденцией отличия от фоновых вод.

рыхлыми отложениями. Разломная тектоника трассируется здесь цепочным расположением гидрогеохимических аномалий различного состава и разгрузкой вод восходящих источников, обогащенных гелием, свободной углекислотой, сероводородом, двухвалентным железом, иногда ртутью.

В левобережной части р. Оби (на площади 80 км²) были проведены экспериментальные гидрогеохимические исследования в условиях озерно-болотного ландшафта на участках со значительной мощностью рыхлых отложений с целью металлогенической оценки погребенных палеозойских образований. Эти работы включали гидрогеохимическое опробование крупных озер (Малое Минзелинское и Минзелинское) и более мелких, болотных вод, стариц и левых притоков р. Оби.

Площадь большого водоема (оз. Минзелинское) опробовалась по 16 линиям северо-западного направления (расстояние между линиями 0,5—0,6 км, шаг опробования 0,25 км). При слое воды до 1 м пробы воды отбирались у ее поверхности, а при более мощном слое — на двух уровнях (у поверхности и в придонной части). Изучение болотных вод осуществлялось вдоль границы тылового шва пойменной террасы р. Оби по семи линиям северо-западного направления (через 0,5 км) с шагом опробования 0,25—0,3 км. Особое внимание при этом уделялось замерам температуры воды, изучению газового, химического, макрокомпонентного и микробиологического состава вод, что способствовало установлению в придонных частях озер и рек очагов разгрузки подземных вод.

По результатам экспериментальных гидрогеохимических исследований выделено пять гидрогеохимических аномалий. Элементный состав водных потоков рассеяния в пределах аномалий (в частности, в бассейне р. Марахты и оз. Минзелинского) свидетельствует о возможном продолжении Ташаринско-Сарачевской никеленосной зоны разломов, в пределах которой на южном фланге известно Ташаринское медно-никелевое рудопоявление. Наибольший интерес с точки зрения перспективности, по данным экспериментальных исследований, представляет центральная, в тектоническом отношении весьма напряженная часть озера, приуроченная к узлу пересечения Ташаринско-Сарачевской зоны разлома с северо-восточным нарушением, где отмечается интенсивная разгрузка вод, обогащенных элементами верхнего ряда рудных зон (Fe, Hg, Ag, Sb).

Данные экспериментальных исследований свидетельствуют о том, что в пределах развития осадков аллювиального комплекса долины р. Оби фиксируются подземные воды, связь которых с отложениями палеозойского фундамента очевидна.

Результаты исследований убедительно свидетельствуют о высокой информативности и больших возможностях использования геохимических методов для прогнозирования и поисков глубокозалегающих рудных месторождений, а также для целей картирования палеозойских складчатых структур в условиях закрытых районов центральной части Кольвань-Томской складчатой зоны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Беус А. А., Григорян С. В. Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых.— М.: Недра, 1975.— С. 246—263.

Большаков Э. И., Васильев И. П., Мисюк В. Д. Условия применимости и методика геохимических поисков эндогенного оруденения в закрытых районах Салаира и Кольвань-Томской складчатой зоны // Геохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980.— С. 59—69.

Евдокимова В. Н. Автоматизированная система обработки геолого-геохимической информации методом многомерных полей // Геохимические методы поисков рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.— С. 3—26.

Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений.— М.: Недра, 1983.— С. 85—92.

Методическое руководство по гидрогеохимическим поискам рудных месторождений/Удодов П. А., Шварцев С. Л., Рассказов Н. М. и др. — М.: Недра, 1973. — 184 с.

Соловов А. П., Матвеев А. А., Ряховский В. М. Геохимические методы поисков рудных месторождений. — М.: Изд-во МГУ, 1978. — 252 с.

Шварцев С. Л., Копылова Ю. Г., Тупчий З. В. Некоторые вопросы формирования химического состава подземных вод низкогорных районов юго-восточной части Западной Сибири (в связи с гидрогеохимическими поисками) // Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982. — С. 91—96.

Шварцев С. Л., Копылова Ю. Г., Дутова Е. М. и др. Геохимические условия образования карбонатных травертинов на юго-востоке Западной Сибири // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления. — Тюмень, 1983. — С. 175—176.

Б. И. ШЕСТАКОВ

К МЕТОДИКЕ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКОВ МАЛОСУЛЬФИДНЫХ РУД В ВЕРХНЕМ ПРИАМУРЬЕ

При поисках малосульфидных руд, особенно в условиях распространения многолетнемерзлых пород, нередко возникает вопрос о принципиальной возможности применения гидрогеохимического метода их поисков в связи с неблагоприятными условиями миграции микрокомпонентов в природных водах. Для решения этого вопроса автором в процессе гидрогеохимических поисков проведены специальные работы на одном из месторождений березитовой формации [Мельников, 1984]. Месторождение расположено в горно-таежной зоне Верхнего Приамурья в условиях развития островной многолетней мерзлоты. Представлено оно несколькими сериями жил в эндоконтакте крупной гранитоидной интрузии с юрскими терригенными отложениями, выполняющими небольшой межгорный прогиб. Как руды, так и сопровождающие их гидротермалиты, главным образом березитового типа, содержат очень небольшие количества сульфидов — обычно не более 3—5 %. Руды — кварцевые, сульфиды — халькопирит, арсенопирит, висмутин, пирит, реже галенит, сфалерит, антимонит и др., в зоне вторичного сульфидного обогащения появляются борнит, халькозин, ковеллин.

Для решения поставленной выше задачи была исследована доля каждого из известных факторов в общей дисперсии по уравнению

$$S_{\text{общ}}^2 = S_r^2 + S_p^2 + S_a^2 + S_c^2,$$

где $S_{\text{общ}}^2$ — полная дисперсия всех содержаний элемента; S_r^2 — дисперсия, обусловленная рассеянием элемента в водах за счет влияния месторождения (геохимическая дисперсия); S_p^2 — дисперсия, зависящая от режима природных вод; S_a^2 — дисперсия, обусловленная ошибками спектрального анализа; S_c^2 — дисперсия, обусловленная неравномерностью условий соосаждения элементов (применялся метод соосаждения с гидроокисью алюминия, разработанный в Томском политехническом институте).

Для установления дисперсии, связанной с режимом природных вод, в течение всего полевого сезона производились режимные наблюдения на самоизливающейся скважине, расположенной в пределах рудного поля. Для получения дисперсии, связанной с ошибками спектрального анализа, часть проб была разделена на две порции, каждая из которых анализировалась под своим шифром. Наконец, для получения дисперсии, обусловленной нестандартностью условий соосаждения, на одном из источников, расположенном в аномальном поле, в течение одного дня было посажено 27 концентратов по методу ТПИ. Результаты расчетов проиллюстрируем

на примере меди — одного из ведущих индикаторов рудных тел на данном месторождении:

$$S_{\text{общ}} = 0,584; S_p = 0,445; S_a = 0,162; S_c = 0,143.$$

Из приведенных данных видно, что дисперсии, обусловленные ошибками спектрального анализа и нестандартностью условий соосаждения, очень малы по сравнению с общей дисперсией и не могут существенно повлиять на результаты гидрогеохимических поисков. Дисперсия режима природных вод сравнима с общей дисперсией (сравнение по критерию Фишера показывает их различие на уровне доверительной вероятности 85 %), что говорит о необходимости введения поправок на режим, особенно в пределах аномальных полей.

Таким образом, проведение гидрогеохимических поисков в указанных условиях вполне оправдано, что и показали вышеупомянутые исследования. Все известные рудные поля на площади проведенных гидрогеохимических поисков характеризуются контрастными комплексными водными потоками рассеяния. Микрокомпонентный состав водных потоков рассеяния (с учетом особенностей миграции каждого элемента) в целом отвечает составу руд.

Рациональным для получения параметров водного потока рассеяния представляется использование модели распределения элементов относительно рудного тела, предложенной А. П. Соловьевым [1959, 1985] и доказанной Р. И. Дубовым [1974] для ореолов фильтрационно-диффузионного генезиса:

$$C_x = C_{\text{max}} \exp(-x^2/2\sigma^2) \text{ или } \ln C_x = -\frac{1}{2\sigma^2} x_i^2 + \ln C_{\text{max}},$$

где C_x — текущее содержание элемента по профилю; σ — коэффициент рассеяния; x — расстояние до точки с максимальным содержанием элемента; C_{max} — максимальное содержание элемента на профиле.

Модель является линейной относительно C_x и X^2 , поэтому к ней применим расчет по методу наименьших квадратов в следующем варианте:

$$\begin{aligned} \sum \ln C_x &= \ln C_{\text{max}} \cdot n + \frac{1}{2\sigma^2} \sum x_i^2, \\ \sum \ln C_x \cdot x_i^2 &= \frac{1}{2\sigma^2} \sum x_i^2 + \ln C_{\text{max}} \sum x_i^2. \end{aligned}$$

Решение этой системы реализовано на ЭВЦМ «Наири-С» [Кириллов, Солондун, 1978] и легко реализуется на программируемых микрокалькуляторах типа БЗ.21 и БЗ.34, так как обычно в потоке рассеяния от конкретных рудных тел содержится не слишком много точек опробования (как правило, 10—50). Использование этой модели на вышеупомянутом месторождении показало высокую сходимость наблюдаемых значений содержаний с теоретически вычисленными: так, например, по меди точность определения максимального содержания оказалась немногим меньше ошибки спектрального анализа — $\sigma_{C_{\text{max}}} = 0,201$.

Для развития предлагаемой методики предполагается использование линейной регрессионной модели влияния природных факторов на содержание элементов в водах, разработанной автором по результатам гидрогеохимических исследований в Кольвань-Томской зоне [Удодов и др., 1971]; ранее используемая здесь модель не публиковалась.

Суть расчета модели заключается в составлении линейного регрессионного уравнения типа

$$C_b = K_0 + K_1 X_1 + K_2 X_2 + K_3 X_3 + \dots + K_n X_n,$$

где C_b — содержание элемента в природных водах, дренирующих месторождение; X_n — количественные оценки факторов на данном месторождении, влияющих на содержание элементов в природных водах; K_n — коэффициенты.

Матрица коэффициентов парной корреляции

Величина	$\lg C_{\text{II}}(\text{Zn})$	A_{B}	K_{II}	M_{C}
$\lg C_{\text{B}}(\text{Zn})$	<u>$+0,74 \pm 0,09$</u>	$+0,02 \pm 0,13$	$-0,28 \pm 0,13$	$-0,06 \pm 0,13$
$\lg C_{\text{II}}(\text{Zn})$		<u>$-0,50 \pm 0,17$</u>	$-0,29 \pm 0,17$	$+0,06 \pm 0,13$
A_{B}			$+0,07 \pm 0,21$	<u>$+0,75 \pm 0,13$</u>
K_{II}				$+0,28 \pm 0,16$

Примечание. Подчеркнуты статистически значимые коэффициенты корреляции.

Техника построения линейной регрессионной модели в деталях изложена в соответствующих руководствах и поэтому здесь не рассматривается. Наибольшую трудность представляет учет и оценка факторов, влияющих на содержание элементов в водах. После отбраковки многочисленных факторов по методу случайного баланса [Налимов, Чернова, 1965] наиболее влияющими оказались: содержание элемента в растворяющихся рудах C_{II} , химическая активность горных пород, выраженная количественно через параметр A_{B} [Удодов и др., 1959], pH и Eh природных вод, климатический фактор, выраженный коэффициентом испарения K_{II} , представляющий собой отношение величины испарения к количеству осадков, гидрогеологический фактор, представленный модулем стока M_{C} .

Для иллюстрации взаимодействия этих факторов приведем матрицу коэффициентов парной корреляции между указанными величинами (данные автора по свинцово-цинковым рудопроявлениям Колывань-Томской зоны, см. таблицу).

В целом уравнение многомерной регрессии принимает вид (для цинка):

$$\lg C_{\text{II}}(\text{Zn}) = 1,05 \lg C_{\text{B}}(\text{Zn}) - 2,36A_{\text{B}} - 1,31K_{\text{II}} + 0,88M_{\text{C}};$$

$$S \lg (\text{Zn}) = 0,361.$$

Полученные уравнения дают возможность оценить содержания элементов в горных породах и рудах по содержанию их в водах с вычислением точности этих оценок на нужном уровне доверительной вероятности. Естественно, что в каждом конкретном регионе следует оценивать влияние различных факторов заново: не исключено, что наиболее влияющими окажутся некоторые другие параметры. Наиболее эффективными на данном этапе, по мнению автора, будут оценки на основе максимальных содержаний, рассчитанные по модели рассеивания, предложенной А. П. Солововым [1959, 1985].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Дубов Р. И. Количественные исследования геохимических полей для поисков рудных месторождений. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974. — 277 с.
- Кирилов В. М., Солодун В. И. Методика выравнивания эмпирических данных по видам функциональных зависимостей на ЭВМ «Напри-С» // Вопросы методики экспериментальных исследований. — Л., 1978. — С. 106—114.
- Мельников В. Д. Золоторудные гидротермалитовые формации. — Владивосток: ДВНЦ, 1984. — 132 с.
- Налимов В. В., Чернова Н. А. Статистические методы планирования экстремальных экспериментов. — М.: Наука, 1965. — 207 с.
- Соловов А. П. Основы теории и практики металлометрических съемок. — Алмата: Изд-во АН КазССР, 1959. — 265 с.
- Соловов А. П. Геохимические поиски полезных ископаемых. — М.: Недра, 1985. — 294 с.
- Удодов П. А., Онуфриенок И. П., Кристалев П. В. Химическая активность горных пород и минералов // Опыт разработки гидрогеохимических методов поисков рудных месторождений. — М.: Гостеолтехиздат, 1959. — С. 36—40.
- Удодов П. А., Паршин П. Н., Левашов Б. М. и др. Гидрогеохимические исследования в Колывань-Томской зоне. — Томск: Изд-во Томского ун-та, 1974. — 283 с.

ОБРАБОТКА ДАННЫХ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ
МЕТОДОМ МНОГОМЕРНОГО ПОЛЯ (МП)

Для обнаружения глубокозалегающих месторождений, на которые в настоящее время ориентируются поиски, большими возможностями обладает гидрогеохимический метод, реализуемый в виде площадных съемок. К достоинствам данного метода можно отнести повышенную глубинность и большую экспрессность, что позволяет быстро опосредовать значительные территории с выделением перспективных участков для постановки дальнейших поисковых работ. Эффективность гидрогеохимических поисков в значительной мере зависит от способа математической обработки получаемых в процессе съемок данных. Одним из наиболее перспективных в этом плане является метод многомерного поля, реализуемый на ЭВМ с автоматизированным построением моно- и полиэлементных карт.

Принципиальные математические основы метода МП изложены в работах В. Н. Евдокимовой [1978] и В. В. Поликарпочкина [Поликарпочкин и др., 1982]. Основное содержание метода МП заключается в том, что производится классификация данных на основе прослеживаемой по пробам ковариации химических элементов и затем дается изображение пространственного распределения выделенных классов (полиэлементная карта), которые отражают природные геохимические, в том числе гидрохимические, ассоциации элементов, хотя и не вполне им идентичны. Эта карта несет наиболее полную и ценную поисковую информацию, а иногда и дополнительные сведения по геологическому строению района. Кроме полиэлементной (многомерной) карты предусматривается выдача серии моноэлементных карт, построение которых производится путем интерполяции содержаний элементов между точками опробования. При обработке данных гидрохимических съемок, где последние относятся лишь к гидросети, интерполяция осуществляется на междуречные пространства с увязкой их между соседними реками. В результате на картах получаются цельные и рельефные изображения монополий содержаний элементов. Система МП полностью автоматизирована, но не исключает творческого исследования при интерпретации геохимических карт.

Опыт применения метода МП для обработки гидрогеохимической информации в настоящее время еще сравнительно мал, однако, по мнению авторов, он имеет ряд преимуществ перед другими методами обработки результатов площадной гидрохимической съемки. Отбираемые из поверхностных водотоков гидрохимические пробы несут в себе информацию, поступающую из различных источников, в том числе и связанных с оруденением. Поэтому микрокомпонентный состав каждой пробы представляет собой смесь ассоциаций в разных пропорциях.

Способ построения полиэлементной карты в методе МП дает возможность выявить отдельные ассоциации, особенно связанные с оруденением, и проследить закономерности их распределения. По моноэлементным картам можно установить характер распределения концентраций каждого элемента в отдельности и получить дополнительную ценную поисковую и общегеохимическую информацию.

Другим немаловажным преимуществом метода МП является его решающая способность. Он позволяет получить карты с четко выраженными закономерностями распределения полей концентрирования и рассеяния и выделяет довольно слабые аномалии, что очень важно при поисках скрытого и слепого оруденения.

Особенностью метода является также и то, что здесь не вводится никаких предварительных или промежуточных гипотез, влияющих на ко-

печные результаты обработки, за исключением фоновых содержаний элементов, что обеспечивает объективное изображение данных.

Метод МП применен авторами для обработки данных площадной гидрохимической съемки масштаба 1 : 50 000 по потокам рассеяния Приольхонья. Съемка проводилась с целью изучения перспектив площади на рудные полезные ископаемые. В процессе съемки в бассейне р. Кучелги систематически опробованы все поверхностные водотоки. Плотность опробования составила 5 проб на 1 км². Все пробы осаждались по методу ГПИ с последующим спектральным анализом на 14 элементов, местные фоновые концентрации для которых составили (мкг/л): Ag — 0,002, В — 34,1, Pb — 0,26, Zn — 12,8, Cu — 2,5, Co — 0,09, Ti — 5,6, Cr — 2,7, Sn — 0,2, Mn — 11,4, Ni — 0,5, Mo — 0,27, Zr — 2,2, V — 2,8. Последние три элемента оказались неинформативными, на уровне фона и из анализа результатов обработки исключены.

Площадь съемочных работ (около 100 км²) входит в состав Байкальской складчатой области. Она расположена в пределах двух геоморфологически четко выраженных блоков, разделенных региональным Приморским разломом. Северо-западный поднятый блок сложен кварцитами и сланцами протерозойского возраста, а также гранитами рапакиви приморского комплекса. Юго-восточный опущенный блок, куда входит основная часть изученной нами площади, сложен интенсивно дислоцированными кристаллическими породами архейского возраста, среди которых широко распространены тела пегматитов, габброидных и ультраосновных интрузивных пород. В геологической структуре Приольхонья существенна роль разрывных нарушений. Разломы разной ориентировки расчленяют его на разновеликие блоки, вдоль границ которых наблюдаются зоны гранитизации и локального метаморфизма. С ними в Прибайкалье связаны месторождения и проявления различных металлов: Au, Ag, Pb, Zn, Sn и т. д. Кайнозойские рифтогенные тектонические движения привели к появлению по разломам зон повышенной проницаемости, по которым может осуществляться миграция гидротермальных минерализованных растворов и вадозных вод.

Существующая геолого-тектоническая обстановка отчетливо отразилась в закономерностях распределения химических элементов в поверхностных водах Приольхонья. Как следует из полиэлементной карты, изученная площадь характеризуется проявлением в поверхностных водах серебряных*, боровых, фосфорных, никель-кобальтовых и свинцовых ассоциаций микроэлементов. Обращает на себя внимание концентрически-зональное расположение этих ассоциаций, образующее кольцевую структуру, вытянутую в северо-восточном направлении вдоль Приморского разлома и приуроченную к юго-восточному тектоническому блоку, насыщенному многочисленными интрузивными телами.

На юго-западном фланге этой структуры фиксируется ее эпицентр (рис. 1), представленный двумя локальными высококонтрастными аномалиями серебра с полиметаллами (2)** и фосфора со свинцом, оловом и медью (7). Эти аномалии приурочены к узлам пересечения зон древних северо-восточных разломов с молодыми секущими разломами, контролирующими заложение современной гидросети Приольхонья. Указанные аномалии окаймляются последовательно сменяющимися друг друга на северо-восток менее контрастными ассоциациями хром-никелевой (8), серебряной с полиметаллами (1), боровой с полиметаллами (5), кобальтовой (9) специфики. По периферии структуры располагаются небольшие, но достаточно контрастные аномалии, в ассоциациях которых ведущая роль принадлежит бору (КК = 24—65), в меньших количествах в них присутствуют полиметаллы и цинк (КК = 3—4) и марганец (КК = 2—3). Эти аномалии в большинстве своем локализируются в узлах пересечения

* Название ассоциации дается по ведущему элементу ассоциации.

** Здесь и далее в скобках после названия ассоциации — номер ассоциации в соответствии с условными обозначениями к рис. 1.

Рис. 1. Карта геохимических ассоциаций микроэлементов в поверхностных водах Приольхонья.

1 — 10 — геохимические ассоциации (в числителе — символ элемента, в знаменателе — коэффициент контрастности, равный отношению среднего содержания элемента в классе к фону):

$$1 - \frac{\text{AgPb}}{9} \frac{\text{Zn}}{8} \frac{\text{Mn}}{6}, 2 - \frac{\text{Ag}}{40} \frac{\text{Pb}}{17} \frac{\text{P}}{11} \frac{\text{Zn}}{6},$$

$$3 - \frac{\text{Ag}}{40} \frac{\text{Cr}}{3}, 4 - \frac{\text{Ag}}{188} \frac{\text{Cr}}{3}, 5 - \frac{6-11}{6} \times$$

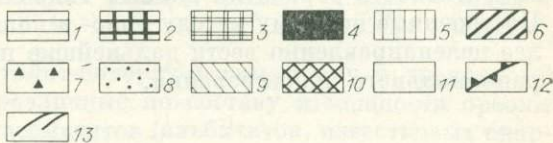
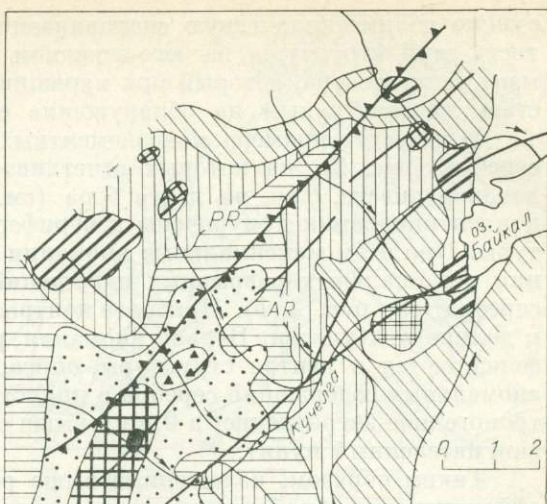
$$\times \frac{\text{Zn}}{5} \frac{\text{Pb}}{7} \frac{\text{Mn}}{3} \frac{7-4-5}{4-5}, 6 - \frac{\text{B}}{24} \frac{\text{Pb}}{65} \frac{3-4}{3-4} \times$$

$$\times \frac{\text{Zn}}{2} \frac{\text{Mn}}{3} \frac{3}{3}, 7 - \frac{\text{P}}{44} \frac{\text{Pb}}{6} \frac{\text{Sn}}{5} \frac{\text{Cu}}{5}; 8 -$$

$$\frac{\text{Ni}}{5} \frac{\text{Ti}}{4} \frac{\text{Cr}}{3} \frac{\text{Pb}}{3} \frac{\text{Zn}}{3}, 9 - \frac{\text{Co}}{5} \frac{10}{10} \frac{\text{Pb}}{2} \frac{9}{9} \times$$

$$\times \frac{\text{Zn}}{4} \frac{\text{Mn}}{8} \frac{3-6}{3-6}, 10 - \frac{\text{Pb}}{67} \frac{80}{80} \frac{4-12}{4-12} \times$$

$\times \frac{\text{Sn}}{5} \frac{\text{Zn}}{3} \frac{\text{Mn}}{4}, 11$ — концентрации всех элементов, близкие к фону; 12 — Приморский разлом; 13 — прочие разломы.



глубинных разломов северо-восточного простирания с секущими, что особенно отчетливо проявилось на северо-восточном фланге площади (см. рис. 1). Такое структурное положение аномалии бора и отсутствие бора в коренных породах (наши данные) позволяют предположить эндогенную природу высоких концентраций его в поверхностных водах района*. Тогда боровые аномалии, окаймляющие площадь на северо-западе, могут свидетельствовать о наличии здесь по крайней мере тектонически ослабленной зоны северо-восточного направления, не зафиксированной при геологических наблюдениях.

Природа кольцевой структуры, выделяющейся по гидрогеохимическим данным, пока не ясна. Но, учитывая сопряженность ее с региональной зоной разломов, которые могли служить магмоподводящими каналами, а также эндогенную природу боровых ассоциаций, можно ожидать, что данная кольцевая структура отражает глубинную морфоструктуру, не-

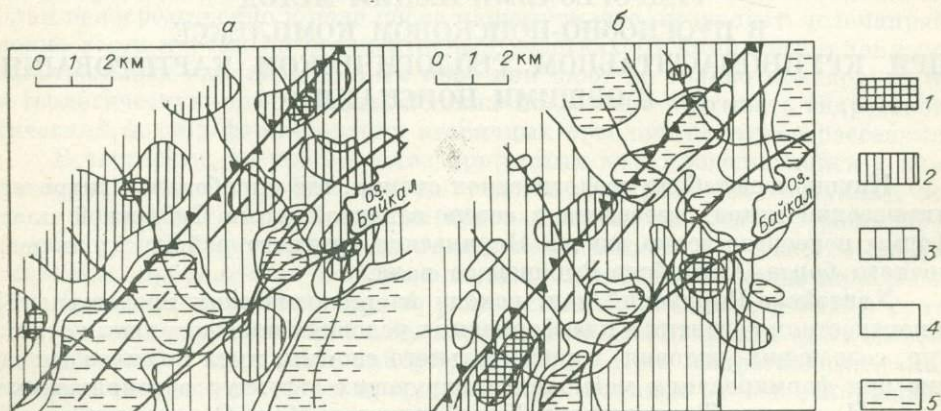


Рис. 2. Карты распределения содержания (мкг/л) бора (а) и серебра (б) в поверхностных водах Приольхонья.

Бор: 1 — < 10,5; 2 — 10,5—19,5; 3 — 19,5—120; 4 — 120—450; 5 — 450—1100; серебро: 1 — < 1,75; 2 — 1,75—3,25; 3 — 3,25—25; 4 — 25—75; 5 — 75—1500, Ост. усл. обозн. см. на рис. 1.

* Этот вывод не вытекает из гидрогеохимического анализа. (Прим. зам. отв. редактора.)

сущую полиметаллическую специализацию. Интерес вызывает незамкнутость этой структуры на юго-западном фланге, где фиксируется фрагмент ее эпицентра, который при наращивании съемочной площади может стать перспективным на обнаружение скрытой рудной минерализации.

В качестве примера моноэлементных карт приводятся карты бора и серебра (рис. 2), на которых отчетливо выявляются отмеченные выше закономерности. Так, на карте бора (см. рис. 2, а) видно, что его поля концентрирования приурочены к периферийной части выявленной структуры. При этом максимальные аномалии бора фиксируют узлы пересечения региональных разрывных нарушений. Иная картина распределения серебра (см. рис. 2, б). Наиболее контрастные аномалии его приурочены к долине р. Кучелги. Первая аномалия, расположенная в верховье реки, фиксируется в центре структуры, описанной выше. Причиной появления аномальных содержания серебра в приустьевой части реки мы считаем антропогенное загрязнение; в 0,5 км выше от аномалии расположен небольшой населенный пункт.

Таким образом, изложенные выше результаты показывают высокую эффективность обработки данных гидрохимической съемки методом МП. Построенные по этому методу моно- и полиэлементные карты позволят более целенаправленно вести дальнейшие поиски и служат основой для их рационального планирования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Евдокимова В. Н. Автоматизированная система обработки геолого-геохимической информации методом многомерных полей // Геохимические методы поисков рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке.— Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1978.— С. 3—26.

Поликарпочкин В. В., Ломоносов И. С., Евдокимова В. Н. и др. Результаты геохимических съемок с обработкой данных методом многомерных полей // Геохимические методы поисков рудных месторождений.— Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1982.— Ч. 2.— С. 168—174.

Т. Н. КОРЕНЕВСКАЯ, Ю. С. ГЛУХОВ

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЙ МЕТОД В ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВОМ КОМПЛЕКСЕ ПРИ КРУПНОМАСШТАБНОМ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ КАРТИРОВАНИИ С ОБЩИМИ ПОИСКАМИ *

Крупномасштабная геологическая съемка, где опробовался гидрогеохимический метод, проведена в северо-западной части Сибирской платформы непосредственно южнее Норильского рудного района вдоль восточного борта Хантайско-Рыбинского вала.

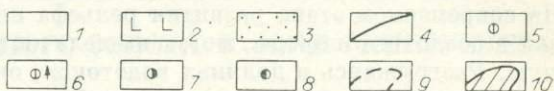
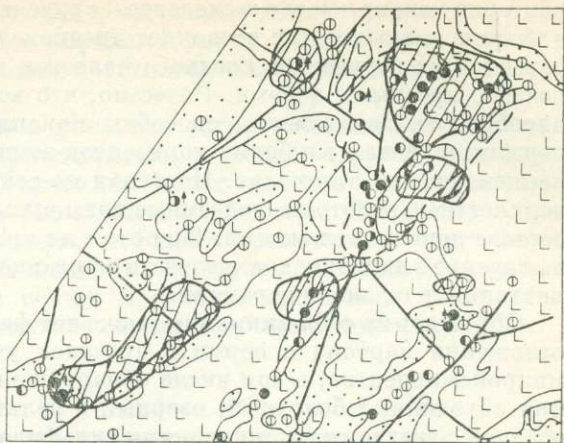
Хантайско-Рыбинский вал, исходя из геологических представлений о контрастном развитии в платформенных условиях положительных структур, создающих условия горизонтального сжатия, имел большое значение при формировании магмоконтролирующих структур в сопряженных с ним Норильско-Талнахском и Курейском прогибах. Он сложен нижне-среднепалеозойскими сульфатоносными терригенно-карбонатными отложениями в осевой части и угленосными терригенными и вулканогенными карбона, перми и триаса на крыльях. Разбит разломами, среди которых

* Редакционная коллегия разделяет не все положения статьи. Многие положения дискуссионны. (Прим. зав. отв. редактора.)

© Т. Н. Кореневская, Ю. С. Глухов, 1990

Схема результатов экспресс-анализа природных вод и донного опробования на участке Лазурном.

1 — четвертичные отложения; 2 — интрузии габбро-долеритов; 3 — осадочные терригенные отложения перми — карбона; 4 — тектонические нарушения; 5, 6 — водоупункты с фоновым содержанием суммы металлов и хлор-иона в водотоках (5) и источниках подземных вод (6); 7, 8 — водоупункт с повышенным содержанием суммы металлов (7), хлор-иона (8); 9 — гидрогеохимическая аномалия; 10 — аномалии Mo, As, Zn, Sr, Mn, Ag в донных пробах.



наиболее крупный и долгоживущий Имангдино-Летнинский субмеридионального направления. По периферии вала развиты многочисленные интрузивы-силлы, дайки, сложные тела долеритов, относящиеся к долерит-пикрит-базальтовому, троктолит-долерит-базальтовому и трапшовому комплексам. С ними связаны различные по составу и мощности ореолы метаморфитов (роговиков) и метасоматитов (альбититов, известковых скарнов, скаполитов и др.). На рассматриваемой площади наиболее благоприятные условия для локализации прогнозируемого медно-никелевого и другого типа оруденения в данной геодинамической обстановке могут быть вдоль зоны Имангдино-Летнинского разлома. Ниже рассматриваются два перспективных участка — Лазурный в южной части зоны и Хантайский в северной, в пределах которых проведены гидрогеохимические поиски.

Для оперативности поисков без снижения их эффективности использован экспресс-анализ природных вод непосредственно в маршрутах с определением комплекса компонентов — pH, сульфат-иона, хлор-иона, суммы металлов дитизиновым методом. Основное преимущество гидрогеохимического метода — его экспрессность. Метод прост в исполнении и можно добиться массового безошибочного проведения экспресс-анализа операторами работ. Результаты опробования наносятся на поисковый план непосредственно в поле после маршрута, что позволяет целенаправленно вести поиски на перспективных участках. В комплексе с данными спектральных анализов донных проб они дают не только поисковую, но и геологическую информацию, а также позволяют учитывать гидрогеологический фактор формирования вторичных ореолов и потоков рассеяния.

В частности, экспресс-анализ природных вод, проводившийся в комплексе с донным опробованием на участке Лазурном (см. рисунок), позволил расширить круг полезных ископаемых по сравнению с ранее проведенной среднемасштабной геологической съемкой. На участке зафиксированы проявления непромысленных сульфидных медно-никелевых руд. В потоках рассеяния при крупномасштабной съемке выявлены контрастные аномалии молибдена, не характерные для развитых здесь дифференцированных интрузий габбро-долеритов. При гидрогеохимических поисках экспресс-анализом природных вод в долинах ручьев обнаружены многочисленные источники подземных вод с повышенным содержанием металлов и хлор-иона, дающие начало водным потокам рассеяния протяженностью до 1,5 км. Концентрируясь в среднем течении руч. Лазурного, хлоридные воды образуют площадную металлоносную зону. С аномалиями в водах пространственно совпадают локальные проявления и потоки рассеяния Mo, As, Sr, Mn, Zn, Ag в донных осадках. Содержания элементов превышают фоновые в несколько десятков раз. Комплекс элементов в донных пробах источников не соответствует генетическим ассоциациям, ха-

рактизирующим медно-никелевое оруденение. Содержание хлор-иона в металлоносных водах позволяет предполагать на этом участке разгрузку рассолов из горизонтов среднего палеозоя и смешение их вблизи поверхности с пресными водами. Известно, что все перечисленные выше аномалиеобразующие элементы способны накапливаться в минерализованных подземных водах глубоких горизонтов земной коры даже при кларковых концентрациях в породах. Поступая по тектоническим нарушениям в поверхностные водотоки, подземные воды вызывают изменения в химическом составе донных отложений. При этом на кислородном барьере происходит выпадение гидроокислов железа и марганца, сопровождающееся захватом металлов и их концентрацией.

Обращает на себя внимание также тот факт, что терригенные осадочные отложения карбона и перми в пределах участка обогащены комплексом микрокомпонентов, в том числе обнаруженных в донных пробах. Отложения объединяют болотный, озерный и дельтово-аллювиальные комплексы осадков с гнездами и конкрециями сульфидов железа, лимонита, сидерита. На современном этапе развития рельефа инфильтрационные воды, поступающая в осадочные породы, могут выщелачивать из них солевую составляющую. Разгружаясь в долинах водотоков, они создают вторичные аккумуляции элементов на кислородно-сорбционном барьере в торфах и железистых осадках. Таким образом, формирование аномальных геохимических полей в донных отложениях может быть связано как с деятельностью нисходящих инфильтрационных вод, так и с циркуляцией восходящих хлоридных растворов. Накопление Mo, As, Pb, Ag в водных потоках рассеяния, возможно, объясняется дренированием гидрогеохимических ореолов удаленных и глубокозалегающих рудных тел и свидетельствует о более значительном по масштабам и ином типе оруденения, чем известное на площади.

Применение экспресс-анализа природных вод при поисках медно-никелевых руд на Хантайском участке позволило выделить две специфические по гидрогеохимическим показателям зоны. В западной части участка, аномальной по макрокомпонентному составу, в водах на значительной части площади содержатся в повышенных количествах хлор-ион и сульфат-ион. В донных пробах накапливаются стронций и кальций. Исходя из геолого-тектонической схемы, в этой области под покровом ледниковых отложений можно ожидать поле развития пород девона и нижнего карбона, представленных сульфатно-карбонатными, местами соленосными отложениями. Разлом северо-восточного направления ограничивает с севера зоны металлоносных вод, где большинство гидропроб из мелких ручьев и заболоченностей содержит в повышенных количествах сумму металлов. На пересечении его с разломом, ориентированным на северо-запад, в водах фиксируется максимальное количество металлов. Все это позволяет предположить восходящую миграцию элементов по тектонически ослабленной зоне и поступление их в поверхностные водотоки. Во вторичных ореолах накапливаются Mn, Zn, Cr, Fe, V.

При сопоставлении геохимических материалов с данными магнитометрической электроразведки устанавливается пространственная приуроченность аномалий микрокомпонентов и магнитовозмущающих объектов. Появление поверхностных вод, аномальных по макро- и микрокомпонентному составу, свидетельствует об отсутствии большой мощности четвертичных отложений и многолетнемерзлых пород по сравнению с предполагаемыми ранее. Последующими буровыми работами подтверждаются выводы, сделанные в полевой сезон на основе экспресс-анализа природных вод. Западная часть Хантайского участка сложена мергелями и доломитами верхнего девона с прослоями ангидритов и гипсов. В восточной его части установлены верхнепермские терригенные угленосные отложения с локализованными в них интрузиями долеритов. Породы интенсивно изменены с развитием щелочных метасоматитов альбит-эпидот-актинолитового состава и содержат вкрапленную пирит-пирротиновую минерализацию.

В пробах из керна скважин отмечены повышенные концентрации Pb, Ag, Cr, Cu, Sr. Площадное заражение коренных пород химическими элементами очевидно и служит источником поступления металлов в поверхностные воды.

Таким образом, полученные с помощью экспресс-метода результаты дают информацию о поисковых, ландшафтных и геолого-структурных особенностях площади. Данными литохимических методов подтверждается и уточняется элементный состав аномалий и их размеры. Широкому применению этой прогрессивной экспресс-методики препятствует отсутствие серийного выпуска эффективных походных лабораторий типа «Комар-2». Она должна быть включена в состав прогнозно-поискового комплекса при крупномасштабной геологической съемке с общими поисками.

Б. А. ВОРОТНИКОВ, Г. В. НЕСТЕРЕНКО, Н. М. НИКОЛАЕВА

ГИДРОГЕОХИМИЯ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА В ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА

Исследованиями последних лет установлена достаточно высокая подвижность золота в некоторых условиях зоны гипергенеза, что приводит к преобразованию эндогенного и образованию вторичного гипергенного самородного золота. Поэтому при изучении самородного золота в зонах окисления и в россыпях целесообразно применение гидрогеохимических исследований.

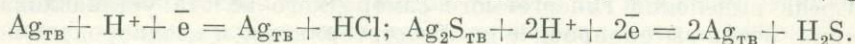
Исследовались зоны окисления сульфидных золотосодержащих месторождений Центрального Казахстана, в основном Майкаина и Космуруна. Как было показано ранее [Нестеренко и др., 1985], эти зоны окисления хорошо изучены и имеют сходное строение. Подзона бурых железняков вниз по разрезу сменяется ярозитами, переходящими в кварц-баритовые и пиритовые сыпучки, ниже которых располагаются зоны вторичного сульфидного обогащения и смешанных первичных и вторичных сульфидных руд.

Среди выделений гипергенного самородного золота устанавливается два типа: очень высокопробное до «бессеребряного» и неоднородное по составу серебросодержащее золото. Первое является доминирующим и развито по всему разрезу зоны окисления, второе характерно для ее нижней части. Несмотря на длительность формирования рассматриваемых зон окисления, использовать данные по составу современных вод для объяснения особенностей образования самородного золота правомерно благодаря малоподвижному реликтовому характеру подземных вод.

Очень высокопробное золото, по нашему мнению, образовалось следующим образом. Как известно, при интенсивном окислении сульфидных руд формируются сильноокислые с высоким окислительно-восстановительным потенциалом сульфатно-хлоридные воды, обогащенные окисным железом — основным окислителем золота. Такие воды могут растворять содержащееся в сульфидах тонкодисперсное золото с образованием хлоридных и иодидных (в меньшей мере бромидных) комплексов одновалентного золота: $Au^0 + FeCl_3 + Cl^- \rightleftharpoons AuCl_2^- + FeCl_2$ (комплекс $Au-AuCl_4^-$ образуется лишь при окислительно-восстановительном потенциале более 1000 мВ, который в природных водах не встречается). Серебро в этих условиях находится в виде хлоридных комплексов $AuCl_2^-$ или $AuCl_3^{2-}$. Обогащенные золотом сульфатно-хлоридные воды по мере фильтрации в более глубокие горизонты зоны окисления становятся все более восстановительными. Золотосодержащие галогенидные комплексы под воздействием различных восстановителей разрушаются, а золото восстанавливает-

ся до металлического высокопробного: марганцем — в щелочной среде подзоны бурых железняков: $2\text{AuCl}_2^- + \text{Mn}^{2+} + 2\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons 2\text{Au}^0 + \text{MnO}_2 + 4\text{HCl}$; закисным железом — в кислых водах подзоны ярозитов: $\text{AuCl}_2^- + \text{Fe}^{2+} + 2\text{H}^+ \rightleftharpoons \text{Au}^0 + \text{Fe}^{3+} + 2\text{HCl}$; сероводородом — в кислых восстановительных сероводородных условиях: $2\text{AuCl}_2^- + \text{H}_2\text{S} + 2\text{H}^+ \rightleftharpoons 2\text{Au}^0 + \text{S}^0 + 4\text{HCl}$. Серебро в этих условиях не восстанавливается, а выпадает из растворов в виде труднорастворимых галогенидов. Возможной формой нахождения золота в зоне смешанных руд, отличающейся очень низким окислительным потенциалом и наличием сульфидов, являются сульфидные комплексы, причем в кислых водах это $\text{Au}(\text{H}_2\text{S})(\text{HS})^0$, а в нейтральных и щелочных — $\text{Au}(\text{H}_2\text{O})\text{S}$ [Белаванцев и др., 1982]. Можно предположить, что когда воды, содержащие сульфидные комплексы, оказываются в расположенной выше подзоне баритовой сыпучки с более высоким окислительным потенциалом, сульфидные комплексы разлагаются с образованием высокопробного самородного золота первого типа.

Существенно иным представляется генезис серебросодержащего неоднородного золота. Параллельно с понижением окислительно-восстановительного потенциала вод, что происходит с увеличением глубины, можно ожидать относительно быструю смену следующих основных форм окисления серы: сульфатная (SO_4^{2-}), сульфитная (SO_3^{2-}), тиосульфатная ($\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$) и сульфидная (H_2S^-). Серебросодержащее золото, приуроченное к нижней части зоны окисления, соответствует уровню образования тиосульфатов. Тиосульфатные комплексы золота и серебра ($\text{Au}(\text{S}_2\text{O}_3)_2^{3-}$, $\text{Ag}(\text{S}_2\text{O}_3)_2^{3-}$) очень устойчивы, хотя ионы тиосульфата существуют в узком интервале рН и Eh [Тюрин, Каковский, 1960]. При изменении окислительно-восстановительных условий в кислой среде названные тиосульфатные комплексы могут разрушаться, а золото и серебро — восстанавливаться до самородного состояния, образуя выделения неоднородного серебросодержащего золота: $\text{Au}(\text{S}_2\text{O}_3)_2^{3-} + \text{Ag}(\text{S}_2\text{O}_3)_2^{3-} + 8\text{H}^+ + 2\text{e}^- = \text{Au}^0 + \text{Ag}^0 + 4\text{SO}_2 + 4\text{S}^0 + 4\text{H}_2\text{O}$. Это же подтверждается тесной ассоциацией этой разновидности золота с недавно открытым золото-серебряным селенсодержащим сульфидом — петровскитом [Нестеренко и др., 1984, 1985]. Металлическое серебро в таких же условиях может образовываться и из труднорастворимых кераргирита (AgCl) и аргентита (Ag_2S):



Подобные реакции чаще идут на границах галогенидов или сульфидов серебра с сульфидами благородных металлов, имеющих более низкие электродные потенциалы. В образующихся при этом гальванических парах серебро является катодом и накапливается. Поскольку золото имеет еще более положительный потенциал, процесс роста его частиц должен протекать еще энергичнее [Дубинина, 1975]. В водах, расположенных выше зоны тиосульфатных комплексов и отличающихся от последних менее восстановительным характером, можно предположить образование сульфитных комплексов золота — $\text{Au}(\text{SO}_3)_2^{3-}$ [Нестеренко и др., 1985]. Сульфаты прочных комплексов ни с золотом, ни с серебром не образуют.

Таким образом, в гипергенной зоне сульфидных месторождений наблюдается определенная вертикальная зональность — на глубине по мере изменения степени окисления серы к галоидным комплексам золота добавляются сульфитные $\text{Au}(\text{SO}_3)_2^{3-}$, тиосульфатные $\text{Au}(\text{S}_2\text{O}_3)_2^{3-}$ и, наконец, сульфидные $\text{Au}(\text{H}_2\text{S})\text{HS}^0$, $\text{Au}(\text{H}_2\text{O})\text{S}^-$.

Горизонтальная зональность форм нахождения золота в природных водах зависит от климатических условий. Для месторождений, расположенных в районах гумидного климата, где фоновые воды преимущественно гидрокарбонатные, горизонтальная зональность на сульфидных золоторудных месторождениях по мере удаления от оруденения выражается в смене следующих форм золота в природных водах: AuCl_2^- — в водах месторождений, AuClOH^- — в водах рудных полей, $\text{Au}(\text{OH})_2^-$ — в фоновых водах. В полуаридных и аридных климатических зонах фоновые воды,

как правило, сильно минерализованные сульфатно-хлоридные, обычно содержат золото в форме хлоро-гидрохлорокомплексов $AuClOH^-$. Н. А. Росляков [1981, 1986], изучавший поровые растворы и водные вытяжки, кроме приведенной зональности неорганических форм золота, отмечает большое распространение в пределах ореолов золоторудных полей фульватных, а в пределах ореолов месторождений — гуминовых комплексов золота. Мы ограниченные формы золота не изучали.

В четвертичных долинных аллювиальных россыпях горных районов Сибири в основном присутствует эндогенное реликтовое золото, характерной особенностью которого является примесь серебра (до 40 %, чаще в пределах 5—25 %). Гипергенные изменения в целом незначительные, несколько увеличиваются параллельно с возрастом и глубиной залегания россыпей и выражены в развитии высокопробных кайм (995—975). Толщина кайм для мелкозалегающих голоценовых и верхнеплейстоценовых россыпей чаще не превышает 5—10 мкм, для глубокозалегающих средне- и нижнеплейстоценового возраста повышается до 20—30 мкм. Содержание серебра в каймах не зависит от состава первичного эндогенного золота. Каймы резко отделены от подложки, что особенно хорошо заметно на низкопробных золотилах. Как считает Н. В. Петровская [1937], такие каймы сформированы в результате перекристаллизации золота с одновременным выносом серебра из золотинок.

В древних дочетвертичных погребенных россыпях золотины преобразованы более интенсивно. Каймы на них большей толщины, иногда в центре золотины остается лишь небольшая часть реликтового золота. Они часто пористые, не перекристаллизованные, с постепенным переходом своего состава в состав эндогенного ядра. Как известно, дочетвертичные россыпи формировались в результате размыва и перемыва глубокопроработанных золотоносных кор выветривания в условиях влажного теплого климата, способствующего интенсификации химических процессов. Этим обстоятельством, а также большой продолжительностью процессов и объясняется, на наш взгляд, значительное развитие кайм выщелачивания на золотилах древних россыпей. Образованию высокопробных кайм выщелачивания, по нашему мнению, способствует гидрокарбонатный состав вод, более благоприятный для миграции серебра. Это подтверждается преобладанием серебра над золотом в гидрокарбонатных водах гумидных ландшафтов и золота над серебром — преимущественно хлоридных водах аридных ландшафтов (0,03—0,02 и 0,015—0,004 мкг/л соответственно). Слабая подвижность золота в этих условиях подтверждается установленным на многих примерах фактом — золотоносные россыпи, как правило, не дают положительных аномалий золота в таких водах, а в некоторых случаях сопровождаются даже его отрицательными аномалиями [Нестеренко, Воротников, 1983].

В отличие от охарактеризованных выше широко распространенных высокопробных гипергенных кайм в глубокозалегающих россыпях Средней Азии отмечаются, по данным Г. С. Попенко [1982], низкопробные каймы. Особенно часто такие каймы встречаются в долинных отложениях р. Зарафшан, в ее предгорной части, на глубине около 60 м. Каймы образуют мощные (до 0,1—0,5 мм) наросты на корродированной или окатанной поверхности эндогенных реликтовых золотинок, что увеличивает размер последних в 2—3 раза. Сложены наросты зеленовато-желтым золотом с пробой 650—930. В таких наростах «нового» золота часто наблюдаются кристаллы размером до 0,1—0,2 мм в виде октаэдров и его комбинаций с кубом. По количеству «нового» золота составляет 15—40 % (до 50—70 %) от общей массы россыпного золота. Условия образования наростов, по нашему мнению, близки условиям формирования серебрясодержащего неоднородного золота, встреченного в низах зоны окисления сульфидных месторождений Казахстана и образованного за счет разрушения тиосульфатных комплексов Au и Ag [Нестеренко, и др., 1985]. Приповерхностные воды Средней Азии, как правило, высокоминерализованные сульфатно-

хлоридные с повышенным содержанием золота (первые сотые доли мкг/л). Есть основания предполагать, что вертикальная зональность изменения форм окисления серы близка наблюдаемой в изученных зонах окисления Казахстана. Значительная глубина обнаружения «нового» золота подтверждает предположение о миграции золота и серебра на этом интервале глубины в форме тиосульфатных комплексов, разрушение которых и послужило основной причиной его отложения из растворов. К близким выводам пришли Х. Т. Тюляганов, Л. З. Палей [1981].

Таким образом, процессы хемогенного новообразования самородного золота в заметных масштабах проявляются только в специфических условиях. Основной и наиболее распространенной формой миграции золота в водах является его хлоридный комплекс. Значительно реже в пределах узких интервалов глубин нижней части зоны гипергенеза, отличающейся пониженным окислительным потенциалом, к нему добавляются сульфитный и тиосульфатный комплексы золота. В литературе в качестве хорошего комплексообразователя с золотом часто упоминается CN^- [Geochemistry..., 1974]. Наши исследования рудничных вод, включая сливные воды цианистого обогащения, показали, что в связи с быстрой окисляемостью CN^- комплекса $Au(CN)_2$ в поверхностных условиях не существуют.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Белаванцев В. И., Колонин Г. Р., Васильев Н. Г. и др. Возможные формы нахождения и растворимость золота в рудообразующих растворах // Гидротермальное низкотемпературное рудообразование и метасоматоз/Тр. ИГиГ СО АН СССР.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982.— Вып. 505.— С. 83—117.

Дубинина В. Н. О возможном влиянии электрохимических процессов на поведение золота в зонах окисления сульфидных месторождений // Методика и техника разведки.— 1975.— № 101.— С. 25—29.

Нестеренко Г. В., Воротников Б. А. О поведении золота в процессе осадкообразования // Условия образования, принципы прогноза и поисков золоторудных месторождений.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— С. 195—206.

Нестеренко Г. В., Воротников Б. А., Николаева Н. М., Пешевицкий Б. И. Новообразование минералов золота в зоне окисления сульфидных месторождений Казахстана // Зап. ВМО.— 1985.— Вып. 5.— С. 555—568.

Нестеренко Г. В., Кузнецова А. И., Пальчик Н. А., Лаврентьев Ю. Г. Петровскиит $AuAg(S, Se)$ —новый селенсодержащий сульфид золота и серебра // Зап. ВМО.— 1984.— Вып. 5.— С. 602—607.

Петровская Н. В. Самородное золото.— М.: Наука, 1973.— 347 с.

Попенко Г. С. Минералогия золота четвертичных россыпей Узбекистана.— Ташкент: Фан, 1982.— 144 с.

Росляков Н. А. Геохимия золота в зоне гипергенеза.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.— 237 с.

Росляков Н. А. Зависимость концентрации подвижных компонентов в поровых водах от геологических и ландшафтных условий // Гидрогеохимические поиски месторождений полезных ископаемых.— Томск, 1986.— С. 16—17.

Тюляганов Х. Т., Палей Л. З. Четвертичные рассолы Узбекистана.— Ташкент, Фан, 1981.— 140 с.

Тюрин Н. Г., Каковский И. А. О поведении золота и серебра в зоне окисления сульфидных месторождений // Изв. вузов. Цветн. металлургия.— 1960.— № 2.— С. 6—13.

Geochemistry of Gold in the weathering Cycle/By Hubert W. Lakin, Gary C. Curtin and Arthur E. Hybert, with chapters by Hansford T. Shacklette and Kenneth G. Doxtader // Geol. Survey bulletin 1330 U. S. government printing office.— Washington, 1974.— 80 p.

РОЛЬ МИКРООРГАНИЗМОВ В УКРУПНЕНИИ ЧАСТИЦ ЗОЛОТА В ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА ОБЛАСТЕЙ СОВРЕМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА

Области новейшего вулканизма являются наиболее перспективными как для изучения процессов современного рассеяния рудного вещества в земной коре, так и для формирования эндо- и экзогенных геохимических полей концентрирования, играющих, по Л. В. Таусону [1983], главную роль при установлении закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых и их поисках. Среднее содержание золота в современных гидротермах областей новейшего вулканизма составляет 0,45 мкг/л, т. е. на два порядка выше кларка пресных вод гидросферы (0,022 мкг/л) [Ломоносов и др., 1985]. При этом максимальные концентрации золота достигают 20—28 мкг/л (Узон, Кратерное озеро, влк. Семьячик, Камчатка) и даже 110 мкг/л в магматических водах вулкана Толбачик [Большое трещинное Толбачинское извержение..., 1984]. В вулканических породах содержание золота колеблется от 0,0006 до 0,0029 г/т [Аношин, 1977], а главные группы вулканических пород, выделенные на основе химической количественной классификации (кислые андезиты и базальты), значительно не различаются по среднему содержанию золота. В районе юга Камчатки пределы содержания золота в неизмененных и измененных породах составляют от 0,003 до 0,018 г/т. Интересным представляется повышение содержания золота в новообразованиях — травертинах, гейзеритах и солевых отложениях (от 0,006 до 0,08 г/т; 0,0? и 0,14 г/т соответственно).

Уникальная особенность термофильных микроорганизмов (быстрый рост, осуществление различных биохимических процессов при повышенных температурах), широкое их распространение и высокая численность, перспектива их использования в практике добычи металлов, а также обессеривания углей позволили изучить их эколого-геохимическую роль в процессах концентрирования золота на современных термопроявлениях Камчатки.

Биоценоз современного вулканизма представлен бактериями, способными окислять серу, железо и сульфиды, водородными, метанобразующими, сульфатредуцирующими, фототрофными и др. [Логина и др., 1966]. Наблюдается приуроченность каждого типа организмов к строго определенным условиям, решающим фактором при этом является температура. За последнее десятилетие открыт ряд аэробных хемолитотрофных термофильных прокариотных организмов, активно участвующих в круговороте серы и железа при температурах, превышающих 45 °С [Каравайко, Головачева, 1986]. Известны аэробные архибактерии круговорота серы. Установлено, что окисление серы и ее восстановленных соединений при повышенной температуре (40—90 °С) происходит в широком диапазоне рН — от 1,0 до 8,0. Камчатские термальные воды отличаются наибольшей температурной амплитудой (25—78 °С), высоким содержанием серных соединений, элементарной серы, развитием альгобактериальных сообществ [Горленко и др., 1986]. Образование органических веществ Л. М. Герасименко и Г. А. Заварзин [1986] связывают с развитием фототрофных микроорганизмов, массовое появление которых приурочено к температуре около 50 °С. Здесь развиваются цианобактериальные сообщества, которые могут образовывать мощные слоистые пласты. С этих позиций области новейшего вулканизма представляют особый интерес — микробные сообщества гидротермальных систем могут представлять мощный геохимический фактор в концентрировании золота. За последнее десятилетие было сделано несколько оценок биогеохимического цикла золота [Ong, Swanson, 1969; Boyle, 1979].

Физико-химическая характеристика термальных вод

Проба	Место отбора проб	t, °C	pH	Формула химического состава	Au, мкг/л
НК-3	Нижне-Кошелёвское месторождение парогидротерм, источник у южной границы	64	6,8	$M_{0,3} \frac{HCO_3 58 SO_4 30 Cl 12}{(Na + K) 65 Ca 28 Mg 7}$	0,007
НК-7	Теплое озеро, восточная часть Нижне-Кошелёвского месторождения	25	6,2	$M_{0,5} \frac{SO_4 83 HCO_3 15 Cl 12}{(Na + K) 59 Ca 33 Mg 8}$	0,03
НК-8	Холодный источник за пределами Нижне-Кошелёвского месторождения	14	6,4	$M_{0,9} \frac{SO_4 46 HCO_3 32 Cl 12}{(Na + K) 38 Ca 41 Mg 21}$	0,01
Си-5	Сивучинский источник	49	6,6	$M_{1,52} \frac{SO_4 48 Cl 36 HCO_3 15}{Na 61 Ca 27 K 10}$	0,011

Приведенные данные о характере распределения золота в биосфере свидетельствуют о вовлечении этого элемента в процессы миграции под воздействием физико-химических и биологических факторов. Выявлена роль микроорганизмов в гипергенной миграции золота.

В литературе отсутствуют сведения о влиянии термофильных микроорганизмов на поведение золота в областях современного вулканизма. Цель настоящей работы — выявление роли микроорганизмов в концентрировании и укрупнении золота в зоне гипергенеза термальных полей.

Для проведения микробиологических и геохимических исследований отобраны пробы термальной воды и измененных пород Нижне-Кошелёвского месторождения парогидротерм, термальной воды Сивучинского источника и донных отложений Охотского моря.

Нижне-Кошелёвское месторождение парогидротерм — одно из крупных термопроявлений Кошелёвского вулканического массива у Охотского побережья на юге Камчатки. Естественный вынос тепла составляет 2500 ккал/с [Вакин и др., 1976]. Здесь на относительно малой площади сосредоточено множество мощных газовых струй, водоемов естественных конденсатов, термальных источников. Источник Сивучинский расположен в 4 км юго-западнее Нижне-Кошелёвских гидротерм. Изученные термальные воды характеризуются различным химическим составом, pH и температурой (табл. 1). В парагазовых эксгаляциях обнаружены N_2 , CO_2 , O_2 , H_2S , CH_4 . Установлены в этих термах Au и другие металлы.

По составу это сульфатно-гидрокарбонатные, сульфатно-хлоридные, гидрокарбонатно-сульфатные, натрий-кальциевые воды. Измененные породы представлены каолинит-монтмориллонитовыми глинами серо-голубого цвета с линзами и прослоями пирита и марказита. Донные отложения Охотского моря представлены песчанистой и пелитовой фракциями с содержанием $C_{орг}$ до 0,67 %.

В качестве материала для проведения исследований были взяты сообщества микроорганизмов, выделенные из воды и измененных пород Нижне-Кошелёвского месторождения, воды Сивучинского источника и донных отложений Охотского моря. Биоценозы выращивались на безбактериальной воде или на разведениях измененных пород или донных отложений с добавлением 10 мг/л источника углерода. Разведения вели десятикратно по известной методике. Заражение проводили 1 мл материала на 9 мл среды. Кроме того, микроорганизмы выращивали на селективных питательных средах: среда Ваксмана с элементарной серой [Waksman, Loffe, 1922], среда 9 к [Silwerman, Lundgren, 1959], среда Крав-

цова и Сорокина [Каравайко и др., 1978] и др. О развитии микроорганизмов судили по приросту.

Сообщества микроорганизмов формируются в зависимости от физико-химических условий. В водах Нижне-Кошелевского месторождения парогидротерм и Сивучинского источника широко распространены ценозы, включающие факультативно-автотрофные и гетеротрофные бактерии, цианобактерии, сульфатредуцирующие бактерии, нитчатые организмы, микроскопические грибы, развивающиеся в низкотемпературной зоне — 14, 29 и 49 °С. Содержание клеток бактерий в этих сообществах достигает 10^6 — 10^9 в 1 мл. В составе этого ценоза обнаруживаются хемолитотрофные термофильные бактерии — *Leptospirillum ferrooxidans*, *Thiobacillus thermophila*, *Thiobacillus ferrooxidans*, *Thiobacillus thiooxidans*; гетеротрофные — *Bacillus coagulans*, *Bacillus cereus*, *Pseudomonas fluorescens*, *Flavobacterium thermophilum*; аэробные зеленые бактерии — *Chloroflexus aurantiacus*, нитчатые организмы — *Thermothrix*. Такие ценозы являются умеренно термофильными, где доминируют фотосинтезирующие организмы. Поступление кислорода с парогазовой струей источников создает условия для развития аэробных и факультативно-аэробных микроорганизмов. В водах изученных термопроявлений численность термофильных сульфатвосстанавливающих бактерий составляет 10^2 клеток на 1 мл. По своим физиолого-биохимическим признакам бактерии отнесены нами к роду *Desulfovibrio*. Более активными они были в сульфатно-хлоридных водах.

В ценозах измененных пород присутствуют как мезофильные, развивающиеся при умеренных температурах, так и термофильные, развивающиеся при температурах выше 45 °С, а также экстремально термофильные с оптимальной температурой роста 65—70 °С, способные расти в условиях лимитации по кислороду. В составе этого ценоза обнаружены цианобактерии — *Mastigoladus* и *Chloroflexus*, хемолитотрофные бактерии, окисляющие соединения серы и железа, — *Sulfobacillus thermosulfidooxidans*, *Thiobacillus thioparus*, *Thiobacillus ferrooxidans*, гетеротрофные — *Pseudomonas*, *Flavobacterium*, *Bacillus*, *Micrococcus*.

В составе этого ценоза обнаружены микроскопические грибы: *Aspergillus*, *Penicillium*, *Cephalosporium*. В ценозах измененных глин сульфатвосстанавливающие бактерии занимают более заметное место, чем в воде этого же термопроявления. Количество их составляет 10^3 — 10^4 клеток на 1 г.

В донных отложениях Охотского моря биоценоз представлен в основном гетеротрофными и сульфатвосстанавливающими бактериями. Хемолитотрофные бактерии, окисляющие соединения серы, железа и сульфиды, цианобактерии менее развиты. Отмечена высокая общая численность бактерий — 10^7 — 10^9 клеток на 1 г. Основную массу выделенных культур микроорганизмов составляют бактерии, образующие споры и неспорообразующие, термофильные, развивающиеся при температуре выше 45 °С. Они представлены родами *Bacillus*, *Flavobacterium*, *Pseudomonas*, *Arthrobacter* и др. Спорообразующие экстремально-термофильные бактерии отнесены к видам *Bac. acidocaldarius*, *Bac. coagulans*. Из тионовых бактерий распространены виды *T. thiooxidans*, *T. ferrooxidans*, *T. denitrificans*, *T. thioparus*.

В донных отложениях численность сульфатвосстанавливающих бактерий составляет 10^4 — 10^5 клеток на 1 г. Их наличие свидетельствует о восстановительных биохимических процессах, связанных с преобразованием серы и ее производных.

Рассмотренные микробные ценозы термальных вод, измененных пород и донных осадков способны развиваться при температуре от 14 до 70 °С, pH — 4,3—6,8.

Развитие биоценозов происходит в тесном контакте с металлами, в том числе и золотом. Характер взаимодействия микроорганизмов с золотом показан рядом авторов [Коробушкина и др., 1977, 1985, 1986; Саввичев и др., 1985].

Взаимодействие растворенного и коллоидного золота с микроорганизмами, выделенными из природных объектов
(на основе сцинтилляционного анализа)

Проба	Место отбора проб (материал)	Тип золота, введенного в опыт	Размер частиц золота, мкм					Средний диаметр частиц золота (d), мкм
			3-5	5-9	9-12	12-15	15-23	
НК-3	Нижне-Кошелевское месторождение парогидротерм (термальная вода)	Растворенное	53	17	2	1	1	6,8
			72	23	2	1	1	
НК-3		Коллоидное	107	129	24	15	24	10,2
			36	43	8	5	8	
НК-7		Растворенное	44	29	3	2	0	6,8
			56	37	4	3	—	
НК-8		»	108	83	14	13	6	8,5
			48	37	6	6	3	
Су-5	Сивучинский источник (термальная вода)	»	97	69	20	13	9	9,2
			47	33	10	6	4	
		Коллоидное	149	84	23	9	16	9,2
			53	30	8	3	6	
Л/8-2	Нижне-Кошелевское месторождение парогидротерм (гидротерм. измененные породы)	Растворенное	27	34	8	6	4	9,7
			34	43	10	8	5	
Л/7-2		Коллоидное	96	106	23	14	14	10,0
			37	41	10	5	7	
24-19	Охотское море (донные отложения)	Растворенное	77	66	23	4	13	9,8
			42	36	13	2	7	
		Коллоидное	99	85	19	8	13	9,4
			44	38	8	4	6	
38		Растворенное	152	86	12	0	3	7,0
			60	34	5	—	1	
38		Коллоидное	80	78	12	5	2	7,8
			45	44	7	3	2	
К-1	Контрольные опыты	Растворенное	143	11	Не	Не	Не	4,5
			94	6	обн.	обн.	обн.	
К-2		Коллоидное	20	11	»	»	»	6,0
			61	39				

Примечание. В числителе приведено число частиц золота соответствующего размера, в знаменателе — процент частиц к общему их числу.

Для выявления геохимически активных микроорганизмов, способных восстанавливать и укрупнять золото, в питательные среды вводили растворенное золото в виде хлорида в концентрации 5,4 мкг/л и коллоидное в концентрации 4,1 мкг/л. Коллоидный раствор готовили по Фарадею—Жигмонди [Методические разработки ..., 1976]. Размер частиц золота 5—20 нм. Время контакта микроорганизмов с золотом 60 сут. В качестве контроля применяли питательную среду с золотом (без микроорганизмов).

Проведенные эксперименты показали специфичность взаимодействия биоценозов, развивающихся в природных объектах юга Камчатки и донных отложениях Охотского моря, с растворенным и коллоидным золотом. В табл. 2 приведены данные сцинтилляционного эмиссионного спектрального анализа, усовершенствованного в Институте геохимии им. А. П. Виноградова СО АН СССР [Прокопчук, Лошчих, 1983]. Сущность разработанного метода состоит в подсчете числа и измерении амплитуды импульсов, регистрируемых сцинтилляционной установкой при сгорании

частиц золота в плазме дугового разряда. Она успешно применена для приближенно-количественного определения содержания золота в пробах руд, горных пород, илов, зола растений [Ковалевский, Прокопчук, 1978; Тайсаев, Прокопчук, 1986; и др.] в диапазоне от 0,01 до 5 г/т с одновременной оценкой размеров частиц золота от 1—5 до 30—40 мкм. В настоящей работе способ впервые применен для оценки частиц золота в средах, содержащих микроорганизмы.

Показано, что ценоз микроорганизмов, включающий различные виды, за 60 сут переводит золото из растворенного и коллоидного состояния в тонкодисперсное. Процесс сопровождается выпадением золота в виде осадка. Общей закономерностью является высокое содержание частиц размером 3—5 и 5—9 мкм, что составляет 35—70 и 23—44 % соответственно. В контроле обнаружены отдельные тонкодисперсные (до 5—9 мкм) частицы золота. Одним из возможных путей укрупнения золота в контроле является содержание углерода в питательной среде. После взаимодействия с золотом он исчерпывается и процесс приостанавливается. В опытах, содержащих сообщества микроорганизмов, отмечено укрупнение частиц золота до 15—23 мкм и более (1—8 %).

Рассчитан средний диаметр (\bar{d}) частиц золота, полученных в опытах в течение 60 сут (см. табл. 2). Наиболее крупные частицы диаметром до 10 мкм обнаружены в экспериментах с коллоидным золотом. Наряду с этим частицы таких же размеров выявлены в биоценозах, выделенных из гидротермальных измененных пород и донных осадков.

В результате выявлено, что микроорганизмы за 60 сут способствуют переводу растворенного золота в металлическое состояние с размером частиц до 3—23 мкм. Коллоидное золото укрупняется в тех же условиях с 5—20 нм до 3—23 мкм. В том и другом случае отмечены отдельные частицы золота до 30 мкм и более. Большое влияние на укрупнение золота оказывают термофильные сообщества микроорганизмов.

В целом нужно отметить, что альгобактериальные ценозы гидротерм способствуют образованию полей концентрирования золота в областях новейшего вулканизма.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аношин Г. Н. Золото в магматических горных породах // Тр. Института геологии и геофизики.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— Вып. 289.— 206 с.
- Большое трещинное Толбачинское извержение. Камчатка, 1975—1976.— М.: Наука, 1984.— 637 с.
- Вакин Е. А., Декусар З. Б., Сережников А. И., Спиченкова М. Н. Гидротермы Кошелевского вулканического массива // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки.— Владивосток, 1976.— С. 58—84.
- Герасименко Л. М., Заварзин Г. А. Микробные сообщества газогидротерм // Биология термальных микроорганизмов.— М.: Наука, 1986.— С. 22—25.
- Горленко В. М., Кампанцева Е. И., Пучкова Н. Н. Фототрофные бактерии в термальных источниках // Биология термальных микроорганизмов.— М.: Наука, 1986.— С. 96—101.
- Каравайко Г. И., Кузнецов С. И., Голомзин А. И. Роль микроорганизмов в выщелачивании металлов из руд.— М.: Наука, 1978.— 248 с.
- Каравайко Г. И., Головачева Р. С. Аэробные термофильные бактерии, окисляющие соединения серы и железа // Биология термофильных микроорганизмов.— М.: Наука, 1986.— С. 35—47.
- Ковалевский А. Л., Прокопчук С. И. О минеральных формах золота в растениях // Докл. АН СССР.— 1978.— Т. 242, № 2.— С. 430—433.
- Коробушкина Е. Д., Завьялова Л. Л., Коробушкин И. М. Изменения золота в процессе бактериального растворения // Изв. АН СССР. Сер. биол.— 1977.— Вып. 6.— С. 936—939.
- Коробушкина Е. Д., Каравайко Г. И., Коробушкин И. М. Роль микроорганизмов в гипергенной миграции золота // Тр. Междунар. семинара и междунар. учебн. курсов.— М.: Центр международных проектов ГКНТ, 1985.— С. 130—144.
- Коробушкина Е. Д., Коробушкин И. М. Взаимодействие золота с бактериями и образование «нового» золота // Докл. АН СССР.— 1986.— Т. 287, № 4.— С. 978—980.
- Логинова Л. Г., Головачева Р. С., Егорова Л. А. Жизнь микроорганизмов при высоких температурах.— М.: Наука, 1966.— 295 с.

Ломоносов И. С., Гапон А. Е., Дмитриев С. Н. и др. Повышение эффективности гидрогеохимических методов поисков золота. — Дубна: Препринт ОИЯИ, 1985. — 16 с.

Методические разработки к практикуму по коллоидной химии. — 3-е изд. — М.: Изд-во МГУ, 1976. — Ч. 2. — 126 с.

Прокопчук С. И., Лонщик С. В. Исследование точности сквинтилляционного спектрального анализа дисперсных веществ и материалов // Новые методы спектрального анализа. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. — С. 143—145.

Саввичев А. С., Никитин Д. И., Оранская М. С. Две фазы аккумуляции коллоидного золота иммобилизованными клетками микроорганизмов // Геохимия. — 1985. — № 10. — С. 1546—1548.

Тайсаев Т. Т., Прокопчук С. И. Золотоносные или ледниковых озер и крупность золота в них // Докл. АН СССР. — 1986. — Т. 289, № 2. — С. 494—497.

Таусон Л. В. Теория геохимических полей и геохимические поиски месторождений полезных ископаемых // Проблемы прикладной геохимии. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1983. — С. 5—18.

Boyle R. W. The geochemistry of gold and its deposits (Together with a chapter an geochemical prospecting for the element). — Ottawa: Bull. Geol. Surv. of Canada. — 1979. — V. 280. — 584 p.

Ong H. L., Swanson V. E. Natural organic acids in the transportation, deposition and concentration of gold // Quarterly Colorado School Mines. — 1969. — V. 64. — P. 395—425.

Silverman M. P., Lundren D. C. Studies on the chemiautotrophic iron bacterium *F. ferrooxidans*. I. An improved medium and a harvesting procedure for securing high cell yields // J. Bacteriol. — 1959. — V. 77. — 642 p.

Waksman S. A., Joffe I. S. Microorganisms concerned with the oxidation of sulfur in soil. II. Th. thiooxidans a new sulfur oxidizing organism isolated from the soil // J. Bacteriol. — 1922. — N 7, v. 2. — 239 p.

В. К. БЕРНАТОНИС

РОЛЬ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ПРОЦЕССАХ ГИПЕРГЕННОЙ МИГРАЦИИ ЗОЛОТА

В последние годы рядом исследователей показано, что миграционная способность золота резко возрастает благодаря образованию устойчивых растворимых комплексных и внутрикислотных соединений с органическим веществом. К сожалению, экспериментальных работ в этом направлении мало. Сравнительно детально изучено лишь растворение чистого золота и выщелачивание благородного металла из руд под действием гумусовых кислот и микроорганизмов.

При исследовании гипергенных процессов в золоторудных месторождениях Восточного Саяна нами установлено, что органическое вещество весьма широко распространено в рудничных водах и в продуктах окисления рудных тел. Так, в различных минеральных новообразованиях зоны окисления содержание общего углерода водно-растворимого органического вещества достигает 0,13—0,68 вес. % (30 проб). В рудничных водах концентрация $C_{\text{орг. общ.}}$ 1,36—45,6 мг/л (72 пробы). Изучение водно-растворимого органического вещества (22 пробы) показало, что оно представлено летучими (1,59—14,9 мг/л) и нелетучими (0,95—9,9 мг/л) низкомолекулярными органическими соединениями, а также гуминовой (0,001—4,301 мг/л) и фульвово (0,21—8,15 мг/л) кислотами. Микробиологическими анализами (26 проб) нами установлена высокая обсемененность исследованных месторождений бактериями. Среди микроорганизмов преобладают тионовые и сульфатредуцирующие бактерии, количество которых в 1 г воды или руды достигает нескольких миллионов клеток.

Изложенный фактический материал позволяет предполагать, что растворение и перенос золота в рассматриваемых условиях определяются преимущественно органическими кислотами. В связи с этим нами изучены реакции комплексобразования золота с гумусовыми кислотами. О способности гумусовых кислот образовывать комплексы с солями золота свиде-

тельствует тот факт, что на титрование гуминовой и фульвоовой кислот в присутствии золото-хлористо-водородной кислоты расходуется больше (0,01 н) едкого натрия, чем на титрование раствора золото-хлористо-водородной кислоты. Согласно расчетным данным, при взаимодействии одного атома золота с гуминовой кислотой в нейтральной среде выделяется 5,7, а с фульвокислотой — 12,4 протона. Это говорит о том, что фульвоовые кислоты образуют более устойчивые комплексы с золотом, чем гуминовые. Кроме того, на это же указывает более ярко выраженный рН-эффект, полученный при титровании системы фульвокислота — золото-хлористо-водородная кислота.

Образование нового вещества при взаимодействии гуминовой кислоты с солью золота подтверждается также электронно-микроскопическими исследованиями продуктов реакции.

Изучение искусственных золотогумусовых комплексов показало, что они устойчивы в широком интервале рН — от слабокислых сред до щелочных. Даже при длительном хранении (несколько месяцев) они не претерпевают существенных изменений. Осаждение золотогумусовых комплексов наблюдалось только в тех случаях, когда к растворам добавлялись значительные количества солей железа или кальция.

Все это дало повод к проведению экспериментальных исследований по разложению руд золота под воздействием органических кислот (127 опытов) и микроорганизмов (12 опытов). Разложению были подвергнуты сульфидные и кварцево-сульфидные руды с наиболее высокими содержаниями золота. В качестве органических кислот использованы гумусовые и низкомолекулярные органические кислоты (48 наименований). Последние в значительной части (21 наименование) представлены аминокислотами. Эти кислоты были выбраны в связи с тем, что они являются основной составной частью продуктов жизнедеятельности и автолиза микроорганизмов. Бактериальное окисление руд проводили культурой *Th. ferrooxidans*, выделенной из кислых рудничных вод. Все опыты ставили с 10 г растертой руды и 500 мл водного раствора кислоты или бактериальной среды. Для контроля были поставлены опыты с дистиллированной водой.

С растворами гумусовых кислот при содержании органического углерода 2,10 и 50 мг/л опыты ставили на срок от 150 до 425 сут. Во всех опытах за период до 305 сут отмечается очень быстрое нарастание золота в растворах. Затем растворение золота приостанавливается, а спустя 425 сут в некоторых опытах преобладает процесс осаждения перешедшего в раствор благородного металла. С увеличением концентрации кислоты содержание золота в растворе, как правило, возрастало. Установлено также, что наиболее интенсивное растворение золота происходит под влиянием фульвокислот. Это объясняется, по-видимому, тем, что фульвоовые кислоты обладают более высокой, чем гуминовые, склонностью к комплексообразованию.

С растворами аминокислот (0,02 н) опыты выдерживали в течение 235 сут. В жидкую фазу этих опытов перешло 59,09—831,26 мкг/л золота. Наиболее интенсивно оно растворялось в аминокислотных растворах.

С растворами остальных низкомолекулярных органических кислот (0,1 н) опыты ставили на 225 сут. В растворы этих кислот перешло 39,09—705,08 мкг/л золота. Повышенные концентрации металла установлены в растворах многоосновных карбоновых кислот жирного ряда и оксикислот жирного и ароматического рядов.

Для выяснения влияния времени взаимодействия и концентрации низкомолекулярных органических кислот на растворение золота были выбраны янтарная, винная и аспарагиновая кислоты. Опыты ставили с 0,001, 0,01, 0,1 и 1 н растворами этих кислот на срок 150, 300 и 410 сут. Время взаимодействия и концентрации кислоты оказывали в этих опытах на растворение золота такое же влияние, как и в случае с гумусовыми кислотами. После 300 сут во многих опытах здесь также наблюдалось выпадение золота в осадок.

Результаты опытов по микробиологическому разложению руд показывают, что бактерии после 57-дневного воздействия перевели в раствор 237,6—355,54 мкг/л золота. В контрольных опытах, где бактерии отсутствовали, золото не установлено.

При разложении руд в воде (контрольные опыты) незначительное растворение золота наблюдалось только в опытах длительностью более 225 сут. В жидких фазах этих опытов присутствуют небольшие количества тиосульфат-иона. Этим, на наш взгляд, и определяется слабое растворение золота в воде при большой выдержке опытов.

Таким образом, результаты исследований органического вещества в окисленных зонах месторождений и опыты по разложению руд золота под воздействием органических кислот и бактерий позволяют сделать вывод о том, что органическая форма переноса золота играет заметную, а порой и ведущую роль в процессах вторичного обогащения золоторудных месторождений.

А. А. КАРЦЕВ

ОСНОВНЫЕ СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ НЕФТЕГАЗОПОИСКОВОЙ ГИДРОГЕОХИМИИ

Условия поисков полезных ископаемых, в том числе нефти и природных газов, постепенно усложняются, что требует все более интенсивного использования результатов научно-технического прогресса в поисковом деле. К числу важнейших направлений научно-технического прогресса в изучении и использовании недр Земли относится геохимическое, ветвью которого служит гидрогеохимия. Нефтегазопойсковая гидрогеохимия не может считаться совсем новым направлением, но практическое использование ее до сих пор крайне незначительно. Однако сейчас, в крайне усложнившихся условиях поисков (труднодоступность многих районов поисков, исчерпание привычных сводовых ловушек, мелкие размеры залежей и т. п.), пренебрежение возможностями гидрогеохимических методов может вести к существенным народнохозяйственным потерям.

Нефтегазопойсковая гидрогеохимия может обосновать три уровня прогноза (оценки) перспектив поисков залежей нефти и газов: региональный — т. е. для целого нефтегазоносного или возможно нефтегазоносного бассейна, а также обособленного гидрогеологического этажа бассейна; зональный — для нефтегазоносной или возможно нефтегазоносной зоны, представляющей часть бассейна; локальный — для отдельной ловушки, могущей содержать месторождение, или отдельного горизонта с ловушкой, могущей содержать залежь.

По направленности можно различать абсолютный прогноз (типа «есть — нет») и сравнительный (типа «больше — меньше»). Для региональных и зональных оценок в настоящее время в основном используется сравнительный прогноз. Методически вопросы сравнительного гидрогеохимического прогноза разработаны слабо. Отсюда первую из основных современных проблем нефтегазопойсковой гидрогеохимии можно сформулировать так: разработка методики сравнительной оценки нефтегазоносных бассейнов и зон по гидрогеохимическим показателям, в том числе на полуквантитативном уровне.

В настоящее время большое значение имеет локальный прогноз. Разработке методики локальных прогнозов по гидрогеохимическим показателям уделялось и уделяется немалое внимание. Однако в этом направлении еще предстоит сделать очень много.

Локальный гидрогеохимический прогноз нефтегазоносности базируется на ореолах рассеяния залежей нефти и газов, ореолах геохимического

влияния залежей нефти и газов, геохимических условиях в пределах возможных ловушек. Сейчас нет достаточной ясности в разграничении характеристик этих явлений, хотя такая задача представляется весьма важной. Поэтому вторую из основных современных проблем следует сформулировать таким образом: **разработка вопросов гидрогеохимических показателей наличия залежей нефти и газов с учетом разграничения показателей, обусловленных ореолом рассеяния и ореолом геохимического влияния залежей.**

Понятие ореола рассеяния залежи достаточно хорошо известно и вряд ли требует дополнительных пояснений.

Ореол рассеяния залежи образуется компонентами залежей, т. е. для углеводородных залежей — углеводородами и т. п. Ореол геохимического влияния залежи является производным от ореола рассеяния залежи: взаимодействие рассеивающихся углеводородов с водорастворенными сульфатами, например, приводит к образованию сероводорода; наличие в водах растворенного сероводорода и отсутствие сульфатов (или недонасыщение воды сульфатами) фиксирует ореол геохимического влияния залежей. Подобный ореол отражается и в ряде других компонентов вод и твердой части пород (в последнем случае это уже относится не к гидрогеохимии, а к литогеохимии).

Сравнение поискового значения показателей ореола рассеяния залежей и ореола геохимического влияния залежей приводит к следующим выводам. С одной стороны, показатели ореолов рассеяния (например, углеводороды) можно считать более прямыми, более надежными показателями наличия залежи. С другой, некоторые показатели, относящиеся к ореолу геохимического влияния залежи (например, недонасыщенность вод сульфатами), являются более стабильными, могут сохраняться и при исчезновении ореола рассеяния (и даже самой залежи!). Эти общие положения должны быть развиты, конкретизированы и систематизированы, что и составит в основном решение сформулированной выше второй проблемы.

Далее следует остановиться на различиях проявления ореолов рассеяния в законтурных водах, примыкающих к залежам, и в водах верхних горизонтов. Если первые можно с полным правом называть водными ореолами рассеяния, то вторые лишь частично могут относиться к такому. Дело в том, что в первом случае компоненты залежи переходят непосредственно в воды, где и наблюдаются. Во втором же компоненты залежи мигрируют в различных формах, в том числе и не в водных, и если потом и обнаруживаются в виде компонентов водных растворов верхних горизонтов, то отражение в этих горизонтах ореолов рассеяния залежи представляет весьма сложный процесс.

В настоящее время значение упомянутых различий между водными ореолами рассеяния залежи в различных горизонтах еще недостаточно ясно. Не исключено, что оно важно с практической стороны. Поэтому можно так сформулировать третью из основных современных проблем современной нефтегазописковой гидрогеохимии: **разработка вопросов различия первичных (приконтурных) и вторичных (верхних) водных ореолов рассеяния залежей нефти и газов.**

В последние годы прослеживается устойчивая тенденция к снижению как количества, так и качества проб вод из глубоких горизонтов, в то время как без достаточного количества качественных проб вод гидрогеохимия существовать не может. Причины такого положения в существенной мере коренятся во внедрении прогрессивной — в смысле ускорения процессов бурения и испытания скважин — техники и технологии опробования, с помощью специальных пластоиспытателей и опробователей пластов. При таких условиях получаемые пробы вод содержат большие примеси промывочных жидкостей, кроме того, их очень трудно привязать к определенным пластам. В них также попадают различные искусственные технологические продукты, искажающие природные свойства вод.

В связи с этим следующая (четвертая) из основных современных проблем нефтегазопроисводительной гидрогеохимии может звучать так: **оптимизация условий отбора проб вод из глубоких скважин** путем совершенствования техники и технологии опробования пластов.

В последнее время работы в данном направлении велись институтами ВНИИГИС, ВИТР, СевКавНИИГаз и некоторыми другими организациями, но конкретных результатов пока нет.

Усовершенствовать и внедрять новые методы анализа можно только на базе использования высокоэффективной аппаратуры. А соответствующее оснащение организаций, ведущих гидрогеохимические исследования, в настоящее время не отвечает новейшим достижениям науки и техники.

Поэтому пятой из важнейших современных проблем нефтегазопроисводительной гидрогеохимии, можно назвать так: **разработка, совершенствование и внедрение аналитической методики и аппаратуры** на базе новейших достижений науки и техники.

В. А. ЗУЕВ, А. Д. НАЗАРОВ, Г. М. РОГОВ

МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОЙ НЕФТЕГАЗОПОИСКОВОЙ СЪЕМКИ В ТУНГУССКОМ БАССЕЙНЕ

Гидрогеохимическая съемка является одним из основных элементов комплекса прямых геохимических методов поисков нефти и газа и имеет важнейшее значение для районов с достаточным увлажнением. Не уступая по информативности собственно геохимическим методам (газокерновому, битуминологическому и др.), она обладает рядом преимуществ экономического характера — исключает трудоемкие буровые и горно-проходческие работы, особенно на региональных, мелко- и среднemasштабных стадиях исследований.

Эффективность гидрогеохимической съемки в том или ином районе далеко не равноценна и в значительной мере зависит от характера физико-географической и геологической обстановки. Природные условия влияют не только на технико-организационное содержание съемки. Формируя геохимический облик подземных и поверхностных вод, контролируя пути миграции флюидов и степень сложности приповерхностных геохимических полей, они тем самым предопределяют успешность решения конечной задачи поисковых работ — надежное выделение перспективных площадей [Назаров, Зуев, 1981]. Анализ природных условий имеет важнейшее значение на всех этапах исследований, начиная с планирования полевых изысканий и кончая интерпретацией полученного фактического материала.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ ТУНГУССКОГО БАССЕЙНА

Территория Тунгусского бассейна (ТБ), рассматриваемая здесь в границах одноименных гидрогеологической и нефтегазонасыщенной структур [Гидрогеология..., 1972; Геология нефти..., 1981], расположена в западной половине Сибирской платформы и занимает площадь около 1,2 млн км². Длительное и сложное развитие этого региона при столь огромных размерах определило большое разнообразие современных геологических и физико-географических условий, по совокупности которых ему нет аналога ни в СССР, ни за рубежом.

© В. А. Зуев, А. Д. Назаров, Г. М. Рогов, 1990

Осадочный чехол ТБ залегает на гетерогенном архей-протерозойском фундаменте и содержит отложения всех геологических эпох от рифея до раннего триаса включительно, а также фрагментарные образования юры, мела и неогена.

На уровне современного эрозионного среза разновозрастные вулканогенно-осадочные формации платформенного чехла имеют зонально-кольцевое распространение. Так, если терригенно-карбонатные и эвапоритовые толщи рифея — нижнего палеозоя обнажаются только на складчатом обрамлении и во внешнем поясе бассейна и по мере перехода к его внутренним районам постепенно перекрываются терригенно-карбонатными засульфаченными и местами (Норильский район) засоленными отложениями силура и девона, а затем континентальными песчано-глинистыми угленосными отложениями карбона — перми, то на обширных пространствах центральной части региона те и другие погребены под преимущественно туфогенные образования нижнего триаса, которые, в свою очередь, перекрыты мощным экраном базальтовых лав плато Путорана.

Зонально-кольцевое распространение различных литолого-стратиграфических комплексов позволяет предполагать соответствующую дифференциацию гидрогеохимических свойств и процессов зоны гипергенеза, а также региональную неоднородность диффузионно-фильтрационного массопереноса из глубоких горизонтов к поверхности. Так например, высокую карбонатность приповерхностных вод заведомо можно ожидать в периферийных, а низкую сульфатность — в центральных районах бассейна. Оба эти показатели широко применяются при геохимических поисках нефти и газа, но очевидно, что в данных условиях их следует использовать весьма осторожно. С большой уверенностью можно предполагать резкое сокращение диффузионного потока на обширной территории базальтового плато Путорана и его неоднородную картину во всех других районах бассейна за счет мозаичного размещения интрузивных экранов, диффузионная проницаемость которых на несколько порядков ниже, чем у пород туфогенно-осадочного происхождения [Старобинец и др., 1982].

Древнейший возраст, высокая литификация пород и неоднократная тектономагматическая активизация обеспечили широкое развитие трещиноватости и дизъюнктивной нарушенности осадочного разреза, создав тем самым благоприятные условия для фильтрационной миграции флюидов и активного вертикального и сопряженного с ним латерального перемещения подземных вод, нефтей и газов. Огромную роль в этом сыграл траптовый магматизм, заложивший густую сеть нарушений как в результате послыйного безассимиляционного внедрения магмы и блокового перемещения вышележащих подстилающих толщ, так и за счет многочисленных интрузий секущего типа. В силу ряда причин (различные деформационные свойства, разные модули температурного расширения — сжатия, геохимическая несовместимость) зоны контакта интрузивных и осадочных пород обладают повышенной фильтрационной способностью по сравнению с обычными тектоническими нарушениями (из 596 изученных источников восходящего типа, 379, т. е. две трети, приходится именно на интрузивные контакты).

Фильтрационная миграция из недр к дневной поверхности по сравнению с диффузией несоизмеримо богаче и по количеству геохимической информации, и по ее качественному содержанию. В этой связи интенсивная и повсеместная нарушенность осадочного чехла ТБ предопределяет возможность широкого применения гидрогеохимической съемки во всех районах региона, в том числе и на территории распространения угленосной серии пермо-карбона, в пределах которой проведение любых геохимических нефтегазопоисковых работ, за исключением скважинной геохимии на глубинах более 600—1200 м, т. е. под подошвой угленосной толщи, считается неэффективным [Бабинцева... и др., 1981]. Относительно затруднена восходящая разгрузка лишь в пределах базальтового плато Путорана. Здесь резко сокращается количество разрывных нарушений, практически

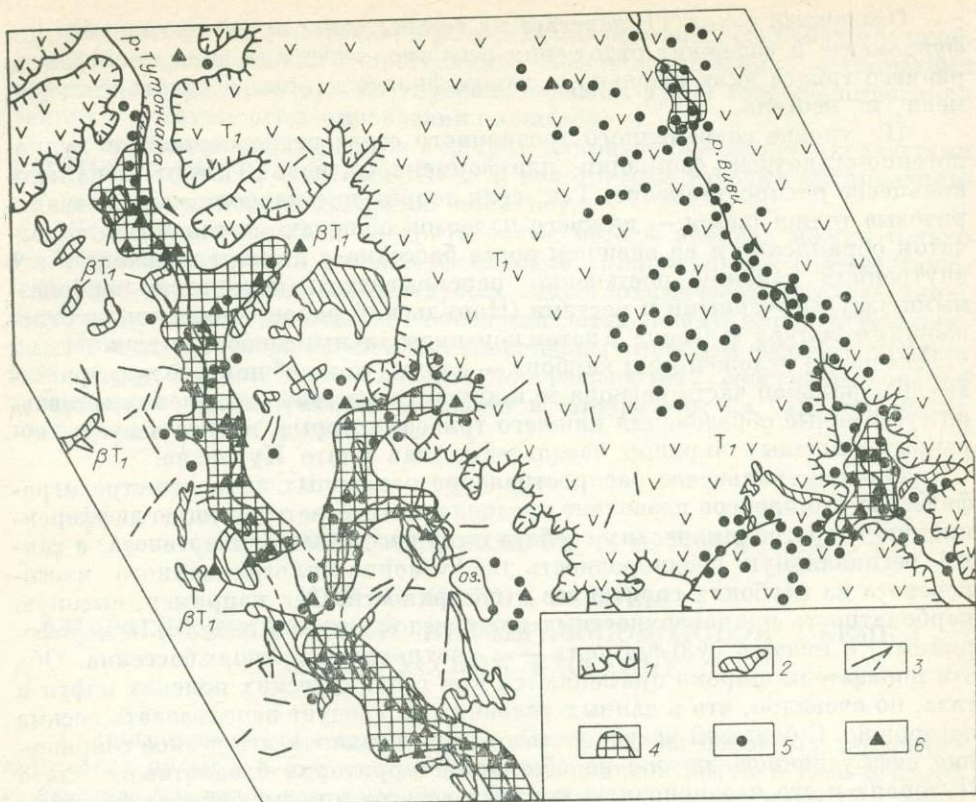


Рис. 1. Литолого-тектонические условия восходящей разгрузки подземных вод на юго-западной окраине плато Путорана.

1 — контур распространения базальтовых лав нижнего триаса; 2 — интрузии долеритов; 3 — разрывные нарушения; 4 — зоны разгрузки подземных вод с аномальной концентрацией хлор-иона, гелия и углеводородных газов; 5, 6 — пункты гидрогеохимического опробования: 5 — ручьи, 6 — источники.

полностью отсутствуют сквозные секущие интрузии и ограничена встречаемость очагов восходящей разгрузки (рис. 1).

Особенности литогенеза, магматизма и тектоники обеспечили широкое развитие восходящей миграции флюидов и в геологическом прошлом, и в современную эпоху. К настоящему времени практически все тело осадочного бассейна, включая не только трещинные, но и поровые коллекторы, пронизано высокометаморфизованными солеными водами и рассолами, заполняющими как морскую терригенно-карбонатную, так и вышележащую континентальную песчано-глинистую и туфогенную части разреза. Примечательно, что наиболее высокое положение верхней границы распространения хлоридных натриево-кальциевых (кальциево-натриевых) вод соответствует центральной, наиболее прогнутой, части бассейна. Здесь же, в среднем течении Нижней Тунгуски и в долинах южно-паторанских рек, фиксируются многочисленные очаги их естественного самоизлива.

Суровые мерзлотно-климатические условия ТБ самым серьезным образом влияют на миграцию флюидов и формирование геохимического облика природных вод [Букаты и др., 1985]. Экспериментально показано, что мерзлота не является абсолютным экраном для диффузионного газового потока [Старобинец, Муругова, 1985], но существенно ограничивает последний [Исаев, Королев, 1983]. Для фильтрационного же массопереноса водонасыщенные замороженные горизонты непреодолимы. Благодаря резкой расчлененности рельефа при глубокой промороженности водоразделов и сосредоточенности таликовых зон в узких озерно-речных долинах, приповерхностное геохимическое поле, особенно в северо-восточной половине региона, в значительной мере контролируется геоморфологи-

ческим фактором и характеризуется еще большей мозаичностью и высокоамплитудностью распределения миграционных компонентов. Контрастность геохимического поля и приуроченность восходящих диффузионно-фильтрационных потоков к отрицательным формам рельефа усиливаются преимущественным развитием последних по зонам трещиноватости и тектонических нарушений, а также принципиальными различиями гидродинамического состояния геологического разреза на водоразделах и в сопряженных с ними долинах.

Тесная связь интенсивности флюидного потока с криогеоморфологической обстановкой — одна из характернейших черт ТБ и обязательно должна учитываться при геохимических исследованиях, начиная со стадии проектирования работ. На региональных этапах поисков наиболее рациональна отработка территории по системе «ленточных профилей» [Геохимические методы..., 1980] вдоль главных водных артерий. Увеличение плотности опробования в долинах по сравнению с водоразделами в 1,5—3 раза целесообразно и при более детальных площадных работах, так как при меньших затратах можно получить больше полезной геохимической информации.

Огромную ценность для планирования и интерпретации результатов геохимических съемок представляет количественное изучение подземного химического выноса. Анализ динамики и пространственной изменчивости отдельных ионно-солевых составляющих этого показателя (рис. 2) позволяет сделать ряд выводов, важных в теоретическом и прикладном отношении [Зуев, 1984].

Подземный химический вынос (ПХВ) формируется под влиянием климата, мерзлоты, интенсивности водообмена, минерального состава пород в зоне гипергенеза, химического состава атмосферных осадков и реликтовых подземных вод, восходящей миграции вод из глубоких горизонтов, геолого-структурных особенностей региона и неотектоники. Значимость перечисленных факторов различна в разных частях бассейна, а их вклад в ПХВ того или иного компонента неравноценен. Так, если вынос ионов Cl^- , Na^+ и SO_4^{2-} определяется главным образом интенсивностью восходящей разгрузки и составом подземных вод, то для HCO_3^- , Ca^{2+} и Mg^{2+} решающее значение имеют интенсивность инфильтрационного водообмена и состав пород зоны гипергенеза.

Уникальность масштабов восходящей разгрузки, впервые показанная В. Н. Борисовым [1978], подтверждается тем, что на фоне окружающих территорий, где модули ПХВ хлор-иона не превышают 3—5 мг/(с·км²), Гунгусский бассейн по этому показателю картируется ярким высококонтрастным «пятном». Вынос хлора азонален к вещественному составу пород верхней половины осадочного разреза, в периферийных районах которого распространены морские терригенно-карбонатные соленосные фации, а во внутренних — исключительно континентальные угленосные и вулканогенные. Общая картина модулей ПХВ хлор-иона свидетельствует о том, что в региональном плане интенсивность восходящей разгрузки контролируется геолого-структурным фактором и закономерно увеличивается к центральной, наиболее прогнута части бассейна.

Восходящий флюидный поток существенно экранируется базальтовыми покровами Путорана и вечной мерзлотой. Увеличение мощности и сплошности мерзлоты в северо-восточном направлении создает эффект «смещения» плановой картины ПХВ к юго-западным, наименее промороженным районам ТБ. Территории, имеющие сходное геологическое строение, но расположенные в диаметрально-противоположных мерзлотно-климатических зонах (юго-запад — северо-восток), различаются по величине ПХВ в 5—10 раз. Более детальный анализ показывает, что в пределах базальтового плато и на крайнем северо-востоке подземный химический вынос из глубоких горизонтов осуществляется лишь в самых крупных озерно-речных долинах (Виви, Тембенчи, Курейка, Дюпкун, Аян,

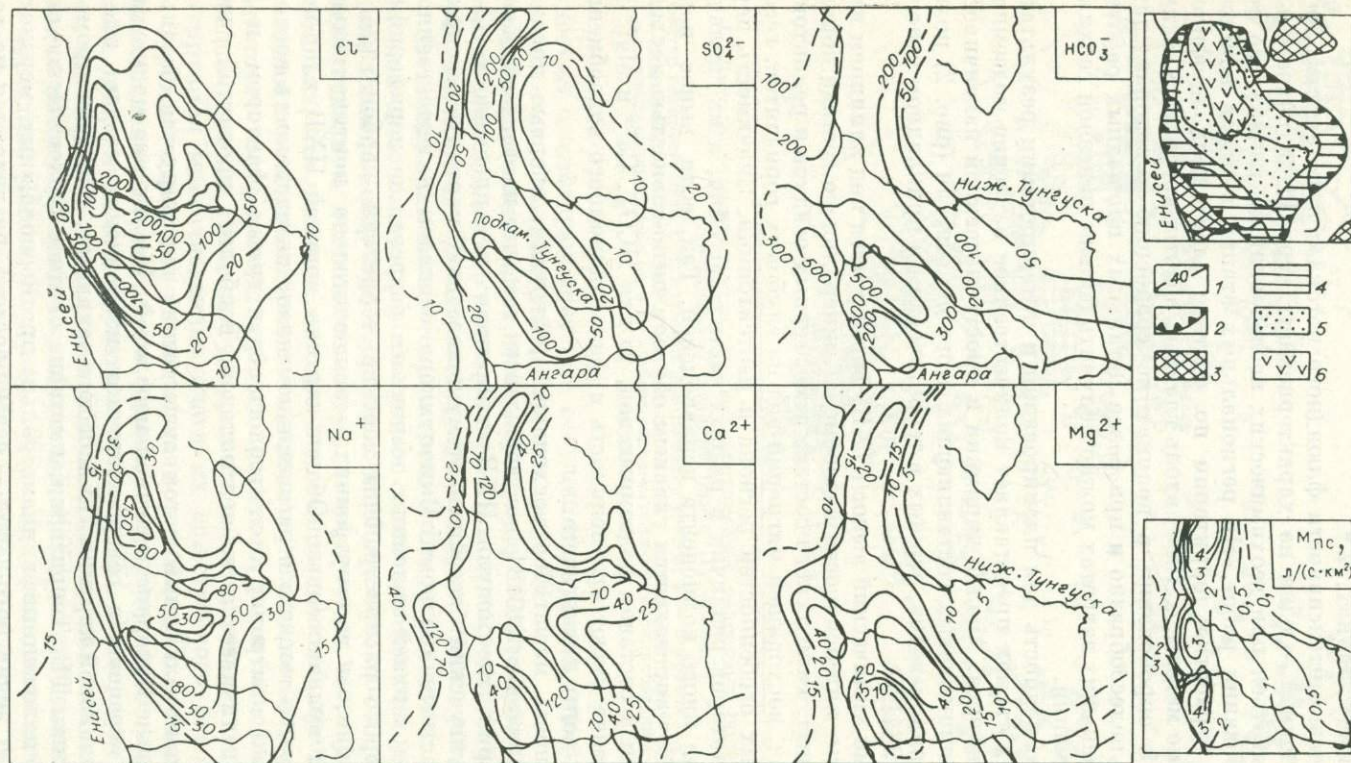


Рис. 2. Закономерности подземного химического выноса на территории Тунгусского бассейна.

1—изолинии модулей подземного химического выноса отдельных ионов, мг/(с·км²); 2 — контур региона; 3 — выходы кристаллических пород; 4 — морские терригенно-карбонатные засоленные и заилованные отложения; 5 — континентальные песчано-глинистые угленосные и туфогенные отложения; 6 — базальтовые лавы. $M_{пс}$ — модули подземного стока, рассчитанные по методу расчленения гидрографа.

Котуй, Мойеро, Маймеча, Оленек и др.). Все это свидетельствует о том, что в северо-восточной половине бассейна основная геохимическая информация о перспективах нефтегазоносности недр сосредоточена в узких, глубоко вскрывающих базальтовые покровы и наименее промерзших долинах. Важное поисковое значение здесь приобретают такие методы, как съемка по придонным водам и газогеохимическое опробование донных осадков [Филатов и др., 1982].

Режимное изучение ПХВ хлор-иона показывает, что величина артезианской разгрузки в регионе не постоянна, а значительно варьирует в течение года. Изменения носят циклический характер и вызваны сезонной динамикой мерзлоты. К концу периода отрицательных температур мерзлота практически сплошным чехлом покрывает территорию Восточной Сибири и затрудняет восходящую разгрузку напорных вод, «затыкая» талики и спаивая воедино «острова» вечномерзлых пород. В конце теплого периода года, когда сезонно-мерзлый экран практически исчезает, ПХВ достигает наибольшей величины. Так, например, для бассейна р. Ерачимо вынос Cl^- между зимней и летне-осенней меженими варьирует от 80 до 1000 т/сут. Это явление имеет региональный характер и играет не последнюю роль в гидродинамике подмерзлотных горизонтов, увеличивая в зимнее время пластовые давления и тем самым активизируя восходящую миграцию подземных вод в сохраняющихся субаквальных таликовых зонах. В этой связи на региональных и прогнозно-рекогносцировочных стадиях геохимических поисков нефти и газа весьма перспективной представляется придонная зимняя (со льда) съемка по крупным непромерзающим рекам и озерам. Информативность зимнего варианта придонной съемки резко возрастает в связи с предельной изоляцией от мешающего влияния атмосферных осадков и биохимической деятельности.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРИРОДНЫХ ВОД ЗОНЫ ГИПЕРГЕНЕЗА

Основными объектами опробования при гидрогеохимической съемке на территории Тунгусского бассейна являются многочисленные поверхностные водотоки (ручьи, мелкие реки) и источники подземных вод.

Статистический анализ большого фактического материала показывает, что, несмотря на общность источников питания, единство субстрата, взаимное проникновение (смешение) и внешнее сходство химического состава, поверхностные и подземные воды зоны гипергенеза существенно, с вероятностью 0,999 и выше, различаются по большинству геохимических параметров. Отсюда следует, что первым и неприменным условием для корректного выделения фоновых и аномальных концентраций тех или иных компонентов должно быть разделение природных вод на два соответствующих класса: поверхностные и подземные.

Фоновые концентрации водорастворенных веществ не постоянны, а значительно варьируют во времени и по площади региона из-за неоднородности мерзлотно-климатических условий, рельефа, геологического строения и гидрогеологической обстановки в глубоких горизонтах. Наиболее значительное влияние на сезонные изменения большинства ионно-солевых, газовых, микрокомпонентных и микробиологических параметров оказывают атмосферные осадки и процессы промерзания — оттаивания, вызывающие многократные изменения расходов и соответствующие вариации водорастворенных веществ, особенно Cl^- , Na^+ , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , CH_4 , C_2H_6 , He и др. Важное значение для поддержания водообильности рек и приповерхностных горизонтов в теплое время года имеют воды таяния мерзлоты, для которых установлен ряд геохимических особенностей [Зуев, 1983]. Имея температуру, близкую к 0°C , и минимум растворенных солей (30—60 мг/л), эти воды по сравнению с обычными грунтовыми — дождевыми имеют повышенный фон по многим микроэле-

ментам (Pb, Cu, Zn, Ag, Ni, Co и др.), углеводородным газам (УВГ) и гелию. Для них отмечаются пониженные значения рН, более высокая общая газонасыщенность, а также повышенная интенсивность развития бактерий, окисляющих жидкие углеводороды (УВ) метанового ряда, что обусловлено структурными особенностями льда, повышенной растворимостью газов при низких температурах, образованием кристаллогидратов, накоплением мигрирующих компонентов в мерзлоте за продолжительный зимний период и криофильным характером микроорганизмов, адаптированных к низким температурам соответствующими мерзлотно-климатическими условиями современности и последних 400—600 тыс. лет. Вполне возможно, что именно с льдоподобной структурой талых вод связана их биологическая активность.

Сейчас уже достаточно фактического натурального и экспериментального материала, свидетельствующего о том, что мерзлота не является абсолютным экраном для мигрирующих УВГ и в то же время способна к их аккумуляции [Лысов, 1982; Старобинец и др., 1984; и др.]. Подчеркнем, что на участках флюидопроводящих тектонических нарушений концентрации УВГ в сезонно-мерзлом слое к концу зимы могут в десятки и сотни раз превышать таковые для конца теплого периода года [Глотов и др., 1985].

Установленные геохимические особенности и широкое распространение талых вод в регионе позволяют рассматривать их в качестве важного и информативного объекта при нефтегазопоисковых гидрогеохимических исследованиях. В этой связи опробование мелких поверхностных водотоков можно начинать сразу после схода снегового покрова. Ведущее значение для идентификации талых вод имеют содержания хлор-иона (менее 2—3 мг/л), температура воды и температура атмосферы в момент отбора пробы. Для поверхностных водотоков, питающихся преимущественно за счет таяния мерзлоты, отношение температуры воды к температуре атмосферы не превышает 0,4, а для источников — 0,25, тогда как для водопунктов с преимущественно дождевым питанием эти коэффициенты в 1,5—2 раза выше.

Наряду с обычными физико-химическими, в том числе криогенными процессами в системе вода — порода, формирование гидрогеохимических особенностей зоны гипергенеза во многом определяется восходящей разгрузкой подземных вод и газов. Следует подчеркнуть, что разгрузка отражается не только в аномальных, но и в фоновых характеристиках геохимического облика вод грунтового и даже поверхностного стоков (рис. 3). Надежные оценки регионального гидрогеохимического фона были получены путем усреднения данных по различным литолого-стратиграфическим подразделениям и исключения из расчетов всех водопунктов с явной подпиткой глубинными водами, всех восходящих источников зон разломов и контактов с интрузивными телами, а также тех, содержание компонентов в которых было больше, чем $\bar{X} + S_x$ или $\bar{Tg} x + S_{Tg x}$ (для распределений, близких к нормальному или логнормальному соответственно). Доля «исключенных» таким образом ручьев варьировала от 20 до 25 %, а источников — от 65 до 75 %.

Наряду с информацией о фоновом составе вод, дренирующих различные литолого-стратиграфические подразделения, материалы, представленные на рис. 3, позволяют проследить закономерности регионального тренда гидрогеохимических показателей в направлении от внешних (кембрий) к внутренним (триас) районам бассейна.

Одновременно с уменьшением общей минерализации, величины рН, содержаний Ca^{2+} , Mg^{2+} , SO_4^{2-} и особенно HCO_3^- от периферийных терригенно-карбонатных соленосных к центральному песчано-глинистым угленосным и вулканогенным районам региона в этом же направлении отчетливо наблюдается увеличение фоновых концентраций Cl^- (с 3—6 до 8—10 мг/л в ручьях и с 5—10 до 20—30 мг/л в источниках). Последнее хорошо согласуется с данными по ПХВ и подтверждает участие глубинной составляющей в формировании гидрогеохимического фона зоны гипергенеза.

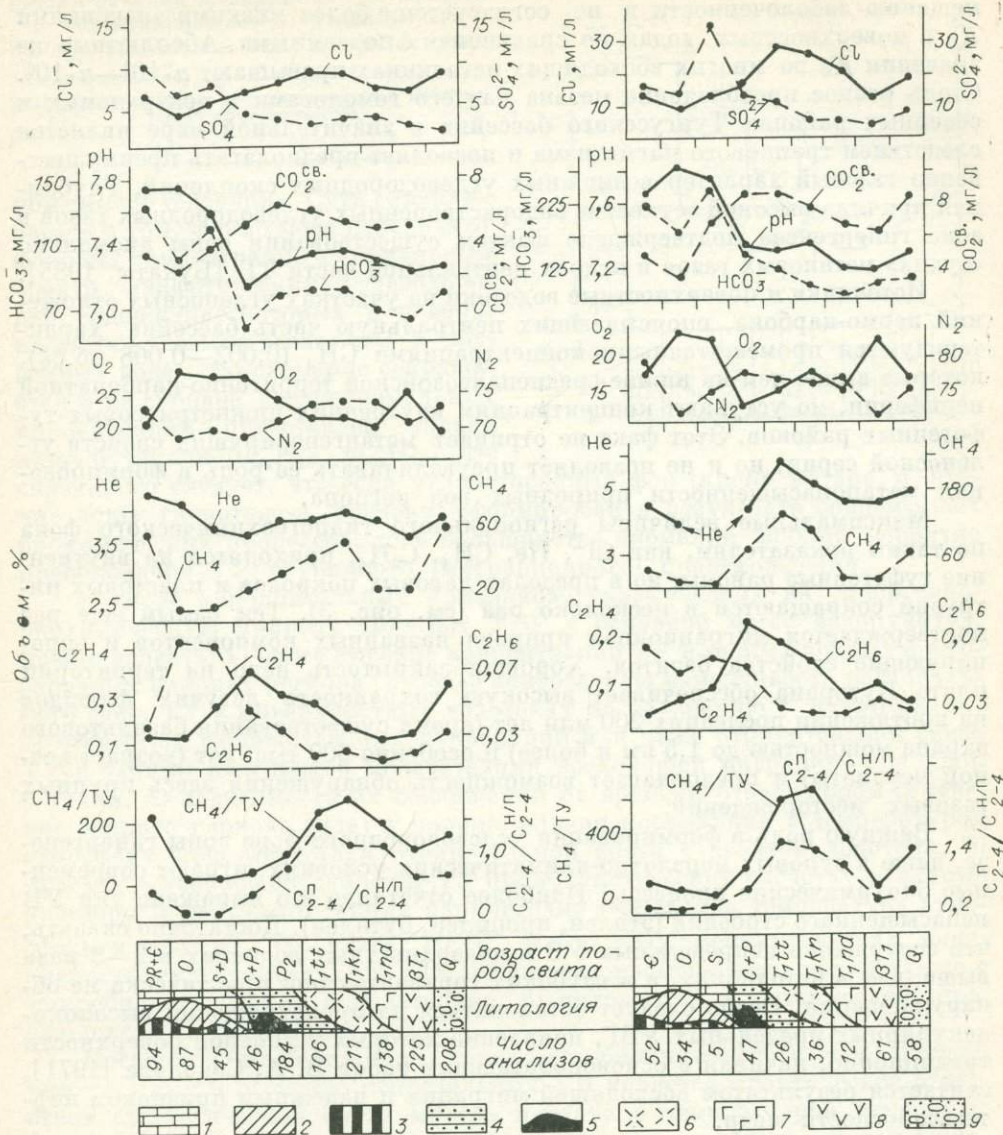


Рис. 3. Особенности регионального гидрогеохимического фона.

1—6 — типы отложений: 1 — карбонатные, 2 — терригенные песчано-глинистые, 3 — соленосные и сульфатосные, 4 — континентальные песчано-глинистые, 5 — угленосные, 6 — туфогенные; 7 — базальтовые лавы; 8 — интрузии основного состава (долериты); 9 — четвертичные, преимущественно рыхлые аллювиальные отложения.

Весьма близкое к хлор-иону пространственное распределение содержаний имеют гелий и два самых легких углеводородных газа — этан и метан.

Фоновые концентрации CH_4 в источниках, дренирующих туфогенные разрезы центральной части региона, достигают 0,010—0,015 об.%, что в 10—50 раз больше, чем на периферии. В комплексе с изложенным выше это однозначно указывает на дегазацию недр и восходящую миграцию флюидов, протекающую наиболее интенсивно в бассейне среднего течения Нижней Тунгуски. Глубинная природа углеводородного фона на внутренних пространствах ТБ зафиксирована повышенными отношениями суммы предельных УВГ к сумме непредельных (далее — коэффициент «предельности» или K_n), а также «ураганными» значениями $CH_4/\sum TU$ (далее — коэффициент «сухости» или K_c), достигающими 500—800. Можно было бы

предположить, что высокие значения K_c в центре бассейна обусловлены болотным метанобразованием, но это противоречит действительному размещению заболоченности и не согласуется с более низкими значениями K_c в поверхностных водах по сравнению с подземными. Абсолютные же значения K_c во многих восходящих источниках превышают $n \cdot 10^5 - n \cdot 10^6$. Столь резкое преобладание метана над его гомологами в центральных и северных районах Тунгусского бассейна в значительной мере является следствием трапвого магматизма и позволяет предполагать преимущественно газовый характер возможных углеводородных скоплений. Глубинная причина высокой «сухости» водорастворенных углеводородных газов в зоне гипергенеза подтверждена фактом существования зоны аномально «сухих» метановых газов в недрах центральной части ТБ [Букаты, 1985].

Источники и поверхностные водотоки на участках угленосных отложений пермо-карбона, опоясывающих центральную часть бассейна, характеризуются промежуточными концентрациями CH_4 (0,002—0,008 об. %), которые выше, чем на нижне-среднепалеозойской терригенно-карбонатной периферии, но уступают концентрациям внутренних нижнетриасовых туфогенных районов. Этот факт не отрицает метангенерирующих свойств угленосной серии, но и не позволяет преувеличивать ее роль в формировании метанонасыщенности природных вод региона.

Максимальные величины регионального гидрогеохимического фона по таким показателям, как Cl^- , He, CH_4 , C_2H_6 , приходится на внутренние туфогенные районы, но в пределах лавовых покровов и пластовых интрузий сокращаются в несколько раз (см. рис. 3). Тем самым еще раз подтверждается миграционная природа названных компонентов и экранирующие свойства базитов. Хорошая закрытость недр на территории плато Путорана обеспечивает высокую сохранность летучих флюидов на протяжении последних 200 млн лет (время существования базальтового экрана мощностью до 1,5 км и более) и особенно 600 тыс. лет (возраст вечной мерзлоты) и предполагает возможность обнаружения здесь крупных газовых месторождений.

Важную роль в формировании углеводородного фона зоны гипергенеза, даже в суровых мерзлотно-климатических условиях, играют современные биохимические процессы. Наиболее отчетливо это выражено для УВ ненасыщенного строения (этилен, пропилен, бутилен). Достаточно сказать, что содержание непредельных УВ в поверхностных водоемах в 2—3 раза выше, чем в источниках, а в глубоких горизонтах они практически не обнаруживаются. Особо следует остановиться на происхождении высокомолекулярных предельных УВГ, появление которых у дневной поверхности традиционно, начиная с основополагающих работ В. А. Соколова [1971], считается результатом восходящей миграции и надежным признаком нефтегазоносности недр.

В ходе многолетних гидрогеохимических исследований было установлено, что распределение тяжелых углеводородов (ТУ) в зоне гипергенеза характеризуется рядом принципиальных закономерностей, не укладывающихся в схему восходящей миграции из глубоких горизонтов, но хорошо объяснимых с позиций современного биохимического синтеза в условиях дневной поверхности. Данные, представленные на рис. 4, отражают своего рода инверсию в распределении УВГ по мере увеличения их молекулярной массы. Так, если метан и этан в подавляющем большинстве случаев преобладают (причем значительно) в подземных водах (источниках), что не противоречит их глубинной природе, то более тяжелые УВ, особенно бутаны, пентаны и гексаны, имеют более высокие концентрации в поверхностных водах (ручьях), а следовательно, и поверхностное (преимущественно) происхождение. Высокая достоверность установленного явления подтверждается вероятностно-статистическими расчетами, а именно, путем сравнения источников и ручьев по критериям Стьюдента и Фишера. При анализе обобщенного фактического материала (см. рис. 4) обнаруживается еще одна, уже частная, но весьма емкая в информацион-

Рис. 4. Изменение соотношения концентраций углеводородных газов между источниками и ручьями в зависимости от строения и молекулярной массы углеводорода.

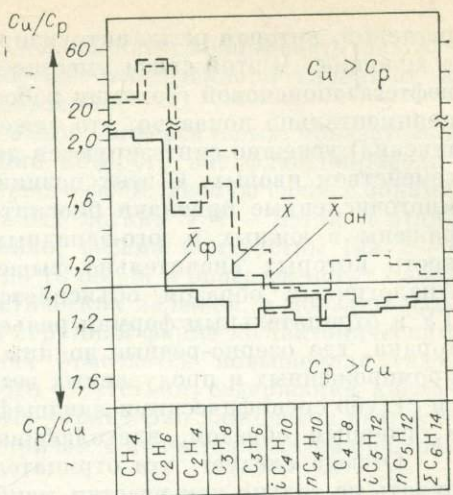
$C_{и}$, $C_{р}$ — концентрация УВГ в источниках и ручьях соответственно; $\bar{X}_{ф}$, \bar{X} , $\bar{X}_{ан}$ — фоновые, средnearифметические и среднеаномальные концентрации соответственно.

ном смысле тенденция. Суть ее заключается в том, что по мере перехода от фоновых концентраций к аномальным спектр алифатических углеводородов, содержание которых в поверхностных водоемах выше, чем в подземных водах, закономерно сокращается и на уровне среднеаномальных концентраций представлен только лишь бутанами (iC_4H_{10} , nC_4H_{10}). Из сказанного следует, что если углеводородный фон (кроме метана и этана) зоны гипергенеза региона сформирован в результате современных биохимических процессов, то в большинстве аномалий вполне вероятно преобладание ТУ глубинного (миграционного) происхождения.

В числе дополнительных признаков, указывающих на гипергенно-биохимическую природу тяжелых УВГ в основной массе водопунктов, можно назвать: 1) более высокие концентрации ТУ в теплых южных и юго-западных районах региона, 2) более контрастную изменчивость регионального фона ТУ в поверхностных водотоках по сравнению с источниками, 3) отсутствие положительных корреляций или даже отрицательная связь ТУ с такими надежными показателями восходящей миграции, как хлор и гелий, 4) зависимость их содержаний от времени отбора пробы (в течение теплого периода года) и положительная корреляция с температурой атмосферы при отсутствии отрицательной связи с дебитом водотока, 5) преимущественное объединение ТУ при статистических расчетах в единые кластеры и факторы с такими параметрами среды, как температура атмосферы и воды, O_2 , N_2 , $Fe^{общ}$, HCO_3^- , Mg^{2+} , NH_4 , перманганатная окисляемость, сульфатность, рН, CO_2 , общая газонасыщенность вод, а также с микробиологическими показателями, 6) положительная взаимосвязь предельных и непредельных УВ.

Косвенной иллюстрацией гипергенно-биохимического происхождения тяжелых и особенно непредельных УВ является практическое отсутствие статистической связи метана и этана с температурой атмосферы (коэффициенты корреляции близки к нулю и попадают как в положительную, так и в отрицательную области) и, наоборот, устойчивая положительная связь с ней более тяжелых УВ. Подчеркнем, что, несмотря на небольшие в целом значения коэффициентов корреляции ТУ с температурой атмосферы, они все же весьма достоверны (удовлетворяют уровню значимости 0,95 и многократно повторяются) и, что самое главное, существенно выше, чем все прочие связи (с температурой воды, дебитом, рН, CO_2 , Fe, NH_4^+ , окисляемостью, Ca^{2+} , HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , гелием, O_2 , N_2 , H_2 , газонасыщенностью (углеводородокисляющей микрофлорой и многими другими гидрогеохимическими показателями, общее число которых в корреляционных расчетах достигало 40).

Эти результаты свидетельствуют о том, что концентрации УВГ в природных водах зоны гипергенеза зависят от большого числа факторов, но температура атмосферы при этом занимает одно из доминирующих положений. Наиболее вероятной причиной установленной корреляционной связи, по нашему мнению, является детерминированная температурой атмосферы жизнедеятельность организмов и, в первую очередь, наземных



растений, которая резко активизируется в теплое время года и угнетается в холодное. В этой связи уместно вспомнить оставшуюся незамеченной в нефтегазопроисковой геохимии работу Г. А. Санадзе [1961], в которой экспериментально показано, что тяжелые углеводородные газы (от этана до гексана) успешно синтезируются листьями наземных растений и особенно семейством ивовых. С этих позиций становится понятным тот факт, что многочисленные признаки биосинтеза углеводородов наиболее четко выражены в южных и юго-западных районах, биологическая продуктивность которых значительно выше, чем северных и северо-восточных. Аналогичным образом объясняется преимущественная приуроченность ТУ к отрицательным формам рельефа, особенно на территории плато Путорана, где озерно-речные долины, в отличие от безлесых, каменистых, промороженных и продуваемых ветрами склонов и водоразделов, являются сугубо специфическими ландшафтами, богатыми разнообразной флорой и, главным образом, влаголюбивыми тальниками (ивами).

Отсюда следует, что отрицательные формы рельефа нужно рассматривать не только как участки, наиболее перспективные для обнаружения эпигенетических углеводородных аномалий, возникающих в результате интенсивных восходящих водно-газовых потоков, но и как места, наиболее благоприятные для формирования аномалий гипергенно-биохимического происхождения. Отметим также, что образованию последних здесь способствуют не только чисто ландшафтные причины, но и особая гидрогеохимическая обстановка, стимулирующая биохимическую деятельность за счет повышенного содержания в водах таких жизненно важных элементов, как К, Na, Mg, S (в сульфатах и сульфидах), Cl, Ca, Fe (окисное и закисное), Si, I, Mn, Cu, Zn, Mo, Ni, Co, Sn и др.

Таким образом, деятельность живого вещества и связанное с ней биохимическое образование углеводородов в зоне гипергенеза Тунгусского бассейна определяют необходимость различать соответствующие аномалии при геохимических поисках нефти и газа.

ОСНОВНЫЕ ЗАДАЧИ НЕФТЕГАЗОПОИСКОВОЙ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ И ПУТИ ИХ РЕШЕНИЯ

Важнейшая задача приповерхностных гидрогеохимических поисков нефти и газа в регионе — **поиск очагов восходящей разгрузки подземных вод** как мест, наиболее благоприятных для получения глубинной геохимической информации, с одной стороны, и как мест, потенциально способных к аккумуляции рассеянных углеводородов в близлежащих ловушках благодаря специфическому гидродинамическому состоянию недр (зоны пьезо минимумов) — с другой.

Опыт многолетних работ показывает, что абсолютное большинство гидрогеохимических, особенно высококонтрастных, аномалий в приповерхностных горизонтах и гидрографической сети формируется под влиянием восходящих перетоков подземных вод. Отличительной особенностью «переточных» аномалий является их комплексное содержание (ионно-солевое, газовое, микрокомпонентное, микробиологическое, изотопное и др.). На общем гидрокарбонатном фоне вод зоны гипергенеза эти аномалии характеризуются хлоридным натриево-кальциевым или кальциево-натриевым составом в центральных районах Тунгусского бассейна, который к окраинам региона сменяется хлоридным натриевым и сульфатным кальциевым. В случае сохранения фонового облика вод зоны восходящих перетоков четко картируются аномальными концентрациями ионов Cl, Na, Ca, SO₄. Повышенную встречаемость и аномальные концентрации в очагах разгрузки имеют Br, K, Li, Sr, Hg. Хорошими показателями наличия восходящих перетоков являются отношения Ca/HCO₃ и Cl/SO₄. Отметим, что с помощью последнего коэффициента,

преобразованного в вид $\arctg(Cl/SO_4)$, можно классифицировать разгружающиеся подземные воды по степени их относительной глубинности даже в условиях многократного разбавления.

Из компонентов газового состава самым универсальным показателем разгрузки является гелий, концентрации которого вне флюидопроводящих зон никогда не превышают атмосферного фона. Тесную связь с зонами восходящих перетоков имеют и два самых легких УВ — метан и этан. Аномалии этих показателей, как правило, весьма контрастны (на 2—4 порядка выше фона) и при сумме УВГ до 10 об. % и более не могут сформироваться за счет диффузии из гипотетических залежей, а обязаны разгрузке из недр в водорастворенной или струйной форме по тектоническим нарушениям. В восходящих источниках отмечается повышенная газонасыщенность, низкие, вплоть до полного отсутствия, содержания кислорода и высокие содержания азота. Весьма характерно для очагов разгрузки Тунгусского бассейна присутствие, причем в значительных концентрациях, сероводорода.

Достаточно ярко выраженную связь с зонами восходящей разгрузки подземных вод имеют разнообразные углеводородокисляющие бактерии. Вместе с тем следует подчеркнуть, что если бактерии, окисляющие бензол, толуол, низкомолекулярные гомологи метана и растущие на голодной среде Мюнца, практически не встречаются вне очагов разгрузки, то бактерии, окисляющие высокомолекулярные алканы и полициклические арены, успешно развиваются и в обычных (фоновых) водах зоны гипергенеза и верхностных водотоках.

Анализ геологических и геоморфологических условий водопроявлений, аномальных по широкому спектру водорастворенных веществ и микрофлоры, показывает, что «переточные» аномалии концентрируются в пределах флюидопроводящих зон тектонических нарушений и интрузивных контактов преимущественно в отрицательных формах рельефа. При глубине эрозионного вреза 300—400 м и ширине водоразделов от 5 до 50 км гидравлические градиенты по направлению от водоразделов к долинам теоретически могут составлять 0,01—0,1 и более, что на несколько порядков выше их региональных вариаций. Такое расчленение рельефа при плотности пород 2,7 г/см³ соответствует снятию литостатической нагрузки в долинах на 8—16 МПа. Это должно вызывать разуплотнение пород и развитие трещиноватости, а также может сказаться на гидродинамике глубоких горизонтов за счет перераспределения пластовых давлений. Указанные предпосылки наряду с развитием речной сети по ослабленным зонам создают благоприятные условия для формирования «переточных» аномалий именно в пределах отрицательных форм рельефа.

Интенсивная восходящая миграция подземных вод, сопровождающаяся их глубоким разгазированием, неизбежно должна активизировать и пластовую миграцию флюидов, в том числе свободных и водорастворенных газов и нефтей, и приводить к переформированию и формированию новых залежей УВ в ловушках на подступах к центру пьезоминимума. Роль флюидопроводящих тектонических нарушений в концентрировании рассеянной органики и формировании скоплений УВ высоко оценивается многими исследователями, причем независимо от концептуальных взглядов авторов на природу исходного ОВ, и подтверждается массовыми примерами пространственной взаимосвязи углеводородных залежей и флюидопроводящих, преимущественно тектонически нарушенных зон. Для Тунгусского бассейна такой механизм формирования залежей особенно важен. В этой связи зоны вертикальных перетоков уже сами по себе имеют большое нефтегазопроисловое значение, поэтому обнаружение «переточных» аномалий является первоочередной задачей гидрогеохимической съемки. Их картирование позволяет намечать участки потенциального нефтегазонакопления и осуществимо по самым разнообразным показателям, в том числе углеводородным газам и углеводородокисляющим бактериям.

Вторая не менее важная, но более сложная задача нефтегазопоисковой гидрогеохимической съемки — **установление природы закартированных углеводородных аномалий.** При геохимических поисках нефти и газа в качестве ведущих показателей перспектив нефтегазоносности используются углеводородные соединения. Вместе с тем, многие из них, и особенно высокомолекулярные алканы, появляются в верхних частях геологического разреза и на дневной поверхности не только в результате восходящей миграции из нефтегазоносных недр, но и могут синтезироваться в приповерхностных условиях в результате жизнедеятельности высших организмов.

Общим признаком глубинного (миграционно-переточного) происхождения углеводородных аномалий является их пространственная связь с «переточными» гидрогеохимическими аномалиями, принципы идентификации которых изложены выше. К числу весьма информативных признаков, с помощью которых практически безошибочно можно выделить углеводородные аномалии миграционно-переточного характера, относятся высокие значения коэффициента «предельности» и низкие значения коэффициента «гипергенности», а также положительные корреляционные связи УВ с хлор-ионом и гелием, более высокие абсолютные концентрации УВ и более высокие значения коэффициента «сухости» в подземных водах по сравнению с поверхностными.

Универсальных способов диагностики аномалий гипергенно-биохимического происхождения известно весьма немного. Основным (не считая весьма трудоемкого изучения изотопного состава углерода в углеводородных газах) и наиболее широко используемым показателем является коэффициент «предельности» [Геохимические методы..., 1980; Методические рекомендации..., 1975]. Нашими исследованиями полностью подтверждается и высоко оценивается эффективность данного показателя, поскольку гипергенная природа непредельных УВ не вызывает сомнения, а водорастворенные и свободные УВГ глубоких горизонтов представлены исключительно насыщенными разностями. В то же время в приповерхностной зоне биохимическим путем могут синтезироваться и предельные УВ. Причем наиболее отчетливо это выражено для высокомолекулярных соединений (C_3H_8 , C_4H_{10} , C_5H_{12} , C_6H_{14}) и менее всего — для этана, эпигенетическое происхождение которого надежно устанавливается в большинстве аномалий, а также и на уровне регионального фона. На этом основании весьма эффективным показателем гипергенно-биохимического происхождения УВГ может служить отношение сумм всех (предельных и непредельных) тяжелых углеводородов без этана к этану, названное нами коэффициентом «гипергенности» (K_r). Анализ фактического материала свидетельствует о том, что данным отношением еще отчетливее, чем коэффициентом «предельности», диагностируется природа углеводородно-газовых аномалий (табл. 1).

Таблица 1

Характеристика миграционно-переточных (I, II, III) и гипергенно-биохимической (IV) аномалий по коэффициентам «предельности» (K_p) и «гипергенности» (K_r)

Гидрогеохимические УВ-газовые аномалии	n_a	n_{ϕ}	K_p			K_r		
			A	Φ	K	A	Φ	K
I. Бильчанская	14	12	19,30	0,38	51	0,09	9,83	109
II. Ясенгинская	24	52	14,04	0,21	69	0,12	17,65	147
III. Неглинская	17	9	35,30	0,97	36	0,04	8,72	218
IV. Гурумнская	18	16	0,21	—	—	9,48	—	—

Примечание. A и Φ — средние значения коэффициентов для аномалии и для окружающего фона соответственно; K — контрастность аномалии; n_a и n_{ϕ} — количество водопунктов, изученных в пределах аномалии и на территории окружающего фона соответственно. В пределах фона Гурумнской аномалии тяжелые углеводороды не обнаружены.

Для аномалий гипергенно-биохимического происхождения характерны более высокие абсолютные концентрации УВ и более высокие значения K_c в поверхностных водотоках по сравнению с местными источниками, корреляционная связь УВ с современным и сингенетичным ОВ, с биогенными и биологически активными компонентами, а также зависимость от климатических показателей. Поскольку прямые парные корреляционные связи между УВ и прочими параметрами среды опробования ввиду многофакторности геохимических процессов в зоне гипергенеза обнаружить весьма трудно, для диагностики природы аномалий следует широко использовать высокоразрешающие методы математической статистики (многочленная регрессия, кластерный, факторный, дискриминантный и другие виды анализа).

Третья заключительная задача гидрогеохимической съемки — оценка продуктивности эпигенетических (миграционно-переточных) аномалий.

В настоящее время как в отечественной, так и в зарубежной практике геохимических поисков нефти и газа существует подход, который условно можно назвать «количественным». Суть его заключается в том, что положительная оценка продуктивности локальных территорий дается на основе обнаружения высоких (аномальных) концентраций тех или иных «нафтидогенных» компонентов, главным образом углеводородных газов и органических веществ, причем, чем выше их абсолютные концентрации, тем более достоверной и перспективной считается установленная аномалия. Достаточным основанием для такого заключения служит, как правило, обнаружение самой аномалии и доказуемость ее эпигенетического (миграционного) происхождения, что вытекает из концепции диффузионной теории формирования ореолов рассеяния над углеводородными скоплениями (Антоненко и др., 1979; и др.), но правомерно лишь для идеальных условий (моделей) или только в случае полного учета диффузионной неоднородности среды во всем объеме исследуемого геологического пространства. Иначе говоря, для объективных суждений необходимы точные данные об условиях субвертикальной миграции УВ [Старобинец и др., 1980]. Характер же диффузионной неоднородности разреза на стадиях прямых геохимических поисков есть *terra incognita*.

Как показывают наши исследования, в сложных геолого-тектонических условиях ТБ подавляющее большинство приповерхностных гидрогеохимических аномалий самых различных компонентов, будь то углеводородные, органические вещества или углеводородокисляющие бактерии, имеет эпигенетическое происхождение и контролируется многочисленными очагами восходящей разгрузки глубинных вод по тектоническим нарушениям и зонам контакта с интрузивными телами, подтверждаясь высокими значениями общей минерализации, хлор-иона, гелия, ряда микрокомпонентов и специфическим составом вод. При этом, в общем случае, чем контрастнее аномалия, тем ярче выражена ее связь с восходящей разгрузкой подземных вод. Совершенно ясно, что такие аномалии могут проследиваться на значительную глубину, но это еще не значит, что их «корни» питаются за счет гипотетических нефтегазовых скоплений, а, в первую очередь, указывает на фильтрационные «перетоки» глубинного фона в приповерхностные горизонты.

Абсолютные содержания водорастворенных УВ в тех или иных аномалиях в первую очередь зависят от степени глубинности разгружающихся рассолов и (или) от степени их разбавления в зоне интенсивного водообмена, что условно можно оценить по величине общей минерализации, содержанию хлор-иона, гелия и другим показателям. Поскольку содержание УВ в подземных водах глубоких горизонтов принципиально и неизмеримо отличается от содержания их в приповерхностных и увеличивается с глубиной, картирование соответствующих аномалий по существу эквивалентно картированию очагов восходящей разгрузки. Положительная связь УВ с Cl и He , как показателями относительной глубинности или степени разбавления разгружающихся подземных вод, подтвержда-

Нефтегазопроисковые значения гидрогеохимических показателей, доступных к массовому применению в производственных масштабах (для условий западной части Тунгусского артезианского бассейна)

Важнейшие задачи гидрогеохимической съемки	Показатели		
	основные	дополнительные	
Выявление «переточных» аномалий (очагов разгрузки подземных вод)	$Cl > 5-10$ мг/л, $He > (4-5) \times 10^{-4}$ об. ‰	$Ca/HCO_3, Cl/SO_4, Na^+, Ca^{2+}, SO_4^{2-}, Sr, C_2H_6, CH_4, Hg, O_2^*, УВОБ$	
Установление происхождения УВ-газовых аномалий	Глубинное (миграционно-переточное)	$K_{Г} < 0,1-0,5$ $K_{П} > 2-5$	$r_{Cl}, r_{He}, C^{II} > C^P, K_C^{II} > K_C^P$ и показатели «переточных» аномалий
	Поверхностное (гипергенно-биохимическое)	$K_{Г} > 2-5$ $K_{П} < 0,5-1,0$	$C^P > C^{II}, pH^*, O_2^*, H_2^*, CO_2, N_2, O_2^{перм}, NH_4^+, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mg^{2+}, K^+, Na^+, SO_4^{2-}, HCO_3^-, r_{атм}^*, r_{воды}^*, K_C^P > K_C^{II}$
	Смешанное (глубинное и поверхностное)	$K_{Г} = 0,5-2,0$ $K_{П} = 0,5-2,0$	Различные сочетания дополнительных показателей глубинного и поверхностного происхождения УВ-газов
Оценка продуктивности «переточных» УВ-газовых аномалий	$CH_4/Cl > (5-10) \times 10^{-4}$ об. ‰/мг $C_2H_6/Cl > (0,5-2) \times 10^{-6}$ об. ‰/мг	$CH_4/He, C_2H_6/He$; бактерии, окисляющие УВГ, бензол, толуол $r_{Cl}^*, r_{He}^*, SO_4^*$	

Примечание. УВОБ — углеводородокисляющие бактерии, C^{II} и C^P — концентрация УВ-газов в подземных (источниках) и поверхностных (ручьях) водах, соответственно; $r_{Cl}, r_{He}, r_{атм}^*$ и $r_{воды}^*$ — корреляция УВ-газов с хлор-ионом, гелием, температурой атмосферы и температурой воды, соответственно; $K_{Г}$ и $K_{П}$ — коэффициенты «гипергенности» и «предельности», соответственно; K_C^{II} и K_C^P — коэффициенты «сухости» для источников и ручьев. Символом «*» отмечены показатели, низкие значения которых существенны при решении соответствующих задач.

ется методами математической статистики и пространственным сопоставлением аномалий. На отдельных участках, например, в пределах Бильчанской аномальной зоны, характеризующейся «ураганными» значениями (на 2—4 порядка выше фона) углеводородов, хлор-иона и гелия, коэффициенты парной корреляции этих показателей весьма высоки и достигают 0,6—0,8 и более.

Установленные закономерности явились основой важнейшего принципиального положения нефтегазопроисковой гидрогеохимической съемки в Тунгусском бассейне [Назаров, Зуев, 1981], а именно: ввиду «переточного» характера большинства гидрогеохимических аномалий надежная оценка их продуктивности не может производиться на основе абсолютных концентраций УВГ и органических веществ, а должна базироваться на относительных показателях, учитывающих степень глубинности разгружающихся вод и (или) степень их разбавления в зоне интенсивного водообмена. Наиболее эффективными и достаточно простыми показателями являются отношения $CH_4/Cl, CH_4/He, C_2H_6/Cl, C_2H_6/He, \Sigma УВГ/Cl, \Sigma УВГ/He, \Sigma ТУ/Cl, \Sigma ТУ/He$ и их аналоги. Повышенные значения этих показателей свидетельствуют о действительно аномальной обогащенности исследуемых площадей нефтидогенными компонентами, а следовательно, и о возможности обнаружения углеводородных скоплений. В тех случаях, когда

восходящий перенос УВГ осуществляется не в водорастворенной, а свободной форме (например, струйная миграция), первоочередное поисковое значение имеют показатели, нормированные относительно гелия.

Теоретические выводы и практические результаты настоящих исследований позволили разработать и рекомендовать к использованию комплекс достаточно простых, в том числе количественных, гидрогеохимических показателей, доступных для массового применения при оценке перспектив нефтегазоносности западной части ТБ (табл. 2). Достаточно обширный географический диапазон проанализированного фактического материала — от 61 (верховья р. Вельмо) до 67° с. ш. (верховья р. Северной), а также региональный характер восходящей разгрузки в Тунгусском бассейне дают основание предполагать, что многие из установленных показателей, и, в первую очередь, основные, можно успешно применять и в других, более восточных районах региона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антоненко Е. Ф., Петухов А. В., Старобинец И. С. Моделирование углеводородных аномалий над скоплениями нефти // Теоретические вопросы геохимических поисков залежей нефти и газа. — М.: ВНИИЯГГ, 1979. — С. 43—54.
- Бабинцева Т. Н., Зорькин Л. М., Зубайров С. Л. и др. Региональные и прогнознореногносцировочные геохимические поиски нефти и газа на западе Сибирской платформы. // Геология, методы поисков и разведки месторождений нефти и газа. Обзор ВИАМС. — М., 1981. — 48 с.
- Борисов В. Н. К истории хлоридных вод Тунгусского артезианского бассейна // Региональная гидрогеология и инженерная геология Восточной Сибири. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. — С. 35—50.
- Букаты М. Б. Геохимия газов подземных вод Тунгусского бассейна (в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности) // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1985. — № 6. — С. 118—126.
- Букаты М. Б., Зуев В. А., Назаров А. Д., Шварцев С. Л. Гидрогеохимия криолитозоны Тунгусского бассейна в связи с прогнозом нефтегазоносности // Миграция химических элементов в криолитозоне. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. — С. 78—99.
- Геологические формации докайнозойского чехла Сибирской платформы и их рудоносность. — М.: Недра, 1974. — 279 с.
- Геология нефти и газа Сибирской платформы/Анциферов А. С., Бакин В. Е., Варламов И. П. и др. — М.: Недра, 1981. — 552 с.
- Геохимические методы поисков нефтяных и газовых месторождений/Барташевич О. В., Зорькин Л. М., Зубайраев С. Л. и др. — М.: Недра, 1980. — 300 с.
- Гидрогеология СССР. — М.: Наука, 1972. — Т. 18. — 480 с.
- Глотов В. Е., Иванов В. В., Шило Н. А. Миграция углеводородов через толщу многолетнемерзлых пород // Докл. АН СССР. — 1985. — Т. 285, № 6. — С. 1443—1446.
- Зуев В. А. Геохимическая идентификация и специфика криогенных вод Тунгусского бассейна // Генезис подземных вод. — Иркутск, ИЗК, 1983. — С. 78—82.
- Зуев В. А. О динамике подземных вод артезианских бассейнов/ТомПИ. — Томск, 1984. — 25 с. — Деп. в ВИАМС 22.06.84, № 138 мг—84.
- Исаев В. П., Королев В. И. Опыт применения геохимической съемки в зимних и летних условиях на Среднеботуобинском газонефтяном месторождении // Геология нефти и газа. — 1983. — № 12. — С. 34—39.
- Лысов Б. А. Теоретические аспекты экспериментального изучения диффузии природных углеводородных газов и гелия через горные породы в условиях, близких к пластовым // Теория и методика геохимических поисков залежей нефти и газа на Сибирской платформе.—Иркутск: ИГУ, 1982. — С. 49—62.
- Методические рекомендации по геохимическим методам поисков месторождений нефти и газа/Зорькин Л. М., Лопатин Н. В., Барташевич О. В. и др. — М., 1975. — 285 с.
- Назаров А. Д., Зуев В. А. Теоретические основы гидрогеохимических поисков нефтяных и газовых месторождений в Тунгусской синеклизе // Тез. докл. краевой науч.-практ. конф. — Красноярск, 1981. — С. 156—158.
- Санадзе Г. А. Выделение растениями летучих органических веществ. — Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1961. — 94 с.
- Соколов В. А. Геохимия природных газов. — М.: Недра, 1971. — 331 с.
- Старобинец И. С., Мурогова Р. Н. Экранирующая и проводящая роль пород криолитозоны по отношению к миграционным углеводородам // Геология нефти и газа. — 1985. — № 1. — С. 24—27.
- Старобинец И. С., Мурогова Р. Н., Труфанова С. Ф. Особенности распределения и миграция углеводородных газов в районах распространения многолетнемерзлых пород // Докл. АН СССР. — 1984. — Т. 276. — № 3. — С. 703—707.

Старобинец И. С., Стативко Г. С., Мурогова Р. Н. Влияние условий миграции на информативность газеогхимических поисковых показателей на примере Тунгусского осадочного бассейна // Теоретические вопросы геохимических методов поисков залежей нефти и газа.— М.: ВНИИЯГТ, 1980.— С. 54—64.

Старобинец И. С., Тихомирова Е. С., Федорова Г. С. Миграция углеводородных газов в районах распространения интрузивных траппов // Докл. АН СССР.— 1982.— Т. 262, № 2.— С. 442—444.

Стреляев В. И. О верхнемеловых отложениях бассейна Подкаменной Тунгуски // Геологические формации Сибири и их рудоносность.— Томск: Изд-во ТГУ, 1983.— С. 84—87.

И. М. МИХАЙЛОВ, С. Н. ТИТКОВА, И. П. СОЛОМАТИНА,
Л. И. СЕЛЕЗНЕВА, Т. П. ПОДОБАЕВА, А. С. МАРИНИНА

К ВОПРОСАМ О ВЗАИМОСВЯЗИ ОРГАНИЧЕСКИХ ВЕЩЕСТВ ПОРОД, ВОД И НЕФТЕЙ

Изменения содержания и состава водорастворенных органических веществ (ОВ) пластовых вод (ВРОВ), водорастворимых ОВ пород (ВРиОВ) и нефтей изучались на месторождениях Восточного и Западного Предкавказья. Пробы вод, нефтей и пород отбирались одновременно из одних и тех же продуктивных горизонтов скважин, не подвергавшихся законтурному заводнению. Определение ВРОВ и ВРиОВ проводилось по известной методике [Барс, Коган, 1979]. Анализы нефтей выполнялись во ВНИИИП по методикам ГОСТа и ВНИИИП.

Исследованные нефти Восточного Предкавказья мезозойского возраста (месторождения Величаевское, Байджановское, Надеждинское, Южно-Сухокумское и Мартовское) относятся к метано-нафтеновому типу (содержание нафтено-парафиновой фракции при разделении на силикагеле 60—80 %). Они близки по плотности ($\rho = 0,811—0,896$ г/см³) и отношению С/Н, которое в основном равно 6, за исключением среднеюрской нефти Южно-Сухокумского месторождения, в которой это отношение составляет 4,2, что связано, по-видимому, с повышенным содержанием гетероатомных компонентов. Содержание азота в них незначительно (менее 0,1 %), они относительно малосернисты (0,2—1,3 %). Все нефти характеризуются низким содержанием кислот (начиная с С₆ и выше); легкие бензины в исследованных образцах отсутствуют.

Нефти Анастасиевско-Троицкого месторождения (Западное Предкавказье) неогенового возраста несколько отличны от описанных выше: они тяжелее ($\rho = 0,903—0,905$ г/см³), содержат меньше нафтено-парафиновой фракции (порядка 43—53 %), соотношение С/Н составляет 7,1—7,2. По содержанию азота (около 0,1 %) и серы (около 0,3 %) они близки к нефтям Восточного Предкавказья. Нефти верхнеюрского возраста Баркаевского месторождения по плотности (0,811 г/см³), содержанию азота (менее 0,1 %) и серы (около 0,1 %) аналогичны нефтям Восточного Предкавказья, но по содержанию нафтено-парафиновой фракции (50—53 %) ближе к нефтям Анастасиевско-Троицкого месторождения.

Сопоставление состава нефтей с составом и содержанием ВРОВ сопутствующих им пластовых вод осуществляли по следующей схеме [Соломатина и др., 1987]: значения отношения С/Н в нефти, свидетельствующие о степени ее восстановления, сравнивали с количеством трудноокисляющихся соединений в воде ($O_{\text{иод}} - O_{\text{перм}}$); сумму смол и асфальтенов в нефти — с содержанием углерода нелетучих органических соединений в воде ($C_{\text{нелет}}$); содержание нафтено-парафиновой фракции в нефти — с суммой алифатических углеводородов по данным газожидкостной хроматографии (С₆ — С₁₀); сумму легких, средних и тяжелых ароматиче-

ских углеводородов в нефти — с содержанием ароматических веществ в воде; содержание легких ароматических углеводородов в нефти — с суммой моноподерных ароматических углеводородов в воде по ГЖХ; сумму сырых кислот в нефти (с C_6 и выше) — с суммой жирных кислот в воде (с C_8 и выше) по масс-спектрам; количество фенолов в нефти (по масс-спектрам) — с фенолами (летучими, нелетучими и их суммой) в воде; содержание азота в нефтях — с количеством органического азота битумной фракции в воде; концентрацию серы в нефти — с содержанием органической серы в воде и др. Для всех исследованных нефтей и пластовых вод Восточного и Западного Предкавказья установлены более тесная прямая связь между составом нефтей и ВРОВ по таким показателям, как C/N и $(O_{иод} - O_{перм})$, (смолы + асфальтены) и $C_{нелет}$, а также между сернистыми соединениями для всех структур, и обратная — между содержанием асфальтенов в нефти и $C_{бит}$ и $(O_{иод} - O_{перм})$ в ВРОВ, а также между содержанием смол в нефти и суммой ароматических соединений во ВРОВ. Для таких показателей, как фенолы (летучие, нелетучие и их суммы) и кислоты, связь не установлена. Кроме того, для исследованных образцов нефтей и сопутствующих им пластовых вод Анастасиевско-Троицкого месторождения намечается прямая связь между содержанием бензиновой фракции в нефти и суммой легких углеводородов по ГЖХ.

Содержание бензиновой фракции в нефти, % (пределы кипения 160—276 °С)	Сумма легких углеводородов в воде (ГЖХ), мг/л
17	0,190
20	0,239
26	0,254
36	0,340

При сравнении ВРОВ и ВРиОВ (по одним и тем же показателям) отмечена однотипность в их изменении по площади и разрезу рассматриваемых месторождений, хотя для различных показателей характер изменения различен. Оно нарушается в случае наличия перетоков пластовых флюидов (например, нижнемеловые отложения Восточного Предкавказья). Максимальными значениями большинства показателей ВРОВ и ВРиОВ, высокой степенью их битуминизации, большой степенью преобразованности, наличием признаков сингенетичности характеризуются продуцирующие толщи. Близость летучих и восстановленных компонентов в составе ВРОВ и ВРиОВ по разрезу свидетельствует, во-первых, о высокой степени его гидрогеологической закрытости и, во-вторых, о гидравлической сообщаемости отдельных гидрогеологических комплексов между собой.

Установлено, что содержание и состав ВРОВ и ВРиОВ законтурных скважин нефтяных месторождений характеризуются промежуточными значениями по сравнению с минимальными для пустых структур и максимальными для внутриконтурных скважин (см. таблицу).

В целом обнаружена более тесная связь между составом и содержанием ОВ вод и пород, чем вод и нефтей, что, скорее всего, свидетельствует о различном времени их совместного нахождения (об относительно более длительном контакте воды с породой, чем с нефтью).

Показано, что характер соотношений состава ОВ пород, вод и нефтей зависит от тектонической активности отдельных частей бассейна. В отно-

Зависимость ряда показателей от типа структуры для ВРОВ

Структура	$C_{общ}$	$C_{бит}$	$O_{иод}$	$\frac{C_{бит}}{C_{нелет}}$	$C_{общ}/N$
	мг/л				
Пустая	21,6	0,6	1,7	4,2	20,0
Законтурная	50,9	2,6	4,8	5,6	29,9
Внутриконтурная	127,0	4,7	48,8	10,7	48,7

нительно более мобильной зоне, где облегчено смещение пластовых флюидов, обнаружено меньшее соответствие в составе ОВ пород, вод и нефтей; в составе ВРиОВ здесь преобладают эпигенетические битумоиды. В менее активной и в гидрогеологическом отношении более закрытой части бассейна характер соотношений состава ОВ пород, вод и нефтей выражен более четко, в этом случае преобладают сингенетичные битумоиды.

Таким образом, результаты изучения водорастворимых и водорастворенных ОВ в комплексе с другими геологическими и геохимическими данными могут быть использованы при прогнозе фазового состояния залежей углеводородов (УВ), для выявления путей миграции флюидов, выделения продуцирующих толщ, для определения степени гидрогеологической закрытости недр, сообщаемости отдельных гидрогеологических комплексов, выделения зон перетоков и др. Кроме того, они расширяют наши представления об относительном времени формирования залежей УВ, о возможностях взаимоперехода отдельных компонентов в этой системе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Барс Е. А., Коган С. С. Методическое руководство по исследованию органических веществ подземных вод нефтегазоносных областей. — М.: Недра, 1979. — 156 с.
- Соломатина И. П., Титкова С. Н., Михайлов И. М. Органические вещества пластовых вод и связь их с составом нефтей // Экспресс-информация. Серия «Нефтегазовая геология и геофизика». — М., 1987. — Вып. 3. — С. 10—13.

Е. А. БАРС, Л. И. СЕЛЕЗНЕВА, З. М. СКУЛЬСКАЯ

ВОДРАСТВОРИМЫЕ ОРГАНИЧЕСКИЕ ВЕЩЕСТВА ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ — НОВЫЙ ИСТОЧНИК ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

Первые сообщения о методике изучения водорастворимых ОВ (ВРиОВ) глинистых пород появились в начале 70-х годов [Барс и др., 1973]. Результаты проведенных затем исследований показали высокую информативность полученных данных, позволяющих использовать их не только в качестве новых критериев при региональном прогнозе нефтегазоносности и поисках локальных залежей УВ, но и при решении вопросов, связанных с происхождением нефти и условиями формирования ее скоплений.

Методика изучения ВРиОВ, разработанная для пелитовых пород [Барс и др., 1975, 1976, 1979], включает выделение водорастворимой части РОВ пород водой в аппаратах Сокслета последовательно из монолитного, затем измельченного образца керна, анализ полученных водных экстрактов по принятой схеме и интерпретацию аналитических данных с применением ряда характерных коэффициентов. В полный комплекс определений в водных экстрактах из пород входят: общее содержание органического углерода ($C_{\text{общ}}$), углерод летучих ($C_{\text{лет}}$) и нелетучих ($C_{\text{нелет}}$) соединений, углерод и азот битумоидной фракции ВРиОВ ($C_{\text{бит}}$, $N_{\text{общ}}^{\text{кл}}$), величина иодатной окисляемости ($O_{\text{вод}}^{\text{кл}}$), фенолы летучие и нелетучие, органические кислоты — жирные, нафтеновые, гуминовые, ароматические УВ (бензол, толуол) или сумма производных аренов (СПАУВ), а также хлор-ион. Расчет данных анализа ведется в миллиграммах на 100 г породы и в миллиграммах на 1 см³ порового пространства, для чего в образце определяют общую пористость. Для интерпретации необходимо иметь также данные о содержании $C_{\text{орг}}$ РОВ и о плотности образца породы.

Информативными являются коэффициенты уплотнения РОВ — $K_{упл} = C_{РОВ} / 1,3/d$ ($C_{РОВ}$ в мг/см³), где d — плотность породы; извлечение ВРиОВ — $K_{извл} = C_{ВРиОВ} / C_{общ}$; накопления ВРиОВ в открытых порах (ОП) пород — $K_n = ОП/ЗП$ (отношение концентраций компонентов в открытых и закрытых порах); летучести — $K_{лет} = C_{лет} / C_{общ}$; битуминизации нелетучих ОВ — $K_{бит} = C_{бит} / C_{нелет}$; восстановленности водорастворимых битумоидов — $K_{восст} = O_{иод}^{хл} / C_{бит}$; преобразованности ВРБ — $K_{преоб} = C_{бит} / N_{общ}^{хл}$.

С 1973 по 1986 г. по этой методике изучались ВРиОВ, содержащиеся в глинистых породах юры и нижнего мела (неокома) Западной Сибири, отобранных на площадях, расположенных по широтному профилю от Шаимского свода до Александровского мегавала, по субмеридиональным профилям через северные районы: Утренняя — Южно-Русская и Бованенковская — Западно-Тарко-Салимская — Холмогорская площади. Кроме того, более детально изучались ВРиОВ пород юры и мела по разрезу Салымской площади.

В результате этих работ были установлены следующие закономерности [Барс и др., 1976—1978].

1. Чем плотнее «упаковано» РОВ в порах породы, т. е. чем выше $K_{упл}$, тем труднее извлечь его водорастворимую часть, т. е. тем ниже $K_{извл}$ сингенетических ВРиОВ.

2. В породах с сингенетическими водорастворимыми битумоидами (ВРБ) между $K_{упл}$ и $K_{бит}$ существует прямая связь, между $K_{бит}$ и $K_{извл}$ — обратная. В случае эпигенетичности ВРБ между $K_{бит}$ и $K_{извл}$ устанавливается прямая связь. Породы, характеризующиеся максимальными величинами $K_{упл}$, приближающимися к 1, и наименьшими $K_{извл}$, очевидно, уже отдали все, что было в тех условиях, в которых они находились, т. е. их можно отнести к категории нефтепроизводивших. Прямая связь между $K_{упл}$ и $K_{бит}$ указывает на то, что более глубокая битуминизация РОВ осуществляется под влиянием процесса уплотнения пород обычно в условиях повышенных температур, которые, в известной мере, обусловлены этим процессом.

3. Близость величины K_n какого-либо компонента ВРиОВ или ВРБ к K_n хлора указывает на равномерное распределение их и хлора между ОП и ЗП, в результате ненарушенных процессов литогенеза, направленность изменения концентраций органических компонентов и хлора одна и та же, заметные процессы перераспределения отсутствуют. Значения K_n компонента ВРиОВ, значительно меньшие K_n хлора, указывают на процессы его рассеяния (эмиграции) из ОП на данном участке, а при превышении K_n хлора — на процессы его аккумуляции за счет поступления из других участков той же толщи параавтохтонных водорастворимых ОВ или эпигенетических веществ из внешних источников.

При наличии достаточного количества данных можно определить основные направления миграции ВРиОВ и ВРБ от мест их рассеяния к местам аккумуляции, а также прогнозировать состав аккумулируемых веществ.

4. Эпигенетичные ВРиОВ и ВРБ отличаются не только аномально высоким их содержанием в ОП относительно ЗП, но и более высокими значениями коэффициентов летучести, битуминизации нелетучей части и преобразованности.

В результате изучения ВРиОВ глинистых пород юры и неокома Среднего Приобья и Шаимского района Западной Сибири было установлено, что в верхнеюрских отложениях содержится значительный запас ВРиОВ (в среднем 1,33 кг/м³), причем на долю битумоидных компонентов приходится до 0,2 кг/м³. В отложениях средней юры запас ВРиОВ еще больше — 1,68 кг/м³, но количество ВРБ падает до 0,1 кг/м³. Доля ВРБ в верхнеюрских породах достигает 16 %, снижаясь в среднеюрских до 6 %. Это соответствует разнофациальной характеристике средне- и верх-

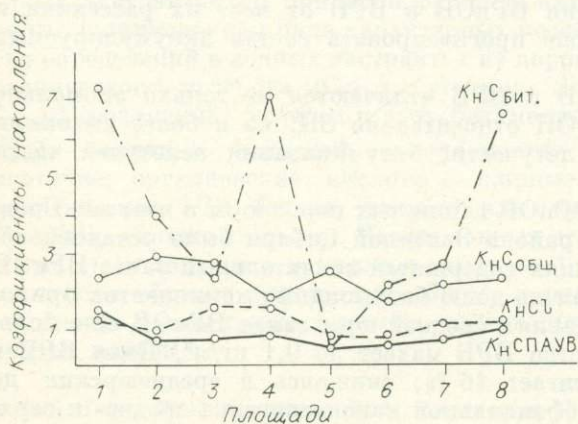
неюрских отложений и разному же составу РОВ, с преобладанием сапропелевой составляющей в верхнеюрских породах и гумусовой — в среднеюрских.

Для отложений нижней — средней юры Сургутского свода и Ханты-Мансийской впадины более характерны процессы миграции из открытых пор и летучих, и нелетучих ВРиОВ. Аккумуляция их, в основном летучих и битумоидов, наблюдается в пределах Нижневартовского свода. В верхнеюрских отложениях в пределах всей Среднеобской антеклизы прослеживаются процессы миграции ВРиОВ, в том числе и ВРБ. Для Шаимского мегавала, Красноленинского свода и западной части Александровского мегавала, напротив, характерны процессы аккумуляции этих веществ с преобладанием летучих. Предположительное направление миграции — из Ханты-Мансийской впадины и Колтогорского трога (грабен-рифта) к их бортам.

В глинистых породах неокома Среднего Приобья содержится небольшой запас ВРиОВ (в среднем $0,63 \text{ кг/м}^3$), т. е. в 2 раза меньше, чем в юрских отложениях, при низком же содержании растворимых битумоидов ($0,06-0,1 \text{ кг/м}^3$). Породы юры характеризуются высоким $K_{\text{упл}}$ (до $0,7-0,8$) и низким $K_{\text{извл}}$ ($1-2\%$). Коэффициент битуминизации имеет прямую связь с $K_{\text{упл}}$ РОВ и обратную с $K_{\text{извл}}$, т. е. юрские водорастворимые битумоиды, видимо, в основном сингенетичны вмещающим породам, которые уже в значительной мере реализовали свои нефтегенерирующие способности. Глинистые породы неокома отличаются значительно более низким $K_{\text{упл}}$ РОВ (до $0,1$) по сравнению с юрскими, соответственно более высоким $K_{\text{извл}}$ (до 4%). Связь $K_{\text{извл}}$ с $K_{\text{бит}}$ нелетучих компонентов прямая, что указывает на большую миграционную способность ВРБ и возможную их эпигенетичность, во всяком случае, в породах готерив-баррема.

Содержание и состав пород юры и неокома Среднего Приобья обнаружили прямую связь с палеотемпературами и стадией катагенеза РОВ пород. Максимальные величины показателей ВриОВ соответствуют градиациям мезокатагенеза $\text{МК}_2 - \text{МК}_3$ и палеотемпературам $140-150^\circ\text{C}$.

Иные результаты дали изучение ВРиОВ пород юры и неокома северных площадей Западной Сибири. Выяснилось, что в отложениях неокома этих площадей содержится большой запас ВРиОВ (в среднем $1,26 \text{ кг/м}^3$) — в 2 раза больше, чем в синхронных отложениях Среднего Приобья, и такой же, как в юрских глинах этой же области, считающихся нефтематеринскими. Но условия накопления ВРиОВ неоднородны в разных районах. В пределах более восточных площадей (профиль Утренняя — Южно-Русская), в неомомских отложениях преобладают процессы аккумуляции ВРиОВ и ВРБ (рис. 1), что указывает на формирование залежей УВ в условиях, способствующих их сохранению на современном этапе, в противоположность более древним залежам Среднего Приобья, находящимся в стадии разрушения. Для большинства изученных пород этого



района характерен замедленный переход азотистых соединений и производных ароматических УВ из закрытых пор в открытые. Это указывает на незакончившийся процесс преоб-

Рис. 1. Сопоставление коэффициентов накопления ВР и ОВ и хлора в отложениях валанжина.

Площади: 1 — Утренняя, 2 — Гыданская, 3 — Семаковская, 4 — Ямбургская, 5 — Юрхаровская, 6 — Тазовская, 7 — Заполярная, 8 — Русская.

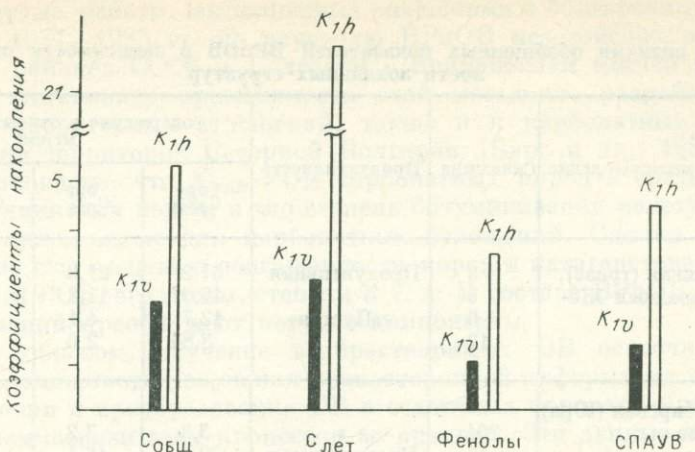


Рис. 2. Сопоставление коэффициентов накопления ВР и ОВ в отложениях валанжина и готерива на площади Утрения.

разования РОВ с выделением ВРиОВ, чему соответствуют и низкие $K_{упл}$ РОВ.

Водорастворимые ОВ юрских пород изучались по площадям более западного профиля Бованенково — Новый порт — Медвежье — Западное Тарко-Сале. Концентрации ВРиОВ в закрытых порах этих пород превышают содержание в открытых порах в 15—20 раз. Характерны резко выраженные процессы миграции этих веществ из открытых пор. Сходство составов ВРиОВ в ОП и ЗП указывает на их сингенетичность вмещающим породам (по $K_{восст}$, $K_{лет}$) при наличии и эпигенетических ВРБ, отличающихся повышенными $K_{бит}$ и $K_{преоб}$. Широкое развитие процессов миграции в верхнеюрских породах Севера указывает на возможность формирования вторичных скоплений УВ в юрских и вышележащих отложениях. Явления вертикальной миграции ВРБ отчетливо видны при сравнении K_h ВРиОВ в породах валанжина и готерива на площадях восточного профиля (рис. 2).

Интересная информация была получена при изучении ВРиОВ глинистых пород верхнеюрской баженовской свиты Салымской площади Западной Сибири [Барс, Селезнева, 1986]. Породы ее отличаются весьма высоким содержанием РОВ, но одновременно предельно высокими $K_{упл}$ (близкими к 1) и минимальными $K_{извл}$ (сотые доли процента). Это соответствует экстремальным условиям, в которых находились (и находятся) породы свиты: температуры, превышающие 130 °С, и, видимо, огромные тектонические напряжения, которые они претерпевали в прошлом. Изучение изменения показателей ВРиОВ по разрезу Салымской площади позволило отчетливо выделить два этапа вертикальной миграции ВР и ОВ и ВРБ, причем первый закончился к концу баженовского века, второй начался с ачимовской толщи берриаса и прослеживается до конца неокома.

Показатели ВРиОВ могут быть надежными критериями при прогнозе нефтегазоносности и локальных структур. Это показало специальное исследование, проведенное на нескольких площадях Западной Сибири и Южного Мангышлака. При сопоставлении величин обобщенных характеристик ВРиОВ ($S_{общ}$, $S_{лет}$, $S_{нелет}$, $S_{бит}$), полученных на продуктивных и «пустых» структурах, между ними были выявлены резкие отличия [Барс и др., 1982, 1984]. Кроме того, величины этих показателей значительно возрастают по мере приближения к залежам как по площади (Северо-Ракушечное, Южный Мангышлак), так и по разрезу (Северо-Западный Жетыбай, Южный Мангышлак, Сургут в Западной Сибири) (табл. 1—3).

Таблица 1

Изменение величин обобщенных показателей ВРиОВ в зависимости от продуктивности локальных структур

Провинция, месторождение	Скважина	Продуктивность	Содержание в открытых порах, мг/см ³			
			С _{общ} ^{орг}	С _{лет} ^{орг}	С _{нетлет} ^{орг}	С _{бит}
Мангышлакская (триас), Северо-Западный Жетыбай	3	Продуктивная	61,2	21,6	40,5	3,2
	9	»	45,07	12,8	32,5	5,8
	6	«Пустая»	12,7	4,1	8,7	0,3
	12	»	8,84	2,6	0,1	0,4
Западно-Сибирская (Юра) Северное Вахское	204	»	5,3	3,2	3,7	0,47
	11	Продуктивная	30,9	18,4	17,1	1,28

Таблица 2

Изменение величин показателей ВРиОВ с удалением от залежи по площади продуктивного горизонта Северо-Ракушечного месторождения (Южный Мангышлак)

Скважина	Расстояние от контура, м	Содержание в открытых порах, мг/см ³					
		С _{общ} ^{орг}	С _{лет} ^{орг}	С _{нетлет} ^{орг}	С _{бит}	Фенолы	СПАУВ, усл. ед
6	1150	0,34	0,34	0	0,27	0,06	30,8
24	400	0,97	0,68	0,29	0,20	0,25	30,4
15	250	1,14	0,59	0,59	0,53	0,20	24,8
31	На ВНК	1,51	0,86	0,64	0,46	0,36	48,9
21	Внутри контура	3,19	1,42	2,27	0,92	0,86	44,2
12	То же	14,5	8,80	4,45	0,40	1,86	63,7

Таблица 3

Изменение показателей ВРиОВ с удалением от интервала с нефтегазопрооявлениями по вертикали разреза

Расстояние до интервала с нефтегазопрооявлениями, м	Показатели ВРиОВ, мг/см ³ в открытых порах				
	С _{общ}	С _{нет}	С _{бит}	Фенолы нетлет.	Нафтенновые кислоты
Сургут, скв. 1 (Западная Сибирь)					
133	13,10	9,60	0,19	0,43	1,40
621	3,28	0,87	0,13	0,25	0,65
935	1,58	0,79	0,10	0,21	0,41
Усть-Балык, скв. 234 (Западная Сибирь)					
36	11,20	Не обн.	1,66	0,38	2,20
156	1,70	»	0,43	0,05	0,32
456	0,96	»	0,29	Не обн.	0,27
490	0,90	»	0,19	»	0,23
Северо-Западный Жетыбай (Южный Мангышлак)					
61	61,20	20,60	3,20	0,43	Не обн.
131	11,20	5,10	1,02	0,10	»
229	14,70	0,33	0,40	Не обн.	»

Совместные работы, выполненные советскими и болгарскими специалистами в 1977—1985 гг. по изучению ВРиОВ мезозойских отложений некоторых районов СССР и Болгарии с применением единой методики, позволили установить применимость этой методики, разработанной в СССР для терригенных отложений, также и к карбонатным породам, развитым на территории Северной Болгарии [Барс и др., 1982]. Было также установлено, что $K_{\text{упл}}$ РОВ карбонатных пород в среднем ниже, чем $K_{\text{упл}}$ глинистых пород, и что степень битуминизации нелетучей части ВРиОВ в целом выше для карбонатных отложений. Однако последнее обусловлено еще степенью обогащенности пород и катагенетической превращенности РОВ, его типом, степени и т. д. В составе ВРиОВ карбонатных отложений преобладают летучие компоненты.

Таким образом, изучение водорастворимых ОВ осадочных пород показало возможность получения разносторонней информации об условиях накопления и преобразования ОВ в осадочных породах, о преемственности и взаимосвязи этих процессов во времени. Эти данные могут быть использованы при разработке моделей нефтегазообразования и нефтегазо-накопления, а также для решения практических вопросов поисков залежей углеводородов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Барс Е. А., Коган С. С. Методическое руководство по исследованию органических веществ подземных вод нефтегазоносных областей.— М.: Недра, 1979.— 156 с.
- Барс Е. А., Коган С. С., Селезнева Л. И. Об изучении водорастворимых веществ порового пространства осадочных пород // Проблемы поровых растворов в геологии.— Минск: Наука и техника, 1973.— С. 223—224.
- Барс Е. А., Коган С. С., Селезнева Л. И. Об изучении водорастворимых органических веществ осадочных пород в связи с вопросами миграции и аккумуляции нефти // Проблемы геологии нефти.— М.: Недра, 1975.— Т. 5.— С. 145.
- Барс Е. А., Коган С. С., Селезнева Л. И. Водорастворимые органические вещества осадочных пород // Исследование органического вещества современных и ископаемых осадков.— М.: Наука, 1976.— С. 343—347.
- Барс Е. А., Коган С. С., Селезнева Л. И., Скульская З. М. Водорастворимые вещества современных и древних осадков // VIII Международный конгресс по органической геохимии.— М., 1977.— С. 123—124.
- Барс Е. А., Коган С. С., Селезнева Л. И., Скульская З. М. Водорастворимые органические вещества современных и ископаемых осадков // Накопление и преобразование органического вещества современных и ископаемых осадков.— М.: Наука, 1978.— С. 48—53.
- Барс Е. А., Монахова Л. И., Коган С. С. и др. Сравнительная характеристика водорастворимых органических веществ мезозойских отложений некоторых районов СССР и НРБ // Петрольгеохим.— 82. Варна, 1982.— С. 119—120.
- Барс Е. А., Селезнева Л. И. Гидрогеохимические критерии нефтегазоносности локальных структур // Вопросы поисков залежей углеводородов.— М.: Изд-во ИГиРГИ, 1984.— С. 90—99.
- Барс Е. А., Селезнева Л. И. Водорастворимые органические вещества глин баженовской свиты как критерии генезиса и миграции нефти Салымского месторождения // Проблемы нефтеносности баженовской свиты Западной Сибири.— М., 1986.— С. 46—52.
- Барс Е. А., Селезнева Л. И., Скульская З. М. Гидрогеохимические критерии нефтегазоносности локальных структур (на основе исследования водорастворимых ОВ осадочных пород).— М.: ВДНХ, 1982.— 6 с.

А. Д. НАЗАРОВ, С. А. ЮШКОВ

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ НЕФТЕПРОМЫСЛОВОЙ ГИДРОГЕОХИМИИ

Нефтепромысловая гидрогеохимия — одно из важнейших и специфичных геохимических научных направлений нефтегазовой гидрогеологии. Предметом ее изучения являются различные природно-техногенные гидрогеохимические системы, возникающие при разработке нефтяных

месторождений под воздействием разнообразных техногенных факторов и процессов. Эволюция указанных гидрогеохимических систем или техногенный эпигенез продуктивных отложений при ведущей средообразующей роли водных растворов и есть одна из главных проблем нефтепромысловой гидрогеохимии.

Как известно, при разработке нефтяных месторождений в техногенный оборот вовлекается огромное количество природных вод разнообразного состава и происхождения, что приводит к существенному изменению первичного гидрогеохимического облика не только продуктивных пластов, но и нередко всего района нефтедобычи.

Как показывают приблизительные расчеты для некоторых районов Среднего Приобья Западной Сибири (см. таблицу 1), интенсивный отбор пресных подземных вод палеогеновых отложений для водоснабжения нефтепромыслов и населенных пунктов приводит к формированию вблизи дневной поверхности значительных по размеру депрессионных воронок, однонаправленному перераспределению между водоносными толщами водных ресурсов и растворенных в них веществ и последующему выносу последних за пределы месторождений (свыше 100 000 т солей в год для Среднего Приобья). При этом состав подземных вод постепенно изменяется: заметно снижается концентрация железа, марганца, сероводорода, гуминовых кислот и ряда микрокомпонентов, в то время как содержание фенолов, аммония и некоторых нефтепродуктов в них нередко возрастает.

Закачка в нефтяные пласты с целью поддержания пластового давления соленых термальных хлоридно-натриевых вод апт-сеноманских отложений приводит к ежегодному выносу из них и привносу в продуктивные горизонты до 1 млн т солей и 1 млн Гкал тепла при безвозвратной потере свыше 500 млн куб. м углеводородных газов. В самих же апт-сеноманских отложениях формируются гигантские, часто объединенные по ряду месторождений воронки депрессий (до 150—300 км в диаметре) при сохраняющейся в течение длительного промежутка времени удивительной стабильности химического состава вод.

Наряду с этим в нефтяные пласты ежегодно привносится до 5 тыс. т солей совместно с закачиваемыми речными водами.

Велики масштабы перераспределения солей и внутри самих продуктивных пластов (до 4 млн т в год) или же между ними в процессе извлечения флюидов и последующего возврата подтоварных вод. Причем масштабы такого техногенного солеоборота возрастают со временем, достигая максимума на конечной стадии разработки месторождения.

Начальная, депрессионная, стадия эксплуатации нефтяной залежи сопровождается в основном однонаправленным перераспределением пластовых давлений и частично растворенных газов в сторону эксплуатационных скважин, не приводящим к каким-либо существенным геохимическим осложнениям процесса нефтедобычи.

Но постепенно, по мере подтягивания законтурных вод, усиливаются процессы обводнения, засоления и окисления нефти, выноса и отложения солей в пластах, скважинах и коммуникациях. При этом наиболее интенсивные геохимические процессы взаимодействия вод, пород и нефтей протекают в зоне водонефтяного контакта конусов и языков обводнения залежей. Воды обогащаются углеводородными газами, органическими кислотами, фенолами, бензолом, толуолом, аммонием, гидрокарбонатом, нередко сероводородом и углекислым газом. Заметно изменяется также состав микрокомпонентов и соотношение изотопов углерода, водорода и кислорода в воде и растворенных веществах. Однако указанное перераспределение компонентов происходит за счет внутренних резервов продуктивного пласта.

Интенсификация нефтеотбора с помощью закачки в пласт инородных вод резко усиливает процессы техногенного преобразования первичных геохимических условий нефтяной залежи, охватывая практически всю систему вода — порода — нефть на больших площадях ее развития. Осо-

Приближенные масштабы техногенного перераспределения солей (т) на ряде месторождений Западной Сибири

Месторождение (район)	Отложения	Срок, лет	Сумма солей, т	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Fe	I ⁻	Br ⁻	Si	Mn	Ba	SO ₄ ⁻⁻⁻
Вынос солей												
Стрежевое	P ₃	10	40 654	1 674	459	217	5	19	793	16,0	1,0	112
Колпашевское	K _{1v}	27	28 087	1 232	10	153	5	74	86	0,4	0,1	128
Вынос солей с последующим их привносом в продуктивные пласты												
Советское	K ₁₋₂ ар — см	15	976 080	26 203	12 375	52	521	2 660	570	3,4	3,4	220
Вахское	K ₁₋₂ ар — см	7	110 500	4 250	1 547	2	37	180	70			56
Стрежевое	K ₁₋₂ ар — см	6	75 600	2 200	1 000	2	41	225	50	0,3	0,2	9
Среднее Приобье	K ₁₋₂ ар — см	20	16 827 619	451 740	213 345	896	8 982	45 858	9 827	58,6	58,6	3 793
Привнос солей в продуктивные пласты с речными водами												
Советское		10	4 000	730	350	6			130			150
Среднее Приобье		20	100 000	19 000	7 000	120			2 600			3 000
Вынос и последующее перераспределение солей в продуктивных пластах												
Советское	K ₁ ар	10	400 000	19 000	2 000	10	240	1 050	200			128
Советское	K _{1v}	20	1 300 000	80 000	2 500	65	535	2 650	500			300
Вахское	J ₂₋₃	5	119 200	1 400	544	17	56	216				16
Стрежевое	J ₂₋₃	7	81 800	2 806	876	28	27	175	60			3
Среднее Приобье	J ₂₋₃ — K ₁	15	59 130 000	3 504 000	109 500	2628	27 156	141 912	21 900	135,7	120,1	10 950

бенно велики отрицательные геохимические последствия закачки пресных холодных речных вод, приводящие к охлаждению флюидов (местами на 40—50 °С) и повышению вязкости нефти, снижению нефтеотдачи пласта (на 5—6 % по сравнению с водами апт-сеноманских отложений), кольматации коллектора за счет привноса механических взвесей (до 600 т в год для Среднего Приобья), окислению нефти и железа за счет привноса кислорода (до 300 т в год) и усиления нежелательных микробиологических процессов (особенно сульфатредукции), сероводородному заражению флюидов и техногенному солеотложению практически по всей технологической цепочке.

Именно техногенное солеотложение, наряду с сероводородным заражением и водонефтяными эмульсиями, вызывает наибольшие осложнения технологического процесса. Техногенное минеральное солеотложение — многофакторный процесс, обусловленный первичным состоянием термодинамической системы пласта и характером ее техногенного нарушения. При этом важно все — исходный состав пластовых вод (особенно содержание в ней неустойчивых компонентов типа гидрокарбонатов кальция, магния, железа и др.) и водорастворенных газов (особенно содержание углекислого газа, сероводорода и кислорода), состав и содержание связанных вод, газонасыщенность вод и нефтей, состав углеводородных залежей, техногенный перепад температур и давлений, производительность скважин, состав закачиваемых в пласт вод и искусственных растворов, состав пород, степень нарушенности исходных кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных условий, степень обводненности нефти, тип фильтра, вид материала и даже конфигурация технологического оборудования. Однако ведущими, вероятно, являются исходная концентрация в водах неустойчивых минеральных компонентов, содержание и характер выделения растворенных газов (разгазирования жидкости).

В Западной Сибири преобладает карбонатный состав солеотложений, на 80—96 % состоящих из кальцита при заметном содержании карбонатов магния, железа, бария и стронция. Причем степень обогащенности солей микрокомпонентами (особенно барием, стронцием, железом и марганцем) обычно на 1—2 порядка выше, чем макрокомпонентами (по сравнению с исходной водой).

Участки максимального солеотложения приурочены чаще всего к зоне разгазирования флюидов в скважинах (около 200—300 м ниже динамического уровня), а также к местам сильного искажения потока (к забоям скважин, турбинам, манифольдам и т. п.). Темпы солеотложений колеблются от 0,44 г (Колпашевская скв. 5-Р) до 5—10 г и более (в нефтяных скважинах Среднего Приобья) на 1 куб. м воды при ежегодном отложении минеральных солей на нефтяных месторождениях Среднего Приобья до 1 тыс. т.

Химическое (реагентное) удаление солей, деэмульгирование и обессоливание нефти, добавление поверхностно-активных и других веществ с целью повышения нефтеотдачи пластов, снижения коррозионных свойств и неустойчивости минеральных солей флюидов приводят к обогащению подтоварных, речных и других закачиваемых в нефтяные пласты природных вод специфическими реагентами и созданию особого типа технологических растворов, непредсказуемо изменяющих первичные гидрогеохимические черты залежей.

Периодическое подкисление растворов приводит к пульсационному (и циклическому) перемещению и зональному переотложению карбонатных солей (в том числе и железа) вначале вокруг забоя нагнетательных скважин, затем вдоль их рядов, а при сквозном проникновении растворов вплоть до выноса солей за пределы пласта.

Подщелачивание вод способствует ускоренному выпадению карбонатов вблизи забоя нагнетательных скважин, одновременно повышая мигрантоспособность кремния, образующего в скважинах наиболее устойчивые солевые корочки.

Чрезмерное обогащение вод сульфатами приводит к появлению в составе минеральных новообразований сульфатов бария, стронция и кальция, а также сульфидов металлов (последнее в результате сероводородного заражения вод из-за активизации процессов сульфатредукции).

Реагенты, а также закачиваемый с водами кислород и образующийся в пластовых условиях техногенный сероводород усиливают коррозию металлов и обогащение продуктами коррозии отлагаемых в оборудовании солей.

Существенно изменяются формы миграции элементов в сторону кислотных, основных или органоминеральных комплексов, а также процессы взаимодействия вод и пород (особенно цемента) и минералообразования в пластах.

Все указанные процессы и соли имеют место на нефтяных месторождениях Западной Сибири.

С учетом особенностей техногенного эпигенеза для нефтяных месторождений Западной Сибири намечается определенная схема оптимального техногенного воздействия на пласты с целью повышения нефтеотдачи: закачка вод апт-сеноманских отложений (с целью оптимизации процессов вытеснения нефти) — закачка щелочных растворов (с целью снижения коэффициентов поверхностного натяжения, отмыва нефти и вовлечения в оборот слабопроницаемых коллекторов) — закачка кислотных растворов (с целью разрушения карбонатного цемента пластов и освобождения сорбированной нефти) — и вновь закачка щелочных растворов (с целью сбора и отмыва нефти по расширенным пустотам).

Таким образом, техногенный эпигенез — своеобразный вид эпигенеза, характеризующийся определенной локализованностью и прерывистостью, стадийностью и цикличностью, комплексностью и специфичностью, неравномерностью и динамичностью, а временами и непредсказуемостью антропогенного преобразования первичных и последующих вторичных (природно-техногенных) геохимических условий продуктивных и других вовлекаемых в техногенный оборот отложений. И приведенные выше цифры лишь в первом приближении дают представления об истинно огромных масштабах техногенного перераспределения водных ресурсов, солей, газов и тепла при разработке нефтяных месторождений Западной Сибири.

Другой немаловажной проблемой нефтепромышленной (и в то же время нефтепоисковой) гидрогеохимии является дооценка нефтегазоносности районов нефтедобычи. Только с введением в разработку нефтяных месторождений создаются благоприятные условия для детального прослеживания ореолов геохимического воздействия углеводородных залежей и тем самым уточнения комплекса и количественных значений наиболее информативных нефтепоисковых гидрогеохимических показателей.

Для Западной Сибири наиболее контрастные гидрогеохимические аномалии фиксируются по газовым и органическим показателям. Причем на фоне общей недонасыщенности флюидов газами, а вод (по приближенным расчетам) и органическими веществами, и многими минеральными компонентами отмечается устойчивое обогащение приконтурных вод углеводородными газами, бензолом, фенолом, толуолом, аквабитумоидами, специфическими органическими кислотами, биогенной серой, легкими изотопами углерода и рядом других биогенных компонентов. Тем самым подтверждается наличие устойчивых ореолов рассеяния вокруг нефтяных залежей. Размеры и контрастность ореолов обусловлены составом и размером углеводородной залежи и будут различны для различных компонентов. По газовым, органическим и некоторым изотопным показателям ореолы рассеяния нередко отмечаются на расстоянии до 3 км и более от водонефтяного контакта (месторождения Среднего Приобья), в то же время по бензолу, сере, аквабитумоидам и ряду других компонентов их размеры составляют нередко первые сотни метров. Следует отметить, что в ряде районов Западной Сибири общая насыщенность разреза угле-

водородными залежами и его органогенная обогащенность таковы, что образуется общий, иногда наложенный, повышенный мезональный углеводородный и органогенный гидрогеохимический фон в пределах крупных сводов и мегавалов (типа Сургутского и Нижневартовского), существенно затушевывающий контрастность ореольных аномалий.

На фоне таких контрастных ореолов обогащения как-то незаметно проявляются ореолы обеднения, вызванные миграцией в залежь (как показывают расчеты коэффициентов фугитивности газов) азота, сероводорода, углекислого газа, аргона и гелия (данные по многим месторождениям Томской области).

К особому типу следует отнести ореолы геохимического возмущения среды места скопления углеводородов, т. е. ореолы перераспределения многих минеральных и органических компонентов в результате формирования специфической геохимической среды вблизи нефтяной залежи.

В настоящее время наиболее массовыми, экспрессными и количественно информативными локальными показателями нефтегазоносности все еще являются газовый фактор и концентрация гомологов метана. Их широкое использование позволяет извлекать весьма интересную гидрогеохимическую информацию о перспективах нефтегазоносности казалось бы хорошо изученных частей геологического разреза. Так, только в пределах юрских и палеозойских нефтеносных образований Томской области по газовым показателям зафиксировано более 100 аномалий, половина из которых относится к весьма перспективным. Отсюда возникла проблема паспортизации и всесторонней оценки каждой гидрогеохимической аномалии.

Для указанных отложений намечена и определенная количественная изменчивость по мере приближения к залежи (соответственно для газового фактора (л/л) и суммы гомологов метана (%): 0,75 и 2,5—3,0 — фоновые значения, 1,2 и 5,0 — переходные значения, 2,1 и 7,0 — вблизи водонефтяного контакта и более 2,1 и 7,0 — в пределах залежи.

Сопоставление указанных значений газовых показателей с данными по вышележащим, так называемым неперспективным, неокомским отложениям позволяет наметить там ряд интересных объектов и тем самым повысить и пересмотреть перспективы их нефтегазоносности.

Открытой пока остается проблема геохимических столбов над нефтяными залежами и возможности поисков нефти и газа в условиях заболоченной территории Западной Сибири с помощью приповерхностной гидрогеохимической съемки.

Еще одна, уже эколого-экономическая, проблема нефтепромысловой гидрогеохимии — рациональное использование и охрана подземных вод нефтяных месторождений. При разработке нефтяных месторождений наибольшее количество воды расходуется на поддержание пластового давления. Поэтому проблема поисков пригодных для закачки в нефтяные пласты подземных вод всегда является актуальной.

В Западной Сибири основным источником заводнения нефтяных пластов служат апт-сеноманские отложения, содержащие термальные крепкосоленные обогащенные иодом и бромом хлоридно-натриевые лечебно-минеральные воды. Попутное или специальное использование термоминеральных ресурсов указанных вод в водо- и грязелечебницах, в теплых душах, бассейнах и прудах, для отопления жилых и административных зданий, теплиц и в других целях было бы наиболее рациональным. Однако вопрос об использовании термальных и лечебных вод Западной Сибири до такой степени регламентирован, что, несмотря на ее ведущее положение в добыче нефти и газа вот уже в течение четверти века, санаторно-курортная база практически не развивается. И это при положении, когда на большей части территории бассейна в любом населенном пункте можно вывести один или несколько типов лечебно-минеральных вод.

Весьма проблематично на разрабатываемых нефтяных месторождениях и положение с охраной подземных вод от загрязнения. Наибольшую

сложность вызывает вопрос охраны подземных вод приповерхностных горизонтов, обычно являющихся основным источником питьевого и хозяйственного водоснабжения и в то же время слабо защищенных от поверхностного (аварийного или текущего) загрязнения через литологические окна, по затрубному пространству, а нередко и через коррозионные окна. Поэтому надежная герметизация обсадных труб, нефте-, водо- и продуктопроводов и постоянный контроль за их состоянием; закольцевание всей системы отбора, обезвоживания и обессоливания нефти и захоронения подтоварных вод, а также отбора, подготовки и закачки в пласты промыслово-технических вод; сохранение естественных или создание искусственных водоупоров в местах размещения нефтесборников, цехов водоподготовки, хранения комpositных и других реагентов; сооружение стокосборников и аварийных ловушек и всяческое ограничение хозяйственной деятельности, особенно с токсичными веществами, в зоне санитарной охраны водозаборов были бы самыми простыми и надежными способами предотвращения любых непредсказуемых экологических последствий разработки месторождений.

С указанными основными проблемами тесно переплетаются проблемы организации режимных гидрогеохимических наблюдений на всех уровнях, горизонтах и месторождениях (с усилением в сторону их автоматизации) и математического обеспечения гидрогеохимических исследований (особенно статистической обработки огромного фактического материала и математического моделирования физико-химических процессов указанных быстро изменяющихся во времени и пространстве природно-техногенных гидрогеохимических систем).

Осложнения в организации оптимальных оперативных и долгосрочных режимных наблюдений обусловлены несовершенством методики их проведения, базирующейся на необходимости постоянного качественного отбора большого количества проб пластовых вод, что весьма затруднительно в нефонтанирующих скважинах. Поэтому на нефтепромыслах гидрогеохимический контроль ограничивается нагнетательными и эксплуатационными скважинами, что весьма малоинформативно.

Организация автоматизированного электронного геохимического контроля по наиболее информативным показателям с эпизодическим отбором призабойных глубинных проб воды и газа по стационарным и подвижным реперам в наибольшей степени отвечала бы задачам, решаемым при гидрогеохимических режимных исследованиях. К тому же такая информация довольно легко выводится на дисплей в виде карт и графиков.

Для оперативной обработки огромного фактического материала в любой нефтедобывающей организации возникает острая необходимость в создании единой информационно-поисковой системы на базе крупных ЭВМ с банками данных по каждому месторождению с файлами и подфайлами по каждому пласту (блоку) или виду показателей (ионно-солевых, органических, газовых, микробиологических, изотопных и других).

Для долгосрочного же прогноза отрицательных и положительных геохимических последствий техногенного воздействия на пласт и развития гидрогеохимической системы во времени и пространстве необходима «проработка» на ЭВМ серии физико-химических моделей (вариантов) разработки пласта при различных режимах и обработке разнообразными по составу реагентами. Постоянное сравнение выбранной модели с текущим состоянием гидрогеохимической системы позволило бы своевременно предупреждать проявления отрицательных последствий и корректировать технологический процесс разработки пластов.

Таким образом, учения о техногенном эпигенезе и гидрогеохимических аномалиях лежат в основе нефтепромысловой гидрогеохимии.

ОСОБЕННОСТИ ФИЗИЧЕСКОЙ ХИМИИ ПРОЦЕССОВ
В СИСТЕМЕ ВОДА — ПОРОДА

Физико-химическое моделирование взаимодействия в системе вода — порода в настоящее время становится основным методом количественного прогнозирования геохимических процессов. При этом все предложенные методы и модели основаны на использовании гипотезы о постоянстве давления и температуры при протекании реакций, а методы равновесной химической термодинамики постулируют, кроме того, принадлежность рассматриваемых систем к «закрытому» типу [Гаррелс, Крайст, 1968; Крайнов и др., 1983].

Подобная идеализация расчетных схем справедлива далеко не во всех случаях, но часто оправдывается возможностью получения близких к реальности теоретически строгих решений. Кроме изобарно-изотермических процессов количественные оценки возможны для изохорно-изотермических условий химической эволюции закрытых систем (в гидравлически изолированных участках литосферы), а также изобарно-изоэнтропийных и изохорно-изоэнтропийных процессов в изолированных системах (с отсутствием теплообмена с окружающей средой).

В реальных условиях протекания геохимических взаимодействий сопровождается одновременным изменением практически всех параметров состояния системы. Следовательно, в ходе протекания процесса термодинамический тип его может изменяться, а текущий состав различается во всех произвольно определенных временных точках в зависимости от реально существующих граничных условий. Очевидно, что начальное и конечное (равновесное) состояние систем подчиняется при этом изобарно-изотермическому описанию при соответствующих термобарических условиях, тогда как промежуточные состояния должны оцениваться с учетом эволюции давления, температуры и энтропии, причем суммарное их изменение представляет собой результат всех совместно протекающих в системе частных физико-химических взаимодействий.

Таким образом, полезная работа (энергетический эффект) любой реакции в системе вода — порода зависит не только от преобразования вещественного состава слагающих ее компонентов, но и от эволюции объема, давления и теплосодержания геологической среды. Термодинамические оценки полезной работы, являющейся критерием степени равновесности процесса, возможны при последовательной попарной фиксации в системе начальных величин давления, объема, температуры и энтропии (табл. 1). В таком случае они характеризуют лишь крайние пути изменения состояния системы, тогда как реальное значение полезной работы всегда лежит между этими оценками, приближаясь к ним в зависимости от конкретных условий и динамики процесса.

Реальный термодинамический режим геохимических процессов обуславливает равновесный состав компонентов системы вода — порода, поскольку из определения химического потенциала растворенных веществ следует функциональная связь константы равновесия реакции с ее полезной работой:

$$A = -RT \ln K, \quad K = \left(\prod_{i=1}^m a_i \right) / \left(\prod_{j=1}^n a_j \right), \quad a_l = \gamma_l C_l,$$

где A — полезная работа; R — универсальная газовая постоянная; K — термодинамическая константа равновесия; a — активности реагентов j и продуктов реакции i ; γ — коэффициент активности; C — концентрация.

Условия равновесия

Система	Закрытая		Изолированная	
	Изобарно-изотермический $P, T = \text{const} *$	Изохорно-изотермический $V, T = \text{const}$	Изобарно-изоэнтروпийный $P, S = \text{const}$	Изохорно-изоэнтропийный $V, S = \text{const}$
Процесс				
Условия равновесия [Физическая химия, 1982, с. 180—231]	$A = \Delta G = 0$	$A = \Delta F = 0$	$A = \Delta H = 0$	$A = \Delta U = 0$
Связь потенциала и свойств	$\Delta G = \Delta H - T\Delta S$	$\Delta F = \Delta H - V\Delta P - T\Delta S$	ΔH	$\Delta U = \Delta H - V\Delta P$
Формула для вычисления изменения потенциала	$\Delta G_{T,P} \simeq \Delta H_{298}^0 - T\Delta S_{298}^0 -$ $- \Delta C_{P298}^0 T \ln \frac{T}{298} +$ $+ \Delta C_{P298}^0 (T - 298) + P\Delta V_{298}^0$	$\Delta F_{V,T} \simeq \Delta H_{298}^0 - T\Delta S_{298}^0 -$ $- \Delta C_{298}^0 T \left(\ln \frac{T}{298} + \frac{298}{T} - 1 \right)$	$\Delta H_{P,T} \simeq \Delta H_{298}^0 +$ $+ \Delta C_{298}^0 (T - 298) + P\Delta V_{298}^0$	$\Delta U_{V,T} \simeq \Delta H_{298}^0 +$ $+ \Delta C_{298}^0 (T - 298)$

Примечание. P — давление, T — абсолютная температура, V — объем, S — энтропия, G — изобарно-изотермический потенциал (энергия Гиббса), F — изохорно-изотермический потенциал (энергия Гельмгольца), H — энтальпия, U — внутренняя энергия, C_P и C_V — теплоемкости при постоянном давлении и объеме, A — полезная работа процесса,

Расчетные значения констант равновесия реакций

Реакция	P, МПа	T, °C	Термодинамический режим (постоянные параметры)			
			P, T	V, T	P, S	V, S
$\text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-} = \text{CaSO}_4$	0,1	0	2,56E + 02	2,57E + 02	1,09E + 03	1,20E + 03
	0,1	17	2,02E + 02	2,02E + 02	2,54	2,61
	40,0	17	2,02E + 02	2,02E + 02	2,54	2,61
	0,1	50	3,15E + 02	3,16E + 02	1,21E - 04	1,12E - 04
$\text{NaCl} = \text{Na}^+ + \text{Cl}^-$	0,1	0	26,16	25,98	3,29E - 02	2,85E - 02
	0,1	17	31,00	30,97	0,108	0,104
	40,0	17	36,83	30,97	0,129	0,104
	0,1	50	35,39	35,20	0,762	0,861
$\text{CaCO}_3 = \text{Ca}^{2+} + \text{CO}_3^{2-}$	0,1	0	4,12E - 07	4,08E - 07	6,47E + 02	5,34E + 02
	0,1	17	3,44E - 07	3,43E - 07	5,97E + 03	5,63E + 03
	40,0	17	8,84E - 07	3,43E - 07	1,53E + 04	5,63E + 03
	0,1	50	1,81E - 07	1,80E - 07	2,29E + 05	2,68E + 05

Примечание. Константы рассчитаны по формулам, приведенным в табл. 1 по программе ВМЗ на микроЭВМ ДЗ-28.

Так, например, ориентировочная оценка показывает (табл. 2), что при температуре 300 К и конечном давлении 10 МПа при переходе от изобарно-изотермических к изохорно-изотермическим условиям растворения константы равновесия (равновесные произведения активностей компонентов реакций) уменьшаются для галита на 4 %, ангидрита на 19, а кальцита почти на 12 %. Еще более существенно они изменяются при переходе к изобарно- и изохорно-изоэнтропийным условиям, причем в этих случаях для различных минералов константы могут как уменьшаться, так и увеличиваться.

Реальный термодинамический режим взаимодействия в системе вода — порода представляет собой результат совместного проявления целого ряда факторов, в значительной мере связанных между собой. Основные среди них следующие:

1. Начальный состав и степень равновесности системы вода — порода по всем возможным реакциям, что позволяет разделить все системы на изначально квазиравновесные, применение для которых принципов равновесной термодинамики теоретически достаточно строго оправдано, и неравновесные, изучаемые по принципу частичного равновесия. В зависимости от внешних условий при эволюции литосферы оба эти типа могут неоднократно сменять друг друга во времени.

2. Пространственное распределение, динамика и интенсивность внешних воздействий на систему или отдельные ее фазы, включая давление, изменение объема, массо- и теплообмен с внешней средой, по режиму проявления которых геохимические системы подразделяются на стационарные и динамические, причем в многофазных системах термодинамические режимы изменения каждой из фаз могут различаться.

3. Соотношение скоростей протекания процесса и перераспределения в пространстве возникающих возмущений полей давления, удельных объемов и температуры. При запаздывании в релаксации физических полей геохимический процесс может быть назван революционным, а при практически полной релаксации — эволюционным. Первые возникают обычно под действием сравнительно «быстрых» геологических явлений (тектонических, магматических, техногенных), а вторые проявляются в ходе естественного развития пород литосферы (например, на стадиях диа-, эпи- или катагенеза и регионального метаморфизма). Кроме химической кинетики, термо-, баро- и объемных эффектов реакций, термодинамический

режим в данном случае определяется способностью среды проводить возмущения физических полей, главным образом, фильтрационными свойствами, пьезо- и теплопроводностью пород.

4. Емкостные параметры системы, учитывающие соотношение объемов твердых, жидких и газообразных фаз, их тепло- и упругоэластичность, меняющиеся во времени.

5. Размеры и граничные условия рассматриваемых систем и динамика их изменения. По пространственным размерам области развития изучаемых процессов системы могут быть разделены на локальные (носящие, как правило, революционный характер) и региональные (обычно эволюционные), а по виду границ — на открытые, закрытые и изолированные, в обычном термодинамическом понимании.

Следует также иметь в виду, что твердая фаза пород и взаимодействующие с ней растворы и газы могут находиться в различающихся динамических условиях [Остапенко 1977; Трускиновский, Кусков, 1982]. Минеральный скелет породы испытывает напряжения, очень неравномерно распределенные в объеме минеральных частиц, изменяющиеся по своей величине от геостатического давления до отличающегося от него в верхней части литосферы пластового, действующего в жидкой фазе. В результате, химический потенциал твердой фазы изменяется на различных участках поверхности минеральных частиц в зависимости от литологического состава пород, формы и сложения частиц минерального скелета, приводя к разнонаправленному (в случае прямой либо обратной, при данной температуре, связи константы равновесия реакции растворения минерала с давлением) массопереносу вещества между поверхностями скелета. Практически не влияя в большинстве случаев на макрокомпонентный состав вод, такой очень медленный из-за слабой зависимости констант равновесия от давления массоперенос при длительном его протекании может вместе с силами кристаллизации полностью преобразовать состав, сложение и внешний облик породы. Изменение раствора при этом происходит преимущественно при изобарно-, а твердой фазы — изохорно-изотермическом режиме, причем в целом равновесный с породой раствор является одновременно недонасыщенным по отношению к одним и перенасыщенным по отношению к другим поверхностям одного и того же минерала породы.

По преобладающему типу термодинамического режима геохимических процессов в вертикальном разрезе литосферы выделяются три основные зоны. Верхняя из них по объему совпадает с гидродинамической зоной инфильтрационного водообмена [Карцев, 1982] и отличается преимущественным развитием локальных неравновесных процессов в открытых системах, повышенными фильтрационно-емкостными характеристиками и независимостью поля пластовых давлений, определяемых гидростатическими причинами, от действия внутренних факторов. Основная часть геохимических процессов осуществляется здесь при изобарно-изотермическом режиме и лишь для отдельных обычно динамических процессов, приводящих к существенному изменению геотемпературного поля, режим может смещаться к изобарно-изоэнтروпийному изолированной системы. С увеличением глубины залегания эта зона характеризуется возрастанием разности геостатического и пластового давлений и ограничивается снизу глубиной перехода этой разности к снижению (реже более резкому росту) за счет увеличения гидравлической изоляции и возрастающего действия на пластовые давления внутренних факторов.

Средняя зона в основном соответствует гидродинамической зоне эксфильтрационного режима. С увеличением глубины в ней преимущественно развиваются региональные и локальные квазиравновесные и равновесные стационарные процессы в закрытых системах. Режим реакций в зависимости от реальных условий может здесь меняться от изобарно-изотермического до изохорно-изотермического, тогда как изобарно-изоэнтروпийный и изохорно-изоэнтропийный режимы, как и в первой зоне, проявля-

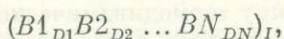
ются лишь локально в связи с динамическими революционными процессами, возмущающими геотемпературное поле. Средняя зона является в значительной мере промежуточной между верхней и нижней, совмещающая в себе их черты. Разность геостатического и пластового давлений с глубиной в ней убывает до нулевой, глубина залегания которой условно может быть принята за нижнюю границу средней зоны.

В нижней зоне, соответствующей области регионального метаморфизма, давление жидкой фазы, как правило, равно геостатическому или незначительно его превышает. В связи с температурными кинетическими эффектами большинство процессов приближается к динамическим, лимитируемым проводящими свойствами среды. Преобладающий тип термодинамического режима приближается к изохорно-изотермическому закрытых систем. Для крупномасштабных региональных процессов, когда влияние граничных условий пренебрежимо мало, режим близок к изохорно-изоэнтропийному в изолированных системах. Как и в других зонах, общие термодинамические закономерности нарушаются в связи с развитием локальных процессов революционного типа.

Другая проблема физико-химического моделирования геохимических процессов с участием водных растворов связана с оценкой взаимодействия составляющих растворов частиц, определяющего активность раствора в отношении каждой из изучаемых реакций. Дело в том, что аналитические данные об атомном и ионно-молекулярном составе подземных водных растворов, получаемые даже наиболее современными методами, не отражают их реального химического состояния, поскольку весьма ограниченно учитывают сложнейший многоуровневый комплекс равновесных взаимодействий между электронами, протонами, атомами и простыми ионами, сложными ионами и молекулами, комплексными соединениями и ионно-молекулярными ассоциациями, вплоть до образования коллоидных частиц и взвесей.

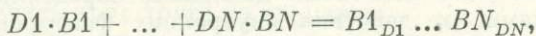
В значительной мере вопросы оценки истинного состава многокомпонентных подземных вод могут быть решены с применением методов равновесной термодинамики [Букаты, Озябкин, 1985; Озябкин, 1983].

Любую ассоциацию I , состоящую из одинаковых или различных частиц водного раствора (атомов, ионов, комплексных соединений и т. д.), представим в виде



где $B1, B2 \dots BN = \overline{1, N}$ — виды частиц в ассоциате I ; $D1, D2, \dots, DN = \overline{0, m}$ — их минимальное число в «молекуле» ассоциата (стехиометрические коэффициенты процесса ассоциации).

Тогда I -я реакция ассоциации может быть записана как



термодинамической константой равновесия которой является

$$K_I' = \{B1_{D1} \dots BN_{DN}\}_I / (\{B1\}^{D1} \dots \{BN\}^{DN}),$$

где $\{ \}$ означает использование значений термодинамических активностей соответствующих частиц раствора.

Последнее выражение можно записать в виде

$$K_I = [B1_{D1} \dots BN_{DN}]_I \cdot P_I / ([B1]^{D1} \dots [BN]^{DN}),$$

где $[\]$ — концентрация соответствующей частицы, а P_I — произведение коэффициентов активности, участвующих в реакции компонентов, выполненное по правилу reagирования.

K_I (см. табл. 1, 2), коэффициенты активности, а следовательно, и P_I определяются независимыми методами по теоретическим или эмпирическим формулам как функции стандартных термодинамических и эмпирических параметров, давления, температуры и типа рассматриваемой геоло-

гической системы, причем для близких к стандартному состоянию низкоминерализованных вод $P_1 \approx 1$.

В таком случае, если условиться, что коэффициенты могут принимать нулевые значения, число одновременно не равных нулю коэффициентов $\leq n$ и $K_I/P_I = K_I$, то концентрации любых частиц раствора I как неассоциированных, так и ассоциатов с числом видов частиц $\leq n$ могут быть определены по формуле

$$[B1_{D1} \dots BN_{DN}]_I = [B1]^{D1} \dots [BN]^{DN} \cdot K_I$$

(для несуществующих ассоциатов может быть принято $K_I = 0$, а в случае неассоциированных частиц — $K_I = 1$).

Тогда, исходя из общего баланса массы компонентов, аналитические (суммарные) концентрации каждого M -го вида частиц, из всех видов простых и сложных соединений раствора равны:

$$[BM]_{\Sigma} = \sum_{I=1}^Z DM_I \cdot [B1_{D1} \dots BN_{DN}]_I = \sum_{I=1}^Z K_I \cdot DM_I \cdot \prod_{J=1}^N [BJ]^{DJ},$$

где $J = 1, N$, $I = \overline{1, Z}$, $M \in J$, $J \subset I$.

Отсюда концентрация неассоциированных («свободных») частиц раствора вида M составляет:

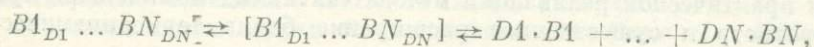
$$[BM] = [BM]_{\Sigma} \left/ \left(\sum_{I=1}^Z K_I \cdot DM_I \cdot [BM]^{DM_{J-1}} \cdot \prod_{R=1}^N [BR]^{DR} \right) \right.,$$

где $R = J \setminus M$ («пробегаёт» все значения J , за исключением M). Незвестная концентрация $[BM]$ входит в этом уравнении как в левую, так и в правую его части и вычисляется итерационными методами. За начальные значения целесообразно принять аналитические концентрации, подставляя в дальнейшем в правой части уравнения среднее геометрическое их величин, полученных на двух последовательных шагах счета, предшествующих текущему. Единственность решения и сходимость такого итерационного процесса показаны в работах [Зельдович, 1938; Озябкин, 1983]. Ускорение сходимости (при небольшом увеличении необходимого объема оперативной памяти ЭВМ) достигается при применении метода Ньютона [Корн Г. А., Корн Т. М., 1984].

Расчет концентрации ассоциатов после определения истинных содержаний свободных частиц не вызывает затруднений и проводится по одной из формул, приведенных выше.

Такой метод позволяет одновременно учитывать любой список произвольно задаваемых ассоциаций, включая атомные, ионные и молекулярные (в том числе связанные с гидратацией), а также активность электронов в окислительно-восстановительных процессах. Если отвлечься от быстродействия и объема оперативной памяти ЭВМ, применяемой для его реализации, он не содержит принципиальных ограничений по числу и типу рассматриваемых независимых компонентов растворов и видам учитываемых ассоциаций и может найти широкое применение при физико-химическом моделировании природных и техногенных геохимических процессов, протекающих с участием подземных вод. Кроме того, метод пригоден для оценки реального состава вод по аналитическим данным об их элементном или ионно-солевом составе.

Особый интерес представляет возможность расчетной оценки концентрации в растворах «активных комплексов» (АК), образование которых непосредственно предшествует каждому элементарному акту химического взаимодействия. Понятие АК вытекает из предположения, что любая химическая реакция осуществляется в две стадии — образования АК и непосредственного реагирования. В таком случае процессы растворения минералов и выпадения из раствора солей могут быть записаны в виде



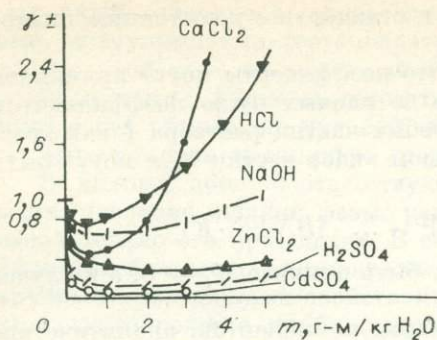


Рис. 1. Зависимость средних ионных коэффициентов активности некоторых электролитов от концентрации (при 25 °С) [Трускиновский, Кусков, 1982].

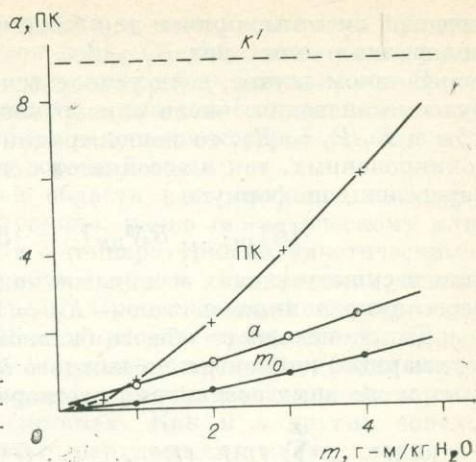


Рис. 2. Изменение среднесолевого активности (α), произведения концентраций ионов с учетом комплексообразования (ПК) и концентрации активного комплекса (m_0) в зависимости от моляльной минерализации для растворов KCl.

где $B1_{D1} \dots BN_{DN}$ — растворяющийся (выпадающий) минерал, а $[B1_{D1} \dots BN_{DN}]$ — активный комплекс.

Полагая, что введение в расчетные формулы коэффициентов активности определяется необходимостью косвенного учета взаимодействия и взаимовлияния составляющих раствор частиц [Ротинян и др., 1981], при достаточно полной расчетной оценке таких взаимодействий представляется возможным при описании термодинамики растворов отказаться от применения формального метода активности Льюиса. Действительно, широко известный характер зависимости коэффициентов активности компонентов водных растворов (γ_i) от ионной силы (I) может быть проинтерпретирован следующим образом (рис. 1).

1. В стандартном состоянии бесконечно разбавленного раствора, когда коэффициент активности равен 1, активность соли в растворе численно равна бесконечно малой концентрации активного комплекса. Свободные ионы гидратированы, а растворитель (вода) максимально структурирован.

2. На участке снижения коэффициента активности при возрастании концентрации и ионной силы раствора значительная часть ионов расходуется на образование структур гидратов, в результате чего рост концентраций АК существенно отстает от роста концентрации соли в растворе. Собственные структуры растворителя при этом частично разрушаются.

3. При дальнейшем увеличении ионной силы, по мере расходования свободных и структурированных молекул H_2O на образование гидратированных частиц образуется их дефицит, что приводит к постепенному росту коэффициентов активности. Концентрация АК растет, постепенно сближаясь с содержанием соли в растворе.

4. В весьма высокоминерализованных растворах осуществляется преобладающее образование все более сложных ионных ассоциатов и комплексных соединений, разрушение структур гидратов прогрессирует. При этом действующая концентрация активных комплексов может возрастать быстрее, чем концентрация соли в растворе. Собственные структуры воды в сверхкрепких рассолах, по-видимому, почти полностью исчезают.

Исходя из таких представлений, по соотношению числа молей растворенного вещества и растворителя на участке возрастания коэффициентов активности с ростом ионной силы может быть получена оценка средних чисел гидратации ионов и их ассоциатов.

Для практической реализации метода «активных комплексов» требуется пересмотр и существенное расширение банка термодинамических

параметров по наиболее важным ионам, ионным ассоциатам, гидратированным частицам и структурам гидратов водных растворов, а также применение для растворов сложного состава быстродействующих ЭВМ с достаточной оперативной памятью. Большой объем накопленных к настоящему времени экспериментальных данных по водно-солевым системам и появление в распоряжении исследователей эффективных средств вычисления позволяют надеяться на успешное решение этой весьма трудоемкой проблемы уже в ближайшие годы.

Проведенные без такого пересмотра исходных термодинамических параметров расчеты подтверждают возможность получения удовлетворительного описания изменения активности солей в водном растворе путем расчета концентраций АК на модифицированной термодинамической основе (рис. 2).

Таким образом, применение методов физико-химического моделирования геохимических взаимодействий в системе вода — порода должно учитывать возможный термодинамический режим их протекания, определяющий выбор обоснованных критериев равновесной химической термодинамики в различных природных условиях. Равновесные составы как подземных водных растворов, так и вмещающих их горных пород, скорость, масштабы и степень протекания процессов, по-видимому, существенно различаются в зависимости от преобладающего в объеме системы типа термодинамических условий. При этом границы зон, меняющие пространственное положение в ходе геологической истории каждого региона, выступают в качестве рубежей наиболее интенсивного преобразования вещественного состава геохимической системы, вплоть до формирования месторождений полезных ископаемых.

В качестве универсального метода описания реальных водных растворов сложного многокомпонентного состава предлагается использование в ходе имитационного моделирования геохимических процессов расчетных оценок содержания в растворе активных комплексов на основе максимально полного учета межчастичных взаимодействий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия.— М.: Мир, 1968.— 368 с.
- Букаты М. Б., Озябкин В. Н. Оценка комплексообразования в подземных водах методами равновесной термодинамики // I Всесоюзное совещание «Геохимия техногенеза».— Иркутск: Изд-во ИГУ, 1985.— С. 158—162.
- Зельдович Я. Б. Доказательство единственности решения уравнений закона действующих масс // Журн. физ. химии.— 1938. Т. 1, вып. 5.— С. 685—687.
- Карцев А. А. Стадийность литогенеза и гидрогеологические процессы // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1982.— № 2.— С. 107—112.
- Корн Г. А., Корн Т. М. Справочник по математике для научных работников и инженеров.— М.: Наука, 1984.— 654 с.
- Крайнов С. Р., Рыженко Б. Н., Шваров Ю. В. Физико-химическое моделирование взаимодействий в системе вода — порода // Проблемы гидрогеохимии и промышленные рассолы.— Минск.: Наука и техника, 1983.— С. 47—58.
- Озябкин В. Н. О расчете действительного состава подземных вод методом последовательных приближений // Геолого-математическое моделирование в нефтяной геологии.— Л.: ВНИГРИ, 1983.— С. 166—172.
- Остапенко Г. Т. Термодинамика негидростатических систем и ее применение в теории метаморфизма.— Киев: Наук. думка, 1977.— 240 с.
- Ротинян А. Л., Тихонов К. И., Шошина И. А. Теоретическая электрохимия.— Л.: Химия, 1981.— 424 с.
- Трускиновский Л. М., Кусков О. Л. Химические равновесия в негидростатических системах // Геохимия.— 1982.— № 12.— С. 1798—1812.
- Физическая химия/Под ред. К. С. Краснова.— М.: Высш. шк., 1982.— 687 с.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ МОДЕЛИ СОБИНСКОГО ГАЗОНЕФТЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Промышленная нефтегазоносность Собинского газоконденсатно-нефтяного месторождения, расположенного в пределах Катангской седловины (юго-западная часть Сибирской платформы), связана с терригенными коллекторами ванаварской свиты венд-нижнекембрийского возраста (рис. 1).

Разрез осадочного чехла в пределах месторождения и на прилегающих к нему территориях подразделяется на три гидрогеологические формации — надсолевою, соленосную и подсолевою. Верхняя часть разреза, до солей литвинцевской свиты, которая в значительной степени дренируется речной сетью и содержит в основном пресные, солоноватые, а иногда соленые воды, составляет надсолевою гидрогеологическую формацию. Водопритоки при бурении глубоких, структурно-колониальных и водозаборных скважин составляли здесь до 100 м³/сут и более. Отложения от литвинцевской свиты до подошвы усольской объединяются в соленосную гидрогеологическую формацию, мощные толщи солей в которой можно рассматривать в качестве регионального водоупора. Нижележащий разрез

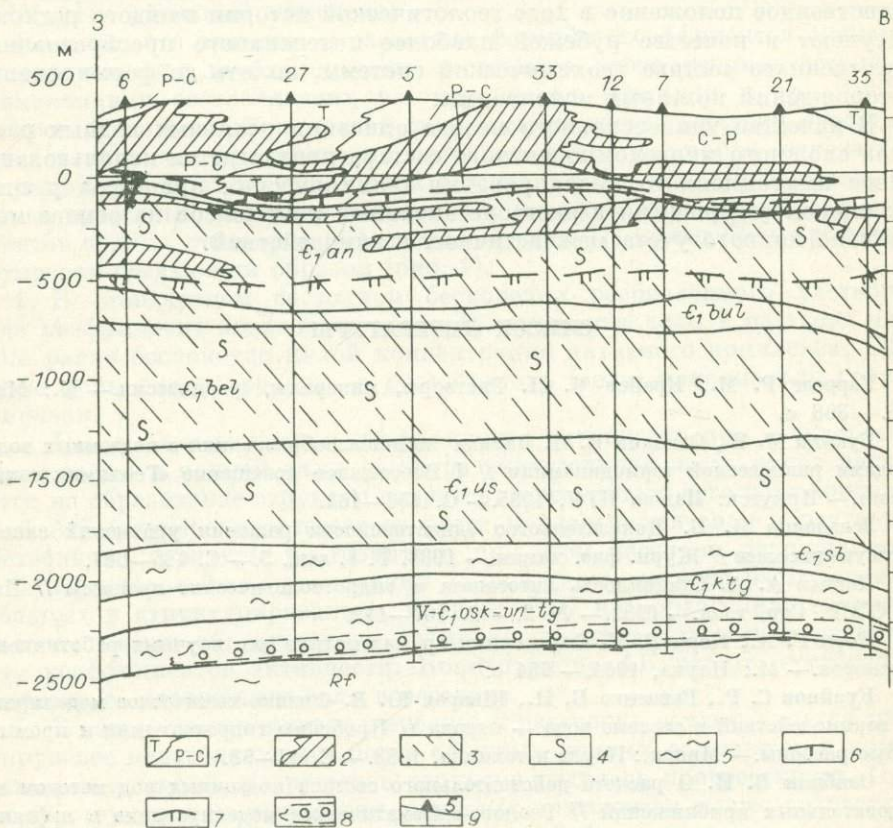


Рис. 1. Схематический субширотный гидрогеохимический профиль Собинского месторождения.

1 — граница стратиграфических подразделений; 2 — интрузии долеритов, покровы лав; 3 — отложения соленосного комплекса; 4, 5 — воды преимущественно хлоридного натриево-кальциевого (4) и хлоридного натриевого (5) состава; 6, 7 — контур распространения: 6 — рассолов ($M > 36$ г/л), 7 — крешких рассолов ($M = 200$ г/л); 8 — продуктивная часть месторождения; 9 — глубокие скважины.

до фундамента включительно объединяется в подсолевою гидрогеологическую формацию. Притоки пластовых вод или фильтрата бурового раствора с признаками пластовой воды получены в ней из отложений рифея и вышележащей ванаварской свиты. Дебиты воды во время опробования этих горизонтов изменялись от 1,65 до 59,4 м³/сут при депрессии от 15,6 до 11,1 МПа, а в некоторых скважинах наблюдался самоизлив пластовых вод с дебитом от 2,47 до 18,4 м³/сут.

Промышленные притоки углеводородов в пределах Собинской площади связаны с подсолевыми горизонтами песчаников ванаварской свиты, залегающей в основании осадочного чехла. Единичные проявления газа отмечались также при разбуривании отложений бельской и усольской свит, что свидетельствует о перспективности дальнейшего изучения приуроченных к этим отложениям проницаемых горизонтов, которые при бурении частично поглощали промывочную жидкость.

Наиболее изученная продуктивная часть подсолевой гидрогеологической формации отличается сложным строением. Проницаемые зоны как разных горизонтов, так и внутри горизонтов, как правило, разобщены либо имеют сложный характер гидравлической взаимосвязи. Размещение залежей углеводородов определяется как структурными, так и литолого-фациальными факторами, контролирующими коллекторские свойства пород (рис. 2). По положению поверхностей раздела пластовых флюидов и характеру распределения пластовой энергии в пределах месторождения установлено наличие двух самостоятельных в гидродинамическом отношении этажей нефтегазоносности. Нижний этаж, включающий в себя продуктивные горизонты ВН-3, ВН-4 и ВН-5, содержит газовую залежь с незначительной по мощности нефтяной оторочкой. Газонефтяной контакт (ГНК) в пределах нижнего этажа месторождения размещается в интервале абсолютных отметок $-2311 \div -2317$ м, а водонефтяной контакт (ВНК) в интервале $-2317 \div -2322$ м. Наиболее сложное строение, ввиду неоднородности коллекторских свойств, неповсеместного их распространения по площади, либо тектонических причин, имеет горизонт ВН-3 (см. рис. 2, *в*). Так, промышленный приток, полученный в скв. 14, ниже фазовых контактов основной залежи, позволяет предположить существование в районе ее размещения самостоятельной гидравлически изолированной залежи с ГВК в интервале $-2380 \div -2367$ м. Основная залежь данного этажа представляет собой гидравлически взаимосвязанную систему из трех нефтегазоносных горизонтов ВН-3, ВН-4, ВН-5 с ГНК на абсолютной отметке -2314 м, а ВНК -2320 м, приуроченную к восточной части структуры.

В состав верхнего этажа нефтегазоносности входят продуктивные горизонты ВН-1 и ВН-2. Гидравлическая структура этого этажа также неоднородна (см. рис. 2, *а, б*). Полученные данные свидетельствуют о наличии здесь не менее двух самостоятельных залежей — западной газовой и центральной газонефтяной (вероятнее всего гидравлически единых для горизонтов ВН-1 и ВН-2). Положение газовой контактной (ГВК) западной части месторождения, экранированной от центральной, по-видимому, тектоническим нарушением, предполагается в интервале отметок $-2330 \div -2345$ м.

В центральной и восточной частях структуры ВНК и ГНК размещаются вблизи отметок -2340 и -2290 м соответственно.

Гидродинамическая обстановка в продуктивном подсолевом комплексе характеризуется близостью пластовых давлений к нормальным гидростатическим. Коэффициент гидродинамической напряженности ($P_{пл}/P_{у.г}$) изменяется от 1,225 до 1,088 (рис. 3), что при средней плотности пластовых вод около 1150 кг/м³ обеспечивает во многих случаях возможность их самоизлива на устье скважин. В то же время пластовые давления несколько ниже нормальных гидростатических, которые ввиду высокой минерализации и плотности вод соленосного комплекса превышают 31,5 МПа, что вместе с инверсией плотности вод в разрезе свидетель-

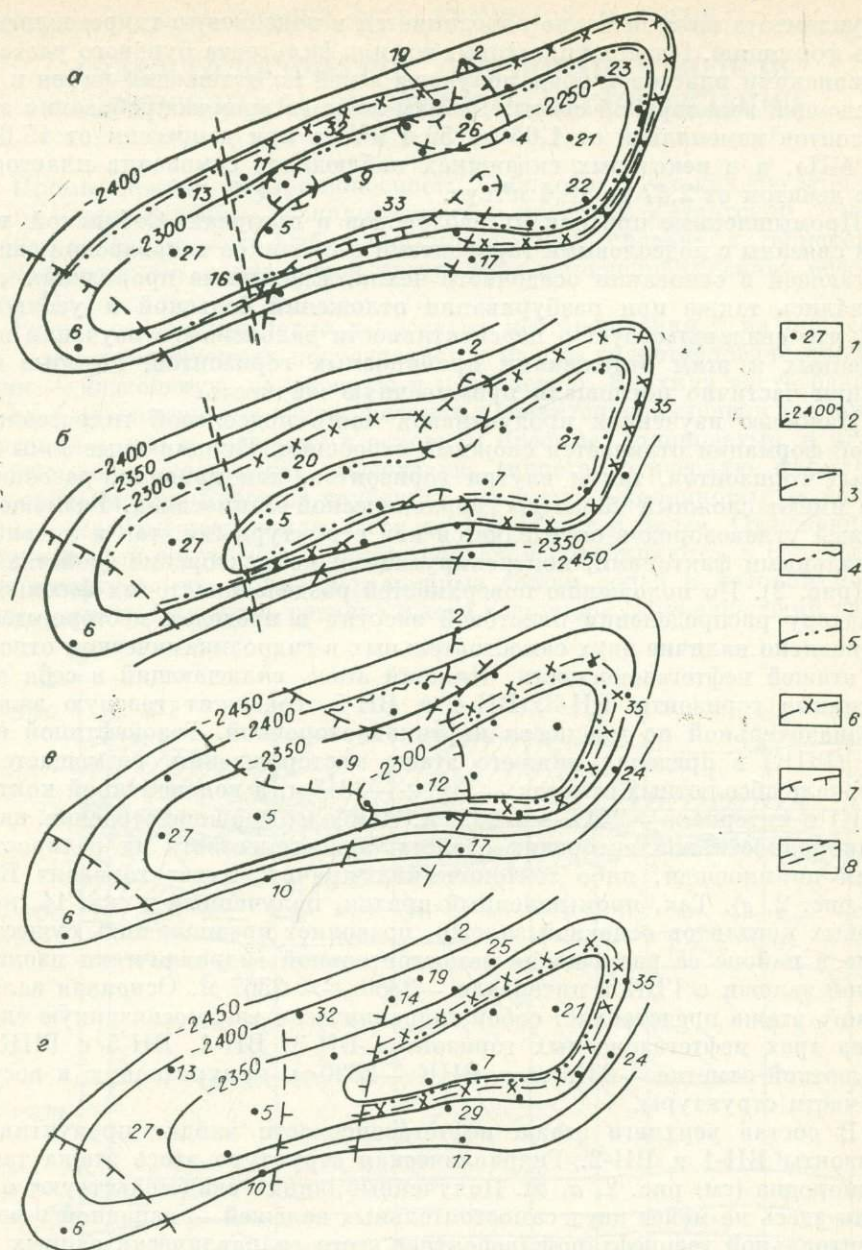


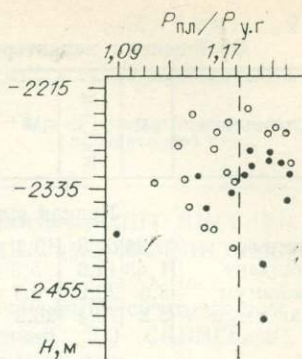
Рис. 2. Схемы размещения залежей в продуктивных горизонтах ВН-1 (а), ВН-2 (б), ВН-3 (в), ВН-4-5 (г).

1 — скважина и ее номер; 2 — изогипса кровли горизонта; 3-6 — контакты: 3 — газовой, 4 — условный газовой, 5 — газонефтяной, 6 — водонефтяной; 7 — предполагаемая граница зоны отсутствия коллекторов; 8 — условная линия гидравлического разобщения.

ствует о хорошей гидравлической изоляции вод комплекса от влияния гипергенных факторов преимущественно флюидоупорной толщей соле-носного комплекса.

В целом средние величины пластовой энергии (давлений) в рассматриваемых залежах существенно различаются, что свидетельствует об их гидравлической изоляции и наличии на путях возможной фильтрации гидродинамических барьеров, обусловленных изменениями литологического состава пород, или тектонических. В сочетании с региональной фильтрацией вод такие барьеры обуславливают аккумуляцию углеводоро-

Рис. 3. Распределение пластовой энергии в разрезе Собинской площади. Залитые точки соответствуют верхнему этажу.



дов в ловушках, контролируемых структурными, литолого-стратиграфическими, дизъюнктивными и гидродинамическими факторами. Различие значений пластовых давлений в верхнем и нижнем продуктивных этажах (см. рис. 3) свидетельствует об отсутствии между ними современной гидравлической взаимосвязи.

Геотемпературные условия в разрезе Собинской площади изучены главным образом по данным промысловой термометрии, точечным измерениям температур в процессе испытания скважин и термокаротажу после длительной выстойки [Володько и др., 1983].

Напряженность геотемпературного поля (рис. 4) Собинской площади в целом довольно низка, что вообще свойственно древним платформам, отличающимся пониженными значениями глубинных тепловых потоков. На данной территории широко проявилось охлаждающее влияние суровых климатических условий, чему способствовала сравнительно высокая теплопроводность слагающих разрез пород, особенно засоленных карбонатов и самих солей. Холодный климат обусловил формирование в верхней части разреза криолитозоны, нижняя граница которой совпадает с подошвой многолетнемерзлых пород, располагаясь на глубине до 15—25 м. Мерзлая толща характеризуется прерывистым распространением и отсутствует в прирусловых частях водотоков. Мощность сезонно-талого слоя по отдельным наблюдениям достигает на склонах южной экспозиции к концу лета 3—5 м, тогда как северные склоны оттаивают на глубину до 1—2 м.

Наиболее высокие значения градиентов температуры встречаются на глубинах 15—30 м, т. е. вблизи подошвы слоя сезонных колебаний годовых температур. Далее вниз по разрезу расположена зона неустойчивых температур, в которой средние геотемпературные градиенты в отложениях пермо-карбона ангарской, булайской и бельской свит равны соответственно 1,8; 1,0; 0,6; 0,8 °С/100 м. Глубже этой зоны распределение температур определяется преимущественно глубинным тепловым потоком и

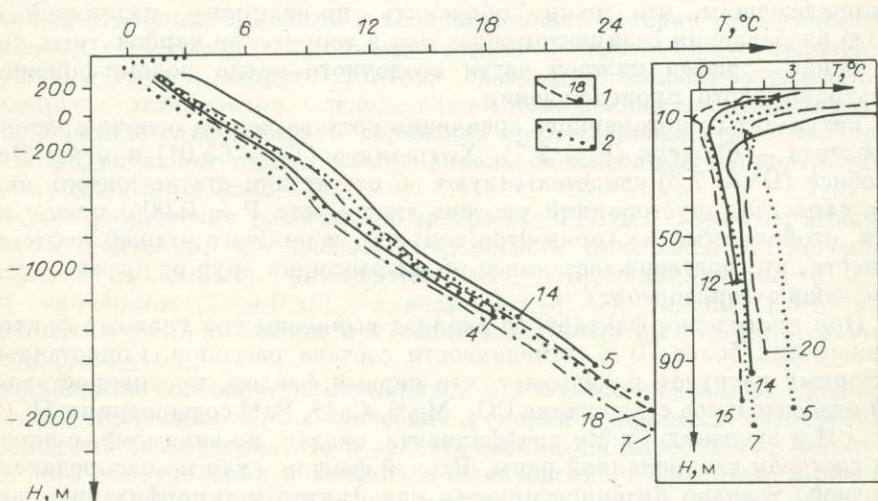


Рис. 4. Схема распределения температур в разрезе месторождения (по наиболее выстоявшимся скважинам).

1 — геотемпературная кривая (цифрой обозначен номер скважины); 2 — предполагаемое изменение пластовых температур.

Обобщенная характеристика состава рассолов Собинской площади, г/л

Статистики	pH	Na ⁺ +K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	J	Br	Минерализация	Cl/Br	Ca/Mg	Ca/Br
Полная выборка по наиболее качественным пробам													
Среднее	6,21	62,8	13,7	8,6	0,23	137,2	1,27	0,022	1,52	232	1632,8	1,54	158,2
Стандарт	1,43	14,6	5,8	5,1	0,25	34,7	0,41	0,022	1,06	30,4	2008,6	1,15	189,1
Минимум	3,6	22,9	4,7	1,4	0,09	33,7	0,71	0,003	0,03	194,7	60,2	0,69	5,57
Максимум	8,2	79,4	26,2	22,7	1,09	185,1	2,17	0,075	2,6	295,7	5559,7	4,12	517,6
Верхний этаж													
Среднее	5,53	65,7	13,3	9,2	0,15	148,2	1,5	0,028	1,59	238,7	2810,0	1,45	261,6
Стандарт	2,02	21,6	7,9	7,4	0,08	22,4	0,65	0,024	1,16	34,8	3888,7	1,15	362,0
Минимум	3,6	22,9	4,7	1,99	0,097	128,7	0,71	0,012	0,033	200,4	60,2	0,69	5,57
Максимум	8,2	79,4	26,2	22,7	0,31	185,1	2,17	0,075	2,68	295,7	5559,8	3,16	517,6
Нижний этаж													
Среднее	6,67	60,9	13,9	8,2	0,27	129,9	1,10	0,017	1,47	227,5	1161,8	1,6	116,8
Стандарт	0,79	8,36	4,51	3,31	0,31	40,6	0,15	0,020	1,06	28,3	1140,6	1,3	115,6
Минимум	5,4	48,0	10	1,45	0,13	38,7	0,87	0,004	0,049	194,7	62,7	0,9	9,29
Максимум	7,7	75,7	21,4	13	1,09	174,7	1,39	0,069	2,4	278,8	2377,7	4,12	270,1

теплопроводностью слагающих разрез пород. До абсолютной отметки примерно -2000 м градиенты и температуры изменяются от $0,7$ до $0,9$ °C/100 м, а глубже, в подсолевой части разреза, увеличиваются до $1,4 \div 1,7$ °C/100 м.

Характер распределения температур в верхней части разреза свидетельствует о продолжающемся в настоящее время охлаждении пород осадочного чехла, сопровождающемся увеличением глубины промерзания.

Пластовые воды в продуктивных горизонтах представлены преимущественно рассолами хлоридного натриевого и кальциево-натриевого состава с минерализацией более 200 г/л (табл. 1). Высокая минерализация рассолов, содержание в них магния, брома, кальция и другие показатели степени метаморфизма подтверждают надежную закрытость недр и присутствие остаточных седиментогенных вод в терригенных отложениях венд-кембрийского возраста. Характерно некоторое уменьшение минерализации и изменение состава в нижнем продуктивном этаже по сравнению с вышележащим, что можно объяснить, по-видимому, различной степенью разбавления седиментогенных вод в терригенно-карбонатных породах венда — рифея нижней части осадочного чехла водами древней инфильтрационного происхождения.

Результаты многомерного сравнения состава вод на основе критериев Стьюдента — Фишера ($F = 2,7$), Хотелинга ($T^2 = 65,01$) и меры Махалобиса ($D^2 = 7,3$) свидетельствуют об отсутствии статистически значимого сходства (двусторонний уровень значимости $P = 0,004$) между пробами, отобранными из горизонтов верхнего и нижнего этажей нефтегазонасыщенности, что подтверждает вывод об их изоляции друг от друга и от вышележащих горизонтов.

При проведении факторного анализа выявлены три главных фактора, отражающих более 70 % изменчивости состава рассолов. Сопоставление факторных нагрузок показывает, что первый фактор, противопоставляющий относительное содержание CO_2 , Mg^{+2} , Ca^{+2} , Fe^{+2} содержаниям HCO_3^- , Na^+ , pH и значению Ca/Mg коэффициента, связан, по-видимому, с первичным составом захороненной рапы. Второй фактор, судя по распределению нагрузок, условно интерпретируется как фактор метаморфизации рассолов. Третий, определяющий 18,4 % изменчивости выборки, отражает, по-видимому, степень разбавления седиментогенных рассолов водами древней инфильтрации, хотя в целом доля седиментогенной составляющей

Микрокомпоненты в рассолах

Комп- нент	Един. измер.	Значения			Число оп- ределений	Метод определения (лаборатория)
		мини- мальные	макси- мальные	наиболее достовер- ные		
J	мг/л	0,3	76	11	34	Химический (ПГО ЕНГТ, ТО СНИИГГиМС, ВСНИИГГиМС)
Br	»	33	2684	2200	37	
B	»	8	60	30	15	Пламенный спектрофотомет- рический (ТО СНИИГГиМС, ВСНИИГГиМС)
K	»	1100	5500	2500	22	
Sr	»	259	625	580	13	
Li	усл. ед.	20	35,5	30	8	
Rb	»	Не обн.	3,6	3,5	12	
Cs	»	»	Не обн.	Не обн.	8	Инверсионный, вольт-ампе- рометрический (ТомПИ)
Zn	мг/л	0,700	11,830	1,100	5	
Cd	»	0,113	0,858	0,290	5	
Pb	»	0,060	2,938	0,720	5	
Cu	»	0,055	0,697	0,060	5	
Th	»	Не обн.	0,053	0,053	3	Нейтронно-активационный * (ТомПИ)
Cr	»	0,53	1,4	1,4	3	
Sr	»	640	900	900	3	Инверсионный, вольт-ампе- рометрический (ТомПИ)
Ba	»	Не обн.	30	30	3	
Cs	усл. ед.	»	0,78	0,78	3	
Fe	мг/л	280	370	350	3	
Co	»	Не обн.	0,083	0,083	3	
Eu	»	»	0,014	0,014	3	Инверсионный, вольт-ампе- рометрический (ТомПИ)
Sb	»	0,03	0,07	0,06	3	
Sc	»	Не обн.	0,0074	0,0074	3	

* При нейтронно-активационном анализе не обнаружены Sm, Yb, Rb, Hf, Ta, Sn, Ce.

в составе пластовых вод существенно преобладает. Смешению вод разного генезиса способствовали неоднократные длительные перерывы в таласогенном осадконакоплении, резкая активизация конвективного массопереноса при трапповом магматизме и перераспределение вод по плотности, а также диффузионные процессы в ходе длительной истории геологического развития. Интересно, что экстремальные положительные значения факторных нагрузок второго фактора связаны с близостью рассолов к скоплению углеводородов. Следовательно, пониженная метаморфизация вод может свидетельствовать о вероятной нефтегазоносности структур. В водах продуктивной толщи зафиксированы повышенные концентрации ряда микроэлементов (табл. 2).

Физико-химические расчеты по программе РАМИР [Букаты, Шварцев, 1983] показали, что рассолы подсолевого комплекса Катангской седловины недонасыщены бишофитом ($3,1 \pm 0,55$), карналлитом ($5,2 \pm 0,57$), сильвинитом ($2,4 \pm 0,18$), галитом ($1,3 \pm 0,37$), гипсом ($1,4 \pm 0,4$), доломитом ($1,6 \pm 1,0$) и близки к насыщению кальцитом ($0,8 \pm 0,3$) и ангидритом ($0,33 \pm 0,4$).

Выявленные особенности насыщения вод солями позволяют предполагать, что изменение термобарических условий в процессе разработки месторождения может привести к солеотложению на поверхности эксплуатационного оборудования и в самих коллекторских горизонтах. Причем выпадение карбонатных солей может инициироваться дегазацией подземных рассолов в ходе эксплуатации. Увеличение температуры приводит к росту растворимости в пластовых водах галита, гипса, шенита и эпсомита. В меньшей степени растворимость эвапоритовых минералов увели-

чивается с ростом давления. Обратное изменение температуры и давления может обусловить выпадение этих солей из подземных вод, но одновременно повысить растворимость таких минералов, как ангидрит, кальцит, доломит, целестин, гексагидрит, которые в свою очередь могут отлагаться при росте температуры. Соответственно любой режим эксплуатации углеводородных залежей, сопровождающийся как снижением температуры и давления, так и их возрастанием, будет приводить к развитию процессов солеотложения, но в зависимости от условий эксплуатации состав выпадающих минералов и масштабы выпадения солей будут различаться, что должно быть учтено при проектировании разработки месторождения.

Растворенные, свободные и попутные газы в пределах месторождения изучены главным образом в продуктивной части разреза и являются по составу преимущественно азотно-углеводородными, в некоторых случаях — углеводородно-азотными. Изменение соотношений углеводородных компонентов по площади и в разрезе отражает дифференцированность размещения в различных частях структуры нефти, газоконденсата и газа. Так, например, газы западного крыла месторождения в большинстве случаев отличаются пониженной жирностью и более высокими относительными количествами азота. И наоборот, газы с пониженной азотной составляющей, как правило, встречаются вблизи нефтяной оторочки и могут использоваться при прогнозе нефтеносности. По площадному распределению коэффициента сухости (CH_4/TU) и относительному содержанию азота в составе газов можно предполагать отсутствие либо незначительную мощность нефтяной оторочки на западном крыле структуры. В то же время восточная ее часть является нефтеносной, что четко отражается в составе газов и подтверждено результатами бурения.

Кроме азота, неуглеводородные компоненты представлены гелием, содержание которого в водорастворенных газах месторождения достигает 2,5 %. Последнее служит надежным показателем благоприятных условий сохранения месторождения. Присутствие небольшого количества водорода в составе газов связано, по-видимому, с техногенными факторами. Из кислых газов в подсолевом комплексе, где терригенные породы играют ведущую роль, установлено наличие незначительных концентраций углекислоты. Метан газов Собинского месторождения характеризуется более легким изотопным составом углерода ($-38,3 \div -42,0$) ‰ δC^{13} по сравнению с районами Присяяно-Енисейской синеклизы и Катской впадины, что может свидетельствовать о переформировании первичных нефтяных залежей за счет поступления сухого газа из зон максимального погружения [Барташевич и др., 1980, с. 10—18].

Факторный анализ состава газов показал, что распределение экстремальных значений первого фактора по площади связано с близостью фазовых контактов и хорошо согласуется с предложенной схемой размещения залежей. Преимущественно отрицательными его значениями отличаются попутные нефтяные газы, а положительными — водорастворенные. Последнее отмечается для пробы, отобранной из изолированной залежи в горизонте ВН-3 северной части месторождения. Относительно повышенные значения коэффициента сухости и содержания азота позволяют предполагать отсутствие у этой залежи нефтяной оторочки.

Распределение значений второго фактора, контролирующего жирность газа, их обеднение этаном либо общее обогащение тяжелыми углеводородами, связано с геохимическими различиями попутных и свободных газов. Третий фактор связан главным образом с распределением углекислого газа и отражает наличие слабого окисления залежей при взаимодействии с контурными водами. Имеющиеся в настоящее время определения величины газонасыщения пластовых вод (табл. 3) свидетельствуют о близком к предельному насыщении вод газами в тех случаях, когда пластовые рассолы непосредственно контактируют с залежами, и о существенном недосыщении на удалении от них. Следует отметить, что

Характеристика газонасыщенных пластовых вод

№ скважины	Интервал опробования, м	Положение ниже ВНК, м (горизонт)	Газонасыщенность, м ³ /м ³	Давление насыщения P _i , МПа						ΣP _i	K _г = $\frac{\sum P_i}{P_{пл}}$	T _{пл} , °C
				He	H ₂	N ₂	CH ₄	ТУ	СО ₂			
13	2784—2796	44(ВН-4)	0,800	0	0	4,199	9,084	0,169	0	13,452	0,451	34
26	2630—2637	12(ВН-3)	1,270	0,992	0,051	7,906	14,433	0,295	0,0007	23,678	0,764	32
33	2675—2680	1(ВН-5)	1,067	0,462	0	8,547	8,929	0,324	0,0049	18,268	0,587	32
35	2655—2659	1(ВН-3)	1,183	0,722	0,035	7,432	14,448	0,586	0,0007	23,223	0,770	32
103	2637—2644	4(ВН-4)	1,000	0,261	0,045	1,993	13,606	0,038	0,0097	15,952	0,493	38
103	2629—2633	0(ВН-3)	1,533	0,035	0,0064	0,353	34,149	0,585	0,024	35,153	1,134	38
103	2637—2644	4(ВН-4)	0,917	0,269	0,0064	4,009	11,249	0,177	0,0005	15,711	0,485	38
35	2655—2659	5(ВН-3)	1,183	Экспериментальное определение в						24,400	0,799	35
35	2655—2659	5(ВН-3)	1,183	глубинной пробе						21,800	0,723	35

подтверждение данного факта при дальнейших исследованиях может свидетельствовать о наличии региональной фильтрации контактирующих с залежами пластовых вод.

В пластовых условиях плотность рассолов существенно повышается, достигая 1162,14 кг/м³, а вязкость почти вдвое выше (0,0018 ПА·с), чем у пресной воды. Рассолы Собинского месторождения обладают, согласно нормам ВНИИГиМ, выщелачивающей и магниальной агрессивностью по отношению к цементам, используемым для крепления скважин.

Таким образом, в целом гидрогеологические условия Собинского газонефтяного месторождения сложные. Даже при невысоких темпах его разработки здесь не приходится ожидать сколько-нибудь активного проявления упруговодонапорного режима эксплуатации, хотя во всех нефтегазоносных пластах подземные воды будут частично сдерживать падение пластового давления в зоне размещения добывающих скважин. Учитывая высокую минерализацию и состав вод, для исключения загрязнения окружающей среды и поддержания пластового давления на всех залежах необходима с самого начала их разработки организация системы обратной закачки попутных, подтоварных и дополнительных объемов слабоминерализованных поверхностных вод или неглубоко залегающих подмерзлотных. Значительными ресурсами пресных и соленых вод в районе месторождения, в частности, обладают высокообводненные породы катской свиты и закарстованная верхняя часть соленосной толщи в литвинцевской свите. Нормальная работа нефтегазодобывающих скважин будет существенно осложняться процессами электрохимической коррозии промышленного оборудования ввиду агрессивности пластовых рассолов, а также выпадения хлоридных, сульфатных и карбонатных солей, неизбежного при техногенном изменении природных термобарических условий существования пластовых вод.

Подземные рассолы продуктивных горизонтов по содержанию I, Br, Sr, Li и Rb (см. табл. 2) могут быть отнесены к перспективным для промышленной добычи этих элементов. Привлекают внимание высокие концентрации в них Eu и Sc, в 10⁵ и 10⁴ раз соответственно превышающие среднее содержание в океанической воде, а также относительно высокое содержание Cs и обогащение пластовых вод и особенно вод газосепарации цветными металлами (Zn до 11,8 мг/л, Cd до 0,8, Pb до 2,9 и Cu до 0,7 мг/л). В то же время промышленная ценность вод попутной добычи снижается ввиду отсутствия для рассолов рассматриваемого типа экономически целесообразных схем технологической переработки и низкими в целом эксплуатационными ресурсами. В бальнеологическом отношении воды продуктивной толщи относятся к лечебным иодо-бромным минераль-

ным рассолам челекенского типа, обогащенным тяжелыми металлами. По существующим классификациям они пригодны для наружного применения в разведении 1 : 4 при лечении заболеваний опорно-двигательного аппарата, центральной и периферической нервной системы, кожи и др. Термальные ресурсы вод практического интереса не представляют.

Таким образом, результаты гидрогеологических исследований позволяют в условиях юго-запада Сибирской платформы существенно уточнить представления о геологической, гидравлической и геохимической модели месторождений углеводородов и прогнозировать особенности разработки залежей, определяющие выбор технико-экономических показателей их эффективности при эксплуатации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Барташевич О. В., Зорькин Л. М., Зубайраев С. Л. Геохимические методы поисков нефтяных и газовых месторождений. — М.: Недра, 1980. — 248 с.

Букаты М. Б., Назаров А. Д., Зуев В. А., Шварцев С. Л. Теоретические предпосылки гидрогеохимических поисков углеводородов в Тунгусском бассейне // Геология нефти- и угленосных областей Сибири. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. — С. 51—68.

Букаты М. Б., Шварцев С. Л. Равновесие высокоминерализованных рассолов с эвапоритовыми минералами // Сов. геология. — 1983. — № 8. — С. 114—123.

Володько Б. В., Балобаев В. Т., Русаков В. Г., Железняк М. П. Геотермические условия северо-западной части Средней Сибири // Теплофизические исследования криолитозоны Сибири. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. — С. 76—103.

В. М. МАТУСЕВИЧ, О. В. БАКУЕВ

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО МЕГАБАССЕЙНА С ПОЗИЦИЙ ГЕОДИНАМИКИ

Рассмотрение гидрогеохимических полей только с позиций геостатических моделей бассейнов приводит к необходимости выделения различного рода «аномалий» и затрудняет правильное объяснение природы гетерогенности геохимического облика подземных вод. Эта гетерогенность часто закономерно проявляется в виде зональностей, являющихся следствием изначального геодинамического развития отдельных блоков бассейнов (или прабассейнов), представляющих собой различные водонапорные системы [Матусевич, Бакуев, 1986].

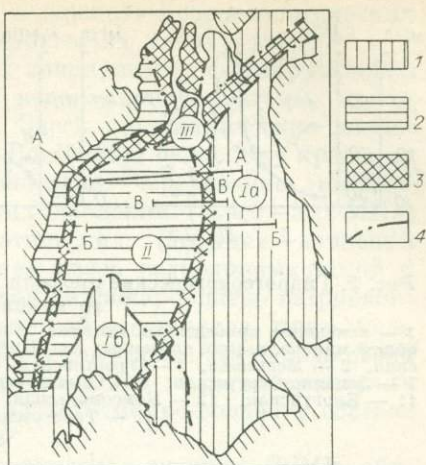
К проблеме развития водонапорных систем, формированию их гидрогеохимической зональности можно подойти с позиций динамической модели бассейнов, т. е. с точки зрения разработанной за последние годы тектоники литосферных плит. При таком подходе стадийная, упорядоченная смена геодинамических обстановок в пределах отдельных блоков земной коры приводит к формированию на каждой стадии определенных видов гидрогеохимической, гидрогеодинамической зональности, а также к развитию всех видов зональностей во времени.

Использование геодинамических реконструкций, выполненных Л. П. Зоненшайном [1984] для Западно-Сибирского мегабассейна (ЗСМБ), дает возможность проиллюстрировать предлагаемый подход на примере трактовки существующей здесь гидрогеохимической зональности.

Закрытие в конце палеозоя рифейско-раннепалеозойского Сибирского океана в результате сближения Русской и Сибирской платформ, Казахстана и Таймыра послужило основой для проявления в фундаменте ЗСМБ системы разновозрастных мегаблоков земной коры с резко конт-

Рис. 1. Схема распространения водонапорных систем в Западно-Сибирском мегабассейне.

1—3 — водонапорные системы: 1 — инфильтрационная (Ia — восточного, Ib — западного мегаблоков), 2 — элизионная литостатическая (II), 3 — элизионная геодинамическая (III); 4 — границы водонапорных систем; А—А, В—Б, В—В — гидрогеологические профили.



растными изначальными геодинамическими режимами. Уральский и Таймырский мегаблоки представляли собой на момент столкновения активные окраины континентов, а Восточно-Сибирский и Казахстанский — пассивные. Сочленение мегаблоков произошло по системе глубинных разломов, которые проявились в триасе активным рифтогенезом. Крупнейшими из них являются Омско-Гыданский, Аганский, Худуттейский рифты, а также Восточно-Уральский краевой шов (рис. 1).

Наступившая к началу мезозоя смена активного геодинамического режима режимом надрифтовых депрессий и межрифтовых долин сгладила различия в последующем развитии мегаблоков фундамента. Однако изучение геологических материалов показывает, что выделяемые тектонические мегаблоки как бы «просвечивают» в осадочный чехол ЗСМБ и характеризуются здесь своеобразием тектоники, литологии, особенностями гидрогеологии и гидрогеохимии, а также закономерностями размещения залежей нефти и газа.

Так, со стороны Восточно-Сибирского и Казахстанского мегаблоков в мезозое — кайнозое унаследованно развивались пассивные окраины континента. Приближенность к областям сноса, преобладание положительных тектонических движений способствовали накоплению преимущественно песчаных отложений сравнительно небольших толщин. В этих условиях преобладание инфильтрации, возможность глубокого проникновения метеогенных вод и подчиненное значение элизионных процессов привели к формированию инфильтрационных водонапорных систем с нормальной (близкой к классической) гидрогеохимической зональностью. В пределах отмеченных мегаблоков по мере погружения гидрогеологических комплексов происходит плавное повышение общей минерализации подземных вод, максимальные значения которой для Казахстанского мегаблока 40 г/л (Тebисская площадь), а для Восточно-Сибирского — более 100 г/л (Крыловская площадь). В обоих случаях по мере повышения минерализации меняется ионно-солевой состав — от гидрокарбонатного кальциевого через сульфатный натриевый и хлоридный натриевый до хлор-кальциевого (по В. А. Сулину). Характерной особенностью гидрогеохимии этих мегаблоков является то, что зона маломинерализованных (пресных и солоноватых) вод с юго-востока заходит на расстояние более 500 км от горно-складчатого обрамления внутрь мегабассейна, что связано с интенсивным промыванием пород инфильтрационными водами. В Казахстанском мегаблоке такого глубокого и интенсивного промыва не наблюдается.

Уральский и Таймырский мегаблоки в это время оставались относительно погруженными и удаленными от областей сноса. Кроме того, молодая недостаточно консолидированная кора, принимая дополнительные нагрузки за счет поступления обломочного материала, испытывала тектонические подвижки отрицательного знака. Эти причины обусловили накопление на большей части территории мегаблоков существенно глинистых осадков (фроловская и абалакская свиты). Высокая степень закрытости, процессы элизионного водообмена за счет уплотнения глинистых

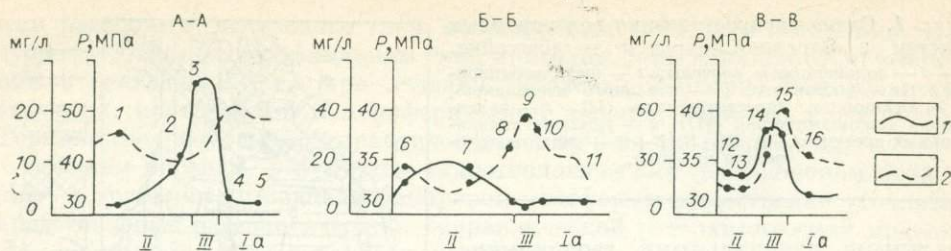


Рис. 2. Гидрогеологические профили по линиям А — А, В — В, В — В для юрского комплекса.

1 — изменение приведенных (отметка 3000 м) начальных пластовых давлений; 2 — изменение общей минерализации подземных вод. Цифры на схемах — разведочные площадки: 1 — Березовская, 2 — Медвежья, 3 — Уренгойская, 4 — Кынская, 5 — Часельская, 6 — Емь-Егловская, 7 — Западно-Сургутская, 8 — Самотлорская, 9 — Северо-Хохряковская, 10 — Бахилловская, 11 — Елогуйская, 12 — Комсомольская, 13 — Губкинская, 14 — Западно-Таркосалинская, 15 — Тарасовская, 16 — Харампурская.

толщ сформировали типичные элизионные литостатические водонапорные системы с присущими им гидрогеохимическими и гидрогеодинамическими признаками — инверсия гидрогеохимической зональности, повышенные начальные пластовые давления. Инверсия захватывает в пределах мегаблоков весь комплекс отложений от юрских до верхнемеловых, при этом происходит уменьшение минерализации вод от 16—20 г/л в апт-альб-сеноманских отложениях до 5—10 г/л в коллекторах юрского возраста (тюменская свита). Одновременно с этим возрастает содержание иона HCO_3^- , водорастворенного органического вещества, снижается доля Ca^{++} -иона. Масштабы и контрастность инверсии нарастают в северном направлении, что можно связывать с океанизацией здесь земной коры в течение пермо-триасовой эпохи. Таким образом, выделявшаяся ранее «аномальная гидрохимическая зона» по существу явление не аномальное, а отражает гидрогеохимические черты, присущие элизионным литостатическим водонапорным системам.

Наибольшей геодинамической активностью в мезозое — кайнозое обладали зоны глубинных разломов, расположенные по границам мегаблоков. Знакопеременные вертикальные и тангенциальные движения мегаблоков связаны как с глубинными причинами, так и со своеобразием изостатического выравнивания нагрузки, создаваемой осадочным чехлом. Все это привело к изменениям напряженного состояния пород в пределах сочленения мегаблоков и, в частности, вызвало изменение пустотного пространства пород (при сжатиях — уменьшение пористости и трещиноватости, при растяжениях — увеличение). При этом возникают сверхгидростатические пластовые давления или, наоборот, дефицит пластовых давлений, что хорошо иллюстрируется картой приведенных начальных пластовых давлений по всему разрезу мезозоя платформенного чехла от юры до сеномана (рис. 2).

Формирование зон разгрузки (дефицит пластовых давлений) привело к активизации вертикальной и горизонтальной миграции флюидов в пределах сочленений мегаблоков. Происходящая при этом миграция флюидов из водонапорных систем контрастных гидрогеохимических облик обуславливает формирование линейно-вытянутых гетерогенных геогидродинамических и гидрогеохимических полей. К важным их особенностям следует отнести, с одной стороны, проявления углекислых вод, наличие рассолов в породах неэвапоритового облика, высокие концентрации микроэлементов в водах, напряженное геотермическое поле. С другой, напротив, эти зоны могут характеризоваться наличием большого разнообразия химических типов вод пониженной минерализации. Так, на Лугинецком и Илей-Егайском нефтяных месторождениях в палеозойских отложениях помимо хлор-кальциевых рассолов встречаются воды гидрокарбонатно-натриевого, хлор-магниевого и сульфатного натриевого типов с минерализацией от 4 до 19 г/л. Среди них есть воды, в сущности идентич-

ные водам апт-сеноманского, неокомского и юрского гидрогеологических комплексов, что можно связывать с перетоком их сверху вниз.

Ярким примером гидрогеохимической зональности, формирующейся в пределах элизионной геодинамической водонапорной системы, может служить район Красноленинского свода. Здесь геодинамические знакопеременные напряжения, приуроченные к Восточно-Уральскому краевому шву, сформировали гидродинамические аномалии — чередование линейно-вытянутых участков сверхгидростатических давлений (+4,0—5,0 МПа) с участками давлений ниже гидростатических (дефицит давлений 6,0—9,0 МПа). При этом отмечается четкая связь гидродинамической и гидрогеохимической зональностей. Зона вод гидрокарбонатно-натриевого типа (по В. А. Сулину) приурочена к восточной части свода, примыкающего к области распространения глин фроловской серии. На западе свода развита зона хлор-кальциевых вод. В пределах же гидродинамических минимумов распространены воды разнообразного ионно-солевого состава с повышенным содержанием углекислоты.

Таким образом, особенности геодинамического режима ЗСМБ обусловили образование и развитие во времени трех основных типов гидрогеохимической зональности, связанных с образованием и развитием трех типов водонапорных систем — инфильтрационной, элизионной литостатической и элизионной геодинамической.

Выделение водонапорных систем различного типа с характерной гидрогеохимической зональностью позволяет с новых позиций дать региональный прогноз нефтегазоносности ЗСМБ, в частности, в его внутренней зоне. С этой точки зрения более благоприятными для нефтегазообразования являются элизионные литостатические водонапорные системы Уральского и Таймырского мегаблоков, а наибольшие перспективы нефтегазоносности следует связывать с мобильными участками земной коры — рифтовыми зонами. Последние в силу столкновения в них подземных вод различных водонапорных систем с контрастным геохимическим обликом и активизации миграционных процессов представляют собой основные зоны нефтегазоаккумуляции. Подтверждением этому служит фактический материал по распределению выявленных залежей углеводородов в ЗСМБ: основная их часть сосредоточена вдоль линейно-вытянутых участков западного борта Омско-Гыданского рифта, а также вдоль Аганского и Худуттейского.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Зоненшайн Л. П. Тектоника внутриконтинентальных складчатых поясов // Тектоника. 27-я сессия МГК. Доклады. — М., 1984. — Т. 7. — С. 48—59.
Магусевич В. М., Бакуев О. В. Геодинамика водонапорных систем Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна // Сов. геология. — 1986. — № 2. — С. 117—122.

Р. Г. ПРОКОПЬЕВА

ЭЛЕМЕНТЫ ИТТРИЕВОЙ ПОДГРУППЫ В ВОДАХ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО БАССЕЙНА

Редкие элементы иттриевой подгруппы — скандий, иттрий, лантан, иттербий — до 1960 г. практически не использовались в промышленности. В последние 15—20 лет эти элементы являются новыми техническими материалами. И несмотря на достигнутые успехи в научных исследованиях, проблема редких элементов этой группы находится еще в началь-

Средние концентрации редких элементов в природных водах, мкг/л

Элемент	Подземные воды зоны гипергенеза [Шварцев, 1978]	Речные воды		Пресные речные, подземные и озерные воды [Зука, 1972]	Морская вода [Turekian, 1969]	Морская вода по Дж. Меро [Коган, 1978]	Океаническая вода [Гордеев, 1983]
		[Livingston, 1963; Turekian, 1969]	[Гордеев, 1983]				
Скандий	<0,1	0,004	0,004	0,054	<0,004	0,04	0,0008
Иттрий	<0,1	0,7	0,004	3,51	0,013	0,3	—
Иттербий	—	—	—	0,01	0,00082	—	—
Лантан	<1,0	0,2	0,05	0,11	0,0034	0,3	0,003

ной стадии развития, переживает только период становления. Между тем доступные материковые сырьевые источники очень ограничены и экономически неблагоприятны [Коган, 1978]. Поэтому обсуждается вопрос об определении их истинного содержания в морской воде, в минерализованных подземных и попутных водах нефтяных и газовых месторождений с целью возможного использования в качестве новых видов сырья.

Сведения о содержании редких элементов в природных водах приведены в табл. 1. Нами изучение редких элементов проводится в общем комплексе исследований геохимии подземных вод Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. Проанализировано 1120 проб воды количественным спектральным методом [Прокопьева, Игнатенко, 1977] с чувствительностью анализа иттрия и лантана — 0,5 мкг/л, скандия и лантана — 0,5, скандия и иттербия — 0,05 мкг/л.

Лантан встречается в пробах спорадически и часто в ураганных количествах. Он обнаружен всего в 61 пробе воды (5,7 %) в количестве от 1 до 7900 мкг/л. Средняя концентрация лантана в пробах воды, где он обнаружен, 570 мкг/л.

По распространенности в водах мезозойских отложений скандий, иттрий и иттербий относятся к элементам первой группы (по классификации П. А. Удодова и др., 1962). Скандий обнаружен в 45 %, иттрий — в 55 и иттербий — в 74 % проб воды. Максимальные встреченные концентрации в водах скандия — 439, иттрия — 522 и иттербия — 66 мкг/л.

Средние содержания редких элементов в водах Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна для каждого водоносного комплекса различных нефтегазоносных районов приведены в табл. 2. Для выяснения источников обогащения подземных вод редкими элементами средние их концентрации рассчитаны отдельно для приконтурных вод нефтяных, газовых и газоконденсатных залежей и вод непродуктивных пластов. В класс вод непродуктивных пластов отнесены также пробы воды, отобранные на расстоянии далее 1 км от углеводородной залежи и, возможно, пластов с еще недоказанной продуктивностью.

В водах непродуктивных пластов наблюдается упорядоченное распределение скандия, иттрия и иттербия. Средние содержания микроэлементов вниз по разрезу каждого нефтегазоносного района варьируют в узких пределах. В пределах гидрогеологических комплексов различных нефтегазоносных районов коэффициент вариации средних концентраций микроэлементов значителен. Отсутствует связь редких элементов в непродуктивных пластах с глубиной залегания, температурой и общей минерализацией воды.

Сведения о распределении элементов этой группы в породах мезозойских отложений Западной Сибири (табл. 3) позволили заметить интересный факт сохранения коэффициентов пропорциональности в распределении скандия, иттрия и иттербия в водоносных породах (песках) и водах непродуктивных пластов (см. табл. 2) — 5:10:1.

Распределение редких элементов в подземных водах мезозойских отложений Западной Сибири

Возраст	Нефтегазоносные районы					
	Приуральские	Сургутский, Салымский	Нижневартовский	Северные	Юго-восточные	Тобольский
Скандий						
K ₁₋₂ ap — cm	$\frac{12,7}{1,2}$ (5)	— $\frac{3,0}{3,0}$ (3)	$\frac{6,6}{1,8}$ (27) (4)	$\frac{4,2}{1,2}$ (21) (15)	—	—
K ₁ h — b	$\frac{12,1}{\text{н/обн}}$ (2) (4)	$\frac{6,0}{2,0}$ (68) (41)	$\frac{6,6}{2,0}$ (70) (20)	$\frac{1,4}{0,7}$ (65) (74)	$\frac{11,6}{2,8}$ (1) (9)	— $\frac{\text{Не/обн}}{\text{Не/обн}}$ (25)
K ₁ V	— $\frac{3,9}{3,9}$ (4)	$\frac{4,1}{2,3}$ (80) (62)	$\frac{5,3}{1,0}$ (54) (25)	$\frac{2,8}{0,9}$ (86) (78)	$\frac{9,2}{3,0}$ (2) (25)	—
J ₁₋₃	$\frac{57,8}{5,3}$ (35) (60)	$\frac{0,5}{2,0}$ (15) (6)	$\frac{4,6}{3,1}$ (27) (12)	$\frac{6,4}{1,6}$ (27) (27)	$\frac{7,3}{2,1}$ (63) (17)	—
Pz	—	—	— $\frac{5,6}{5,6}$ (5)	—	—	—
Иттрий						
K ₁₋₂ ap — cm	$\frac{25,7}{0,6}$ (5) (5)	— $\frac{5,4}{5,4}$ (3)	$\frac{14,5}{4,2}$ (27) (4)	$\frac{4,5}{4,6}$ (21) (15)	—	—
K ₁ h — b	$\frac{13,5}{0,3}$ (2) (4)	$\frac{8,5}{4,1}$ (68) (41)	$\frac{12,1}{2,7}$ (70) (20)	$\frac{1,6}{1,8}$ (65) (74)	$\frac{22,1}{6,0}$ (1) (9)	— $\frac{1,2}{1,2}$ (25)
K ₁ V	— $\frac{20,5}{20,5}$ (4)	$\frac{5,9}{4,5}$ (80) (62)	$\frac{9,4}{3,9}$ (54) (25)	$\frac{3,7}{1,6}$ (86) (78)	$\frac{16,3}{6,3}$ (3) (25)	—
J ₁₋₃	$\frac{63,0}{4,5}$ (35) (15)	$\frac{4,5}{5,9}$ (15) (6)	$\frac{13,9}{3,9}$ (27) (12)	$\frac{8,7}{2,2}$ (27) (27)	$\frac{11,7}{5,8}$ (63) (17)	—
Pz	—	—	— $\frac{21,5}{21,5}$ (5)	—	—	—
Иттербий						
K ₁₋₂ ap — cm	$\frac{5,2}{0,3}$ (5) (5)	— $\frac{0,4}{0,4}$ (3)	$\frac{1,4}{0,5}$ (27) (4)	$\frac{0,7}{0,3}$ (21) (15)	—	—
K ₁ h — b	$\frac{2,0}{0,05}$ (2) (4)	$\frac{1,3}{0,5}$ (68) (41)	$\frac{1,7}{0,3}$ (70) (20)	$\frac{0,4}{0,2}$ (65) (74)	$\frac{1,4}{0,6}$ (1) (25)	— $\frac{0,6}{0,6}$ (25)
K ₁ V	— $\frac{1,43}{1,43}$ (4)	$\frac{0,8}{0,8}$ (80) (62)	$\frac{1,0}{0,4}$ (54) (25)	$\frac{0,5}{0,2}$ (86) (78)	$\frac{1,1}{0,9}$ (3) (25)	—
J ₁₋₃	$\frac{3,9}{0,76}$ (35) (15)	$\frac{0,7}{0,9}$ (15) (6)	$\frac{1,8}{0,6}$ (27) (12)	$\frac{1,2}{0,4}$ (27) (27)	$\frac{2,1}{0,5}$ (63) (17)	—
Pz	—	—	— $\frac{1,9}{1,9}$ (5)	—	—	—

Примечание. Средние содержания скандия, иттрия и иттербия даны в мкг/л: в числителе — в приконтурных водах нефтегазоносных пластов, в знаменателе — в водах непродуктивных пластов. В скобках — количество анализов.

Сохранение коэффициентов пропорциональности редких элементов в породах и водах свидетельствует об одинаковой миграционной способности указанных элементов в водах, а распределение микроэлементов по площади и разрезу отражает, вероятно, геохимические особенности осадконакопления бассейна.

Средние концентрации редких элементов в северных преимущественно газоконденсатных районах как в продуктивных, так и в непродуктивных пластах в несколько раз ниже, чем в водах преимущественно нефтеносных районов.

Таблица 3

Среднее содержание редких элементов в породах усть-балыкской пачки Сургутского района (по И. Н. Ушатинскому, 1970), 10^{-4} %

Элемент	Пески	Алевролиты	Глины
Скандий	10	18	30
Иттрий	20	20	20
Иттербий	2	2	2

кой — нефтегазоконденсатные — нефтяные залежи.

В приконтурных водах нефтяных месторождений (Сургутский, Салымский, Нижневартовский, Юго-Восточные и Приуральские нефтеносные районы) наблюдается снижение средних концентраций скандия, иттрия и иттербия вниз по разрезу в соответствии с изменением физико-химических свойств контактируемых нефтей — уменьшение содержания серы, смол, асфальтенов и плотности.

Анализ корреляционных связей элементов в подземных водах показал, что все они обнаруживают между собой тесные положительные связи. Парные коэффициенты корреляции варьируют для различных нефтегазоносных районов и гидрогеологических комплексов в пределах: для иттрия и иттербия — от 0,77 до 1,0; иттербия и скандия — 0,5—0,99; иттрия и скандия — 0,72—0,99 (при уровне значимости 0,05 значимая величина равна $0,26 \div 0,31$). Множественный коэффициент корреляции равен $0,93 \div 1,0$. Более тесные корреляционные связи характерны между элементами в подземных водах продуктивных отложений по сравнению с последними в водах непродуктивных пластов.

При изучении форм миграции редкоземельных элементов в поверхностных водах. [Варшал и др., 1982] оказалось, что они образуют с фульвокислотами, полифенолами и другими водорастворенными органическими веществами растворимые катионные, анионные и нейтральные комплексные соединения, которые и определяют их миграционную способность. Благодаря комплексообразованию металлов с органическим веществом, растворимость их и, следовательно, миграционная способность возрастают на два—три порядка. Устойчивость растворимых комплексных соединений с фульвокислотами растет от иттрия к иттербию.

Высокой миграционной способностью скандия, иттрия и иттербия в форме металлоорганических комплексов можно объяснить обогащение ими вод мезозойских отложений Западной Сибири по сравнению с водами морей и океанов в $n \cdot 10^4$ раз и более, наличие контрастных ореолов рассеяния в приконтурных водах нефтяных и газоконденсатных залежей, где концентрация в водах органических кислот достигает нескольких граммов в литре. Этим же обусловлены максимальные средние концентрации редких элементов и контрастность их ореолов рассеяния, как и у большинства микроэлементов, в водах юрских отложений Шаимского нефтегазоносного района (Приуральская нефтегазоносная область), где встречены воды с содержанием органических кислот более 1 г/л, гидрокарбонатов — 9,4 г/л и газовые струи углекислоты.

В водах мезозойских отложений Западной Сибири наблюдается прямая связь устойчивости растворимых металлоорганических соединений редких элементов со степенью встречаемости их в водах при условии одинаковой чувствительности анализа.

Наличие контрастных ореолов рассеяния элементов в приконтурных водах нефтяных и менее контрастных газоконденсатных залежей, закономерностей в их распределении по разрезам нефтегазоносных районов свидетельствует о том, что распределение редких элементов контролируется нефтегазоносностью разреза, физико-химическими свойствами контактируемых углеводородных залежей и составом подземных вод.

Очевидно, что распределение редких элементов в продуктивных пластах и средняя контрастность ореолов их рассеяния зависят от зональности фазового состояния углеводородных залежей в целом по изученным месторождениям: газовые — газоконденсатные — газоконденсатные с нефтяной оторочкой.

Приведенные материалы по поведению микроэлементов рассматриваемой группы в подземных водах указывают на перспективность использования редких элементов в качестве поискового признака нефтеносности пластов, а подземных вод — в качестве возможного сырья редкометалльной промышленности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Варшал Г. М., Коцеева И. Я., Сироткина И. С. и др. Изучение органических веществ поверхностных вод и их взаимодействия с ионами металлов в связи с миграцией загрязняющих веществ в объектах внешней среды // Органическая геохимия вод и поисковая геохимия. — М.: Наука, 1982. — С. 202—212.
- Гордеев В. В. Речной сток в океан и черты его геохимии. — М.: Наука, 1983. — 159 с.
- Коган Б. И. Редкие металлы. — М.: Наука, 1978. — 347 с.
- Прокопьева Р. Г., Игнатенко Н. М. Особенности определения микрокомпонентов в подземных водах нефтегазоносных провинций // Тр. ЗапСибНИГНИ. — Тюмень, 1977. — Вып. 120. — С. 99—101.
- Удодов П. А., Онуфриенко И. П., Париллов Ю. С. Опыт гидрогеохимических исследований в Сибири. — М.: Высш. шк., 1962. — 190 с.
- Ушатинский И. Н. Микроэлементы в породах // Методика и результаты изучения минералогии глин продуктивных отложений Западно-Сибирской низменности в связи с их нефтегазоносностью // Тр. ЗапСибНИГНИ. — Тюмень, 1970. — Вып. 35. — С. 215—223.
- Livingstone D. A. Chemical composition of rivers and lakes. Geob. Surv. Prof. Papers. — 1963. — N 440. — 64 p.
- Turekian K. K. The oceans streams and atmosphere // Handb. geochem., Berlin, 1969. — P. 297—323.
- Zyka V. Prumerne chemicka slozeni povrchovych a spoolnich (Slaolkych) vod — sbor. geol. ved. Tt. — 1972. — V. 10. — P. 69—90.

В. Г. ИВАНОВ, Л. С. МАНЫЛОВА, В. П. ДАНИЛОВА,
Т. А. ЖУКОВА, А. Д. ФАТЕЕВ, А. И. САНДАНОВ,
В. В. БЫКОВА

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ЮРСКИХ И ДОЮРСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ

На протяжении длительного периода гидрогеологических исследований, связанных с выявлением показателей нефтегазоносности, многими авторами — А. А. Карцевым [1972], В. А. Кротовой [1975], А. Д. Назаровым [1972, 1977], Е. А. Барс [1984] и др. — составлялись их классификации применительно к различным регионам.

Гидрогеологические исследования нефтегазоносных отложений, проводимые на протяжении 15 лет, позволили авторам настоящей статьи (используя имеющиеся результаты по другим регионам) в 1979 г. составить классификацию гидрогеологических показателей нефтегазоносности (табл. 1) применительно к изучаемому региону (Томская область). В нее вошли гидродинамические, гидрогеотермические, гидрогеохимические показатели и данные по изотопному составу.

Все рассматриваемые нами показатели по их качественной и количественной характеристике подразделены на две крупные группы: показатели наличия нефти и газа (первая группа) и показатели условий, благоприятных для нахождения нефти и газа (вторая группа). По мере накопления фактического материала и более детальной его оценке с привлечением машинной обработки представленная классификация дополнялась и видоизменялась.

Показатели нефтегазоносности юрского и доюрского гидрогеологических комплексов на территории Томской области

Показатели			Юрский гидрогеологический комплекс		Доюрский гидрогеологический комплекс	
Группы	Подгруппы	Макро- и микроэлементы	Верхнеюрский горизонт	Нижне-среднеюрский и средневерхнеюрский горизонты		
Палеогидрогеологические	Палеогидрогеотермические	—	Повышенные величины палеотемператур при максимальных перепадах (на конец сеномана) 61—83 °C 66—95 °C 74—101 °C			
	Палеогидродинамические	—	Сочетание палеопьезо минимумов и современных пьезо максимумов			
Гидродинамические	—	—	Повышенные напоры подземных вод. Зоны, прилегающие к крупным областям разгрузок			
Гидрогеотермические	—	—	Повышенные температуры при отсутствии возмущающих тепловое поле структурно-тектонических элементов фундамента			
	Ионно-солевые	Минерализация, г/л Сульфат-ион Гидрокарбонат-ион Аммоний Бор Иод Кремнезем	>35 <5 >1200 >48 >45 >5 >38	>40 <12 >1000 >48 >35 >7 >45	— <18 >800 — — >16 >60	
Гидрогеохимические	Микроэлементные	Никель	—	>50	>130	
		Хром	>25	—	—	
		Молибден	>50	>90	—	
		Медь	>25	—	—	
		Марганец	—	>1500	—	
		Титан	>130	>190	—	
		Цирконий	—	>30	—	
		Лантан	>70	>30	—	
		Иттербий	>3	—	—	
		Газовые	Газовый фактор, м ³ /м ³	>2	>1,5	>1
			Сумма тяжелых углеводородов, %	>15	>10	>5
			$\frac{C_n H_{2n+2}}{2}$	>30	>30	>30
$\frac{CH_4}{C_2 H_6 + \text{высш}}$	<10 10—25 >25		<10 10—25 >25	<10 10—25 >25		
Органические	Аквабитумоиды второй совокупности	Суммарное содержание АБ в пределах 25—30 мг/л. Повышенное содержание (60—80 %) в их составе углеводородов при 40—50 % насыщенных. Низкое содержание (10—15 %) нафтеноароматических фракций. Пониженное содержание спиртово-бензольных смол и асфальтенов				
		Изоотопные	δC^{13} , ‰	<—11,5 <—11,2 <—9,0		

Примечание. Содержание элементов в ионно-солевой подгруппе даны в мг/л, в микроэлементной — в мкг/л.

Так, детальные гидрогеологические исследования, проведенные в пределах отдельных нефтегазоносных районов Томской области, позволили выявить характерные особенности гидрогеохимических условий этих районов и дать их сравнительный анализ. Проведенный сравнительный анализ компонентов химического состава пластовых вод, гидродинамических и гидрогеотермических условий их залегания по отдельным нефтегазоносным районам показал, что количественные характеристики гидрогеологических показателей нефтегазоносности для каждого из изучаемых районов различны и превышают средние значения. С учетом данных, полученных за последние годы, нами проведено некоторое уточнение и дополнение гидрогеологических показателей нефтегазоносности (табл. 2). В общий комплекс гидрогеологических показателей включены показатели изотопного состава по водороду и кислороду-18, уточнены (количественно) гидрогеотермические и гидродинамические показатели нефтегазоносности.

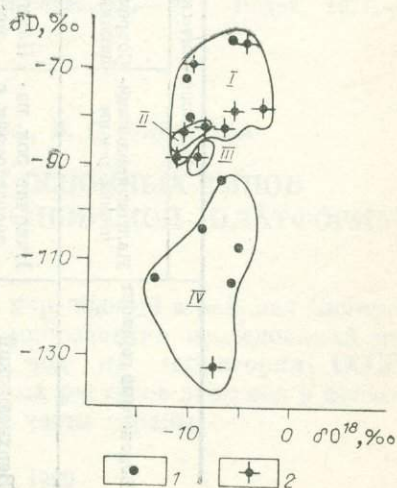
Изотопные исследования по содержанию стабильных изотопов водорода и кислорода в подземных водах нефтегазоносных отложений Томской области приведены по 17 месторождениям нефти и газа, в основном расположенных в западной и центральной частях (Первомайское, Таловое, Игольское, Калиновое, Фестивальное, Медведевское, Северо-Останинское, Чкаловское, Западно-Катыльгинское Лонтын-Яхское, Катыльгинское, Южно-Табаканское, Нижнетабаканское, Лугинецкое, Урманское, Ломовое, Останинское). В результате проведенных детальных исследований изотопного состава водорода и кислорода-18 в пластовых водах (анализы проводились в ИГФН АН СССР) получены количественные значения их содержаний, характерные для контурных или законтурных вод, которые нами выделяются как изотопно-геохимические критерии нефтегазоносности (для западных и центральных районов изучаемой территории). Например:

- 1) Западно-Катыльгинское месторождение нефти в контурных водах δD — минус 66, δO^{18} — минус 7,6 ‰;
- 2) Первомайское — в контурных водах δD — минус 85, δO^{18} — минус 8,8 ‰;
- 3) Таловое: в контурных водах δD — минус 84, δO^{18} — минус 9,9 ‰, в законтурных — δD — минус 101, δO^{18} — минус 10,5 ‰;
4. Фестивальное месторождение нефти в законтурных водах δD — минус 117, δO^{18} — минус 11,4 ‰.

В целом для контурных вод содержание δD (от минус 85 до минус 90 ‰ и δO^{18} — от минус 8 до минус 10 ‰) выше, чем в законтурных водах (рис. 1). Контурные воды с таким содержанием достигают 85 % от всех проб, что позволяет использовать их в комплексе гидрогеологических показателей нефтегазоносности как прямые поисковые и включить в группу показателей наличия нефти и газа.

Эти показатели позволяют не только выявить взаимосвязи залежей углеводородов с пластовыми водами, но и довольно четко подразделить контурные и законтурные воды, что можно использовать для предварительной оценки продуктивности структур.

Гидродинамические и палеогидродинамические показатели позволяют выявить крупные зоны разгрузок и напора подземных вод на древних этапах и в



Графики распределения δD и δO^{18} в водах Первомайского (1) и Чкаловского (2) месторождений углеводородов.

Воды: I — контурные, II — верхние контурные, III — нижние контурные, IV — законтурные.

Таблица 2

Гидрогеологические показатели нефтегазоносности

Водоносный горизонт	Гидродинамические		Гидрогеотермические		Гидрогеохимические	Изотопный состав, ‰	
	Палеогидродинамический режим	Современный гидродинамический режим	Благоприятные палеотемпературы	Современные пластовые температуры, °С		водорода δD	кислорода δO ¹⁸
				Δt, °С			
Верхнеюрский	Наличие зон палеоразгрузки с K ₁ klm + tr этапа	Наличие зон напора или транзита	60 °С к концу баррема	$\frac{83-113}{10-15}$	M > 33; SO ₄ < 6; NH ₄ > 50; I > 6; SiO ₂ > 35; HBO ₂ > 40; Г. Ф. > 20; ΣТ. У > 15	81,3	8,4
Нижне-среднеюрский	То же	То же (-87-219)	То же	$\frac{95-118}{5-10}$	M > 37; SO ₄ < 16; NH ₄ > 43; I > 7; SiO ₂ > 43; HBO ₂ > 35; Г. Ф. > 1,5; ΣТ. У. > 10	96,0	9,5
Доюрский	То же	То же (-144-229)	60 °С к началу баррема	$\frac{95-124}{5-10}$	M > 39; SO ₄ < 16; NH ₄ > 40; I > 12; SiO ₄ > 54; HBO ₂ > 40; Г. Ф. > 1,0; ΣТ. У. > 5	95,0	7,5

Примечание. В скобках приведены величины напоров в метрах абсолютных отметок. Δt, °С — превышение величин пластовой температуры в водах месторождений по сравнению с непродуктивными структурами; М — минерализация, г/л; значения других химических соединений в мг/л; Г. Ф. — газовый фактор, м³/м³; ΣТ. У. — сумма тяжелых углеводородов, %.

современное время. При движении подземных вод к зонам пониженных напоров происходит не только разгрузка вод, но и привнос углеводородов, которые при изменении термобарических условий накапливаются в ловушках с образованием залежей. В связи с этим перспективными на нефть и газ являются зоны, прилегающие к областям длительной разгрузки подземных вод на древних этапах, а в настоящее время на этих участках должны существовать зоны пьезомаксимумов (для сохранения залежей).

Гидрогеотермические показатели отражают наличие благоприятных палеотемператур, необходимых для начала и дальнейшего активного протекания процессов генерации углеводородов из захороненного органического вещества (по данным многих исследований они составляют от 60 до 250 °С). В настоящее время пластовые температуры исследуемых нефтегазоносных отложений достигают 80—124 °С, что указывает на существование благоприятных геотермических условий для генерации УВ и образование залежей. В целом месторождения УВ при прочих равных условиях характеризуются более высокими температурами (выше на 5—10 °С) по сравнению с непродуктивными структурами.

В группу благоприятных гидрогеохимических и газовых показателей нами отнесены: величина общей минерализации пластовых вод, специфические компоненты (сульфат-ион, ион аммония, бор, кремнезем), сумма тяжелых углеводородов, величина газового фактора (см. табл. 1). Из большого числа изучаемых нами компонентов химического состава подземных вод выбраны те, которые имеют тесную связь с нефтегазоносностью. Отбор производился на основе тщательного анализа с учетом результатов математической обработки гидрогеохимических данных по выявлению корреляционных взаимосвязей между компонентами.

На основе выявленных гидрогеологических показателей производится оценка нефтегазоносности юрских и доюрских отложений с выделением локальных перспективных площадей на поиски нефти и газа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Барс Е. А. Органическая гидрогеохимия нефтегазоносных бассейнов.— М.: Недра, 1984.— 298 с.
- Карцев А. А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений.— М.: Недра, 1972.— 280 с.
- Кротова В. А. Геотермические аномалии земной коры и разгрузка подземных флюидов // Геотермические условия осадочного чехла нефтегазоносных бассейнов.— Л., 1975.— С. 7—23.
- Назаров А. Д. Гидрогеохимические условия нефтегазоносных районов Томской области: Дис. ... канд. геол.-минер. наук.— Томск, 1972.— 224 с.
- Назаров А. Д. Гидрогеологические показатели нефтегазоносности // Методы и средства разведки месторождений полезных ископаемых.— М.: Недра, 1977.— С. 10—12.

К. П. САФРОНОВА, Н. Г. ПЕТРОВА, В. С. ФЕДОРОВА

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОСНОВНЫХ ТИПОВ БОРОНОСНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Расширение сети санаторно-курортных учреждений в районах Сибири и Дальнего Востока, а также проведение многолетних исследований по изучению борсодержащих минеральных вод на территории СССР выявили необходимость оценки потенциальных ресурсов этих вод в пределах наиболее крупных структур восточной части страны.

В основу данной работы положен фактический материал по качественному и количественному определению бора в подземных водах, полученный при геолого-разведочных работах на нефть и газ, а также при региональных обзорных исследованиях по промышленным водам [Валяш-ко и др., 1965; Пиннекер, 1966; Поделько, Лычалова, 1970; Смирнов, 1971].

Наиболее представительные материалы по бороносности подземных рассолов Сибирской платформы имеются по южной части Ангаро-Ленского, западу Тунгусского и юго-восточной части Якутского артезианских бассейнов. Указанные бассейны характеризуются определенной общностью структурного плана: это крупные прогибы платформенного типа, выполненные комплексом терригенно-карбонатных и соленосных пород позднего докембрия четвертичного возраста. Своеобразной особенностью их является развитие мощной зоны многолетнемерзлых пород, наличие соленосных отложений и трапшовый магматизм, оказывающих существенное влияние как на гидродинамическую и гидрохимическую зональность подземных вод, так и на естественный геотемпературный режим структурных зон. Проявления борных вод в пределах Сибирской платформы связаны в основном с метаморфизованными рассолами нижнекембрийских отложений, которые образуют основную часть разреза мощностью 2500—3000 м.

Статистический анализ фактического материала по подземным водам и рассолам позволил установить определенные закономерности пространственного распределения бора в гидрохимическом разрезе рассматриваемых бассейнов. Так, в пределах Ангаро-Ленского бассейна бороносные рассолы выявлены в ангарской и бельской свитах карбонатной толщи, усольско-соленосной толще и мотской свите терригенной толщи; в Якутском артезианском бассейне они локализованы в отложениях толбинской свиты и в Тунгусском — в отложениях костинской свиты. Сопоставление количественных данных по разрезу нижнего кембрия Ангаро-Ленского бассейна показывает, что максимальные средние содержания бора характерны для двух интервалов, приуроченных к ангарской и мотской свитам (776 и 988 мг/л H_3BO_3). Причиной подобного распределения, видимо, является характер фациального состава пород данного стратиграфического разреза, а именно, преобладание глинистых фаций бассейна повышенной солености.

Формирование состава бороносных рассолов происходит на больших глубинах в условиях замедленного и весьма замедленного водообмена, что обуславливает высокую их минерализацию от 35 до 500 г/л и более с преобладанием в ионном составе хлоридов натрия, кальция и магния.

Согласно классификации Е. В. Пиннекера [1966], подземные рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна по минерализации подразделяются на четыре группы (табл. 1): слабые (36—150 г/л), крепкие (150—320 г/л), весьма крепкие (320—500 г/л), предельно насыщенные (более 500 г/л). Сопоставление средних концентраций бора в выделенных группах рассолов позволяет отметить, что в интервале минерализации от 35 до 500 г/л намечается отчетливая тенденция увеличения содержания бора от первых десятков до сотен миллиграмм на литр. Весьма крепкие рассолы ($M=320-500$ г/л) отличаются максимальными концентрациями бора, содержание которого варьирует от 141 до 4233 мг/л H_3BO_3 . Средние значения составляют 1188 мг/л. Снижение уровня концентраций бора в предельно насыщенных рассолах ($M > 500$ г/л), по всей вероятности, можно объяснить частичным образованием кальциевых боратов.

Рассмотренные выше особенности распространения борных подземных рассолов по площади и в разрезе важнейших структур Сибирской платформы позволяют выявить некоторые общие геолого-исторические, геохимические и гидрогеологические закономерности их пространственного распределения и связанные с ними генетические вопросы. Для формирования высокобороносных вод важное значение имеет их ионный состав.

Основные типы бороносных минеральных вод Сибирской платформы

Таблица 1

Основной ионный состав	Минерализация, г/л	Содержание, мг/л		Биологически активные компоненты	pH	T, °C	Характерные месторождения
		HBO ₂	H ₃ BO ₃				
Хлоридные натриевые, гидрокарбонатно-хлоридные натриевые	5—35	50—100	70—140	H ₂ S	6,6—7,4	23,8	Нукуты, Трехозерное
Хлоридные натриевые, хлоридные натриево-кальциевые	5—35	100—500	140—700		8,0	—	Источник у дер. Устье, Русско-Реченская, Таучская
	35—150	50—100	70—140	H ₂ S	5,8—7,1	8—12	Мархинское, Усть-Кут и др.
Хлоридные кальциевые, натриево-кальциевые (кальциево-натриевые), кальциево-магнелиевые и магниевые кальциевые	150—320	100—500	140—700		7,5	3,5	Нижнелетинское
		500	700		7,0	—	»
	100—500	140—700	Sr, Rb, Fe	6,0—8,0	—	Голоярское, Тулунское, Ермаковское	
	500—1000	700—1400	H ₂ S, Br	5,0—7,0	16,5	Нижнетайгинское, Ср. Ботуобинское и др.	
	>1000	>1400	—			Нижне-Тунгусское, Спигово-Подкаменное, Олекминское	
	320—500	100—500	140—700	Fe, Sr, Br	3,0—7,0	6,7	Атовское, Леоновское, Тулунское и др.
	500—1000	700—1400	700—1400	Fe, Sr, Br	3,5—8,0	10,2	Мархинское, Илимское, Зиминское и др.
	1000—5000	1400—7000	—	4,5—7,0	44	Нижне-Тунгусское, Вивинское, Олекминское, Шелонинское и др.	
>500	100—500	140—700	H ₂ S, Br	4,5—5,1	—	Омолойское, Тыретское	

Общей особенностью рассолов Сибирской платформы является преобладание в анионном составе хлора, средние содержания которого изменяются от 2 до 322 г/л (табл. 2). Независимо от структурной приуроченности парагенезис бора с хлором имеет региональный характер. Несмотря на весьма широкий диапазон колебаний величин концентраций хлора, даже в пределах одного и того же стратиграфического комплекса содержание бора в рассолах изменяется пропорционально изменению

Таблица 2

Распределение бора и хлора в метановых и азотно-метановых рассолах Сибирской платформы

Артезианский бассейн	Количество анализов	Содержание, мг/л		B/Cl
		B	Cl	
Ангара-Ленский	34	12,5—725(124,89)	2066—322000 (187500)	0,00007—0,011 (0,0006)
Тунгусский	22	13—700(247,68)	7986—239000 (150160)	0,0003—0,003 (0,0016)
Якутский	17	17—890(281,46)	14378—303000 (159200)	0,00018—0,004 (0,0017)

Примечание. В скобках даны средние значения.

хлора. В целом высокая положительная корреляция бора с хлором определяет пространственную приуроченность борсодержащих вод к областям развития метановых вод. Однако эта закономерность в общей схеме гидрохимической зональности метановых хлоридных вод подчиняется литолого-геохимическим особенностям вмещающих пород. Региональные закономерности распределения хлора в водах определяются гидродинамическими особенностями водоносных комплексов: положением областей инфильтрационного стока, характером перекрывающих водоупоров и фильтрационными параметрами вмещающих коллекторов. Важная роль принадлежит также структуре тектонически нарушенных зон по отношению к галогенным формациям. Вблизи областей питания в краевых зонах артезианских бассейнов концентрации хлора не превышают 15—20 г/л, т. е. соответствуют его содержанию в морских бассейнах нормальной солености. Влияние эвапоритов здесь весьма незначительно, так как вмещающие породы в ходе эволюции оказались интенсивно промытыми.

Во внутренних частях бассейна исключительно длительная в геолого-историческом плане стадия континентального развития привела к тому, что в верхней части разреза гипсоносно-соленосные и собственно галогенные породы оказались интенсивно промытыми — легкорастворимые компоненты перешли в водную фазу. Превалирующим процессом формирования солености рассолов с минерализацией до 70—100 г/л является выщелачивание ($Cl/Bg > 300$). Рассолы выщелачивания характеризуются хлоридным натриевым составом и сравнительно низким уровнем борносности: средние содержания H_3BO_3 не превышают 160 мг/л.

Рассолы второго типа, широко развитые в основных бассейнах, относятся к седиментогенным, образовавшимся в процессе формирования эвапоритовых толщ и отжатым в процессе диагенетических преобразований в проницаемые коллекторы ($Cl/Bg \leq 300$). Указанные типы рассолов относятся к крепким ($M > 150$ г/л) и ультракрепким (M до 650 г/л). С ростом минерализации прослеживается четкое изменение катионного состава в ряду $Cl - Na \rightarrow Cl - Na - Ca \rightarrow Cl - Mg - Ca \rightarrow Cl - Ca$ (рис. 1). В этом же направлении отмечается общее увеличение абсолютных значений концентраций бора: средние содержания H_3BO_3 колеблются от 200 до 450 мг/л.

Достаточно четко генетические особенности подземных рассолов прослеживаются при сопоставлении их состава с экспериментальными кривыми сгущения морской воды [Валяшко и др., 1966] (рис. 2). Минимальные значения Bg/Cl фиксируются для рассолов выщелачивания собственно галитовых (0,2—0,3) и сильвинитовых (0,4—1,0) формаций при сравнительно широком диапазоне концентраций Cl (35—250 г/л). При концентрировании в процессе седиментации наблюдается пропорциональное увеличение относительного содержания брома (рис. 2, поле III, V). Максимальный уровень Bg/Cl характерен для ультракрепких маточных рассолов.

При сравнении процессов преобразования водной фазы солеродных бассейнов с их борносностью выделяются отдельные стадии, для которых характерно осаждение определенных групп боратовых минералов в зависимости от катионного состава рассолов. По данным многочисленных исследований [Валяшко и др., 1965; Смирнов, 1971; Страхов, 1962], в водных растворах концентрирование бора и образование твердой фазы боратов наблюдаются практически на всех этапах седиментации. Основная масса боратов осаждается в бишофитовую $MgCl_2 \cdot 6H_2O$ стадию в виде борацита и калиборита ($B - 17,8\%$).

В условиях неглубоких полужизлированных бассейнов с повышенной соленостью (озера, лагуны) образуются натриевые и натриево-кальциевые бораты (улексит, бура, кернит, сассолин и др.), что является причиной возможного перехода бора в жидкую фазу при изменении термодинамической обстановки при диагенетических процессах. Не исклю-

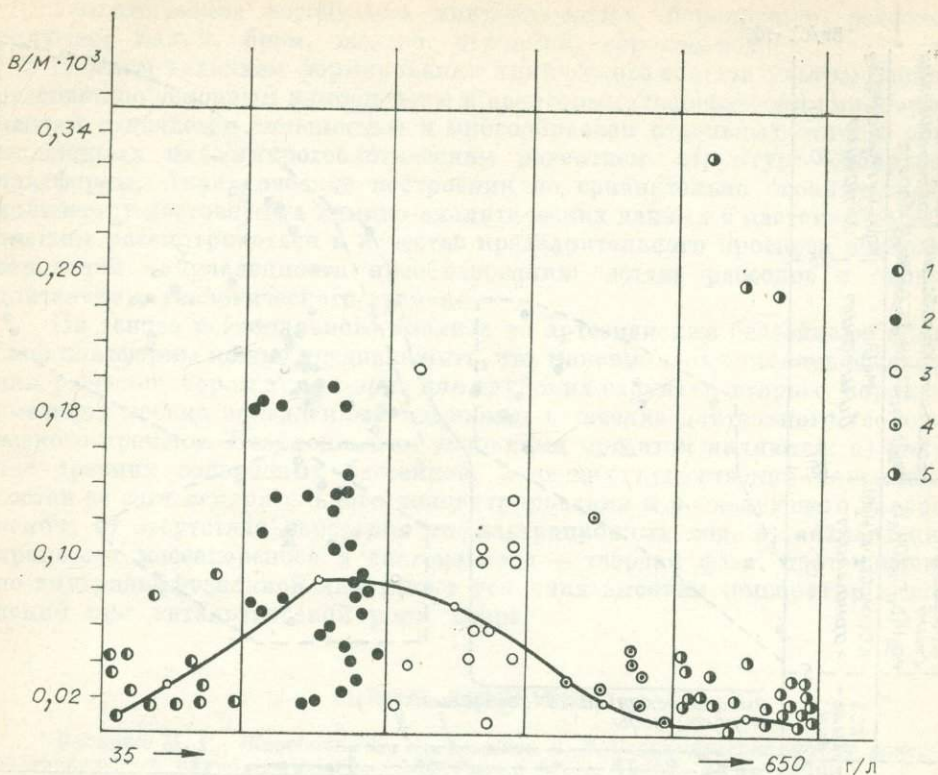


Рис. 1. Зависимость относительных концентраций бора от общей минерализации и химического состава рассолов артезианских бассейнов Сибирской платформы.

1 — Cl-Na, 2 — Cl-Na-Ca, 3 — Cl-Ca-Na, 4 — Cl-Mg-Ca, 5 — Cl-Ca.

чена также реакция изоморфного замещения бора в карбонатных и сульфатных породах.

Сравнение обобщенных данных по распределению бора в основных типах рассолов (см. рис. 1, табл. 3) Сибирской платформы показало, что максимальные абсолютные содержания HBO_2 порядка 1000 мг/л характерны для хлоридных кальциевых, кальциево-магниевых ультракрепких рассолов наиболее погруженных элементов структур. Одновременно с

Таблица 3

Содержание бора (мг/л) в основных гидрохимических типах рассолов Сибирской платформы

Химический состав рассолов	Артезианский бассейн		
	Ангаро-Ленский	Тунгусский	Якутский
Cl-Na	$\frac{56-526}{274,3}$ (9)	$\frac{180-200}{190}$ (2)	$\frac{70-162}{116}$ (2)
Cl-Na-Ca	$\frac{50-448}{198}$ (4)	$\frac{230-900}{538}$ (5)	$\frac{94-800}{348}$ (3)
Cl-Ca-Na	$\frac{200-717}{363,2}$ (6)	$\frac{220-5000}{1429}$ (27)	$\frac{1000-1500}{1200,0}$ (4)
Cl-Ca	$\frac{50-1272}{422,4}$ (20)	—	$\frac{270-3619}{2623,5}$ (4)
Cl-Ca-Mg	$\frac{204-2320}{921}$ (6)	$\frac{380-1750}{1065}$ (2)	$\frac{320-900}{694,6}$ (3)
Cl-Mg-Ca			

Примечание. В числителе — пределы содержаний HBO_2 , в знаменателе — среднее значение. В скобках — количество анализов.

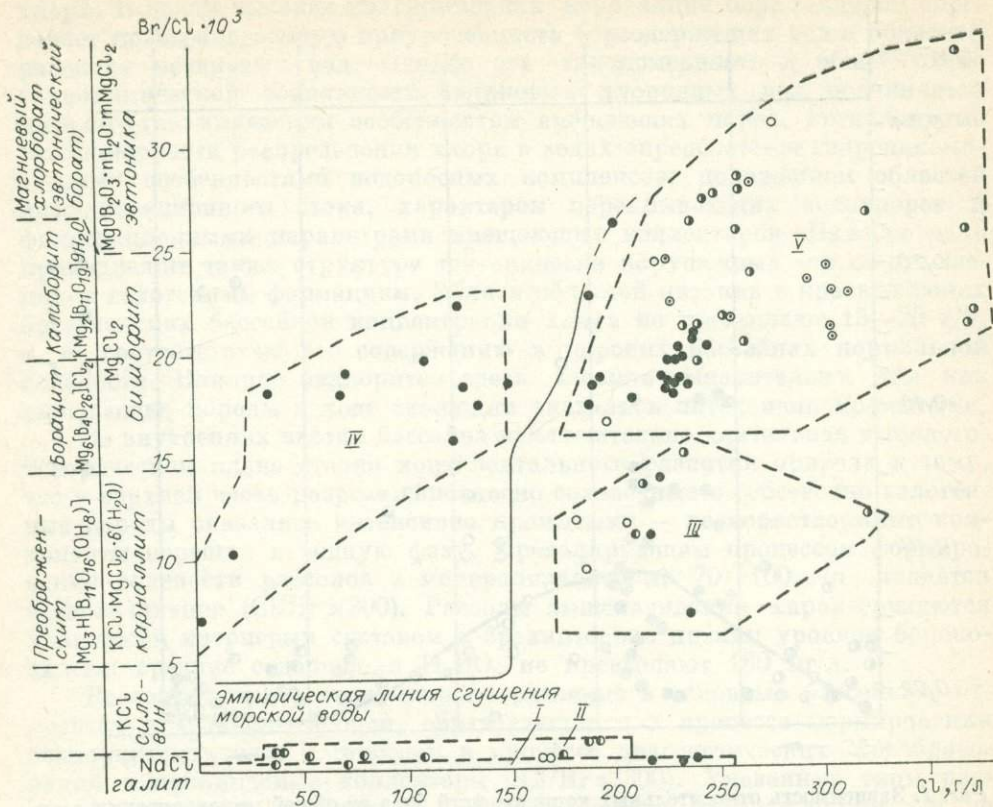


Рис. 2. Генетические типы боросодержащих рассолов Сибирской платформы.

Генетические типы рассолов: рассолы выпечлачивания (I — галита, II — сильвинита, III — карналита) и седиментационные (IV — разбавленные, V — маточные). Ост. усл. обозн. см. на рис. 1.

этим отмечается четкая взаимосвязь процессов преобразования катионного состава подземных вод со степенью обогащения их бором: относительные концентрации последнего (вес. %) достигают максимума в хлоридных кальциево-натриевых (натриево-кальциевых) рассолах — до 0,1%. Крайние члены ряда $Cl-Na \rightarrow Cl-Na-Ca \rightarrow Cl-Ca-Na \rightarrow Cl-Mg-Ca \rightarrow Cl-Ca$ характеризуются уровнем содержания бора на порядок меньше — 0,01% при общем увеличении минерализации от 35 до 650 г/л (см. рис. 1). В региональном плане аналогичная закономерность отмечается и внутри отдельных структурных зон; при этом в Тунгусском бассейне рассолы $Cl-Na-Ca$ ($Ca-Na$) состава характеризуются максимальной бороносностью (табл. 4).

Таблица 4

Средние содержания бора в основных типах рассолов артезианских бассейнов Сибирской платформы (% к минерализации)

Химический состав рассолов	Бассейн	
	Ангаро-Ленский	Тунгусский
Cl-Na	0,023	0,030
Cl-Na-Ca	0,087	0,141
Cl-Ca-Na	0,041	0,126
Cl-Ca-Mg	0,039	0,052
Cl-Mg-Ca	—	—
Cl-Ca	0,017	0,022

Геохимическая ассоциация микроэлементов бороносных рассолов включает калий, бром, железо, стронций, сероводород.

В целом механизм формирования химического состава ультракрепких рассолов по основным компонентам и некоторым специфическим микроэлементам отличается сложностью и многообразием отдельных этапов, обусловленных палеогидрогеологическим развитием структур Сибирской платформы. Аналитические построения по сравнительно ограниченному количеству достоверных химико-аналитических данных в настоящее время должны рассматриваться в качестве предварительного прогноза наиболее вероятной направленности преобразования состава рассолов в период длительной геологической времени.

На основе регионального анализа по артезианским бассейнам Сибирской платформы можно предположить, что максимальная степень обогащения рассолов бором характерна для глубоких структур второго порядка, имеющих весьма замедленный водообмен в течение длительного геологического времени. Необходимыми условиями при этом являются: а) наличие древних солеродных бассейнов, имеющих существенно хлоридный состав за счет испарительного концентрирования и последующего захоронения; б) отсутствие перетоков инфильтрационных вод; в) активизация процессов массопереноса в системе вода — твердая фаза, протекающих по внутридиффузионной кинетике в условиях высоких температур и давлений при каталитической роли хлора.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Валяшко М. Г., Жеребцова И. К., Садыков Л. З. Геохимические методы поисков месторождений калийных солей. — М.: Изд-во МГУ, 1966. — 73 с.
- Валяшко М. Г., Поливанова А. И., Жеребцова И. К. Геохимия и генезис рассолов Иркутского амфитеатра. — М.: Наука, 1965. — 160 с.
- Пиннекер Е. В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. — М.: Наука, 1966. — 332 с.
- Поделько Е. А., Лычалова В. Н. Бор — показатель палеофациальных условий образования терригенных пород в зонах залегания борсодержащих рассолов // Малые и рассеянные элементы в осадочных породах и нефтях. — М.: Наука, 1970. — С. 22—47.
- Смирнов С. И. Происхождение солености подземных вод седиментационных бассейнов. — М.: Недра, 1971. — 216 с.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. — Т. 3. — 550 с.

В. Я. БЫЧКОВ, Н. А. ЕРМАШОВА, Н. М. ШВАРЦЕВА

ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ

Интенсивное промышленное и сельскохозяйственное развитие и освоение природных ресурсов Западно-Сибирского региона оказывают огромное воздействие на природную среду и, в частности, на водный режим и ресурсы подземных вод. Поэтому актуальными становятся вопросы функционирования природной системы в новых условиях и изучение возможности прогнозирования и управления ее развитием на отдаленную перспективу.

На первых этапах гидрогеохимических исследований важнейшей задачей является изучение особенностей взаимосвязи всего комплекса факторов, контролирующих процессы и механизмы формирования химического состава подземных вод верхней гидродинамической зоны в настоящее время и разработка критериев, обеспечивающих надежность

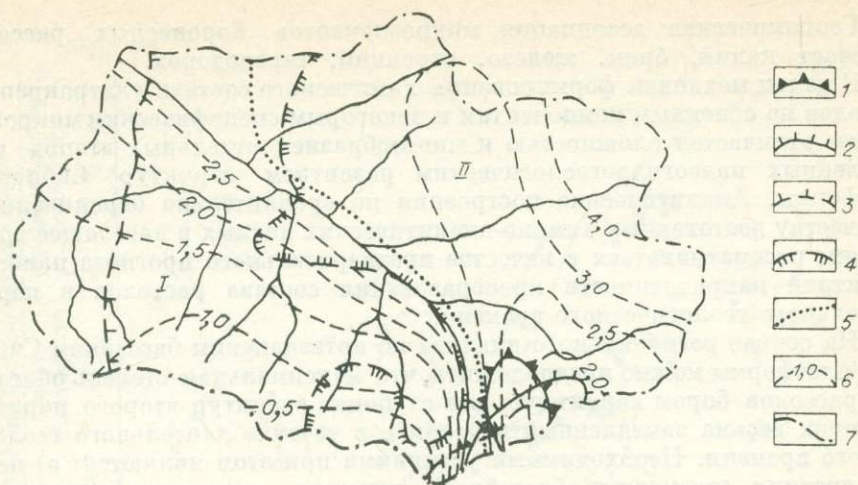


Рис. 1. Распространение водоносных комплексов.

1—3 — отложения: 1 — неоген-четвертичного возраста, 2 — палеогена, 3 — верхнего мела; 4 — контур распространения пресных вод в отложениях верхнего мела; 5 — граница гидрогеологических районов второго порядка (I — Обь-Иртышский, II — Чulyмо-Колпашевский); 6 — изолинии модуля подземного стока, л/(с·км²); 7 — границы Томской области.

прогнозных оценок возможных изменений режима и качества вод под влиянием антропогенного воздействия. Разрез зоны активного водообмена района представлен комплексом континентальных песчано-глинистых отложений олигоцен-четвертичного и песков мел-палеогенового возраста (рис. 1). Отсутствие региональных водоупоров определяет тесную гидравлическую связь подземных вод по всему разрезу этой зоны. Наиболее обводнены отложения верхнего мела в восточной части региона и олигоцена — в западной. Интенсивность водообмена имеет выдержанную субширотную зональность, величина модуля подземного стока изменяется от 0,5 на юге до 3,5—4,0 л/(с·км²) на северо-востоке.

Водоносный комплекс неоген-четвертичных отложений имеет региональное распространение. Подземные воды, залегающие в песках и галечниках, чаще всего безнапорные. Их уровни отмечаются на глубине от 0 до 30 м. Среди повсеместно развитых гидрокарбонатных кальциевых и кальциево-натриевых вод (табл. 1) встречаются аномалии, приуроченные к речным долинам и связанные в основном с сельскохозяйственным загрязнением. Для этих аномалий характерны повышенные содержания всех основных компонентов и хлоридный либо натриевый состав вод. Для южных районов территории иногда отмечается инверсия вертикальной гидрогеохимической зональности [Ермашова, 1978].

Водоносный комплекс отложений палеогена также имеет региональное распространение и залегает на глубине от 10 до 100 м. Мощность его достигает 200 м. Обводненность этого комплекса наибольшая на всей рассматриваемой территории и здесь сосредоточены основные ресурсы пресных подземных вод региона. Состав вод гидрокарбонатный кальциевый и кальциево-магниевый с возрастанием доли натрия по глубине к основанию комплекса. Минерализация вод не превышает 1 г/л, причем закономерно увеличивается с севера на юг, по мере снижения интенсивности водообмена. К специфическим чертам подземных вод палеогена относятся: повышенные концентрации железа (до 22 мг/л), марганца (до 1,5 мг/л), снижение содержаний фтора и некоторых других микрокомпонентов [Шварцева и др., 1979].

Водоносный комплекс отложений верхнего мела содержит пресные воды лишь в восточной и южной частях региона. Минерализация их составляет 0,2—0,7 г/л, в западном направлении повышается до 12,5 г/л. В составе вод на востоке преобладают гидрокарбонат-ион и натрий

Химический состав природных вод Томского Приобья

Компоненты	Единица измерения	Стадии (этапы) формирования состава вод				
		атмогенная		биогенная	литогенная	
		Атмосферные осадки	Воды болот лесной зоны	Воды Q-отложений	Воды мел-палеогена	
					Левобережье	Правобережье
pH	—	5,86	4,90	6,92	7,03	7,00
HCO ₃ ⁻	мг/л	11,31	18,25	186,00	275,00	176,00
Cl ⁻	»	4,39	8,34	36,40	20,90	48,40
SO ₄ ²⁻	»	1,26	0,58	1,55	1,72	1,14
Na ⁺ + K ⁺	»	3,90	6,29	31,40	20,13	22,37
Ca ²⁺	»	1,70	5,51	60,80	58,80	44,47
Mg ²⁺	»	0,46	2,46	21,30	26,60	15,63
NH ₄ ⁺	»	0,67	2,50	1,63	1,70	1,03
Fe ²⁺	»	0,11	—	—	—	—
Fe ³⁺	»	0,04	1,24	2,36	3,42	3,24
Общая минерализация	»	24,04	43,92	337,50	406,40	288,30
CO ₂ св	»	2,44	34,90	19,25	18,90	21,30
C _{орг}	»	1,89	68,90	17,10	11,16	4,27
SiO ₂	»	0,16	7,19	15,80	22,60	23,30
Pb	мкг/л	3,01	1,16	2,80	1,92	1,53
Cu	»	0,89	0,70	1,91	4,34	1,64
Zn	»	7,22	7,34	25,55	17,80	18,80
Ti	»	4,37	3,49	19,10	7,11	4,90
Mn	»	12,79	68,55	287,00	163,60	123,10
Ni	»	0,83	0,60	1,09	1,43	1,60
Ba	»	3,07	11,70	117,30	41,20	42,70
Sr	»	2,16	6,74	45,90	26,90	24,30
Общая жесткость	мгэ/л	0,10	0,35	1,94	5,25	3,16
Число анализов		66	53	234	113	30

(70—80 %), а на западе — хлор и натрий. В целом в регионе выдерживается широтная и вертикальная зональность. На ее формирование существенное влияние оказывают литолого-структурные условия бассейнов стока и интенсивность водообмена. Наиболее приподнятые и расчлененные структуры восточной части, в разрезе которых доминируют пески, интенсивно промыты, в результате чего воды имеют низкую минерализацию (0,05—0,2 г/л). Окислительная обстановка их прослеживается на значительную глубину. С уменьшением интенсивности водообмена минерализация вод возрастает, геохимическая обстановка приобретает глеевый тип.

Морфоструктурно-гидрогеологический анализ территории выявил сложные условия водообмена в зоне дренирующего влияния эрозионной сети (рис. 2), отражающие характер взаимосвязи различных уровней стока как оценку тенденции направлений стока и вертикальных перепадов [Бычков, 1983]. Эти связи приобретают особый смысл и важное значение при региональном прогнозе возможных масштабов антропогенного воздействия на подземные воды. Следует подчеркнуть, что до 75 % ресурсов подземных вод формируется в верхней гидродинамической зоне,

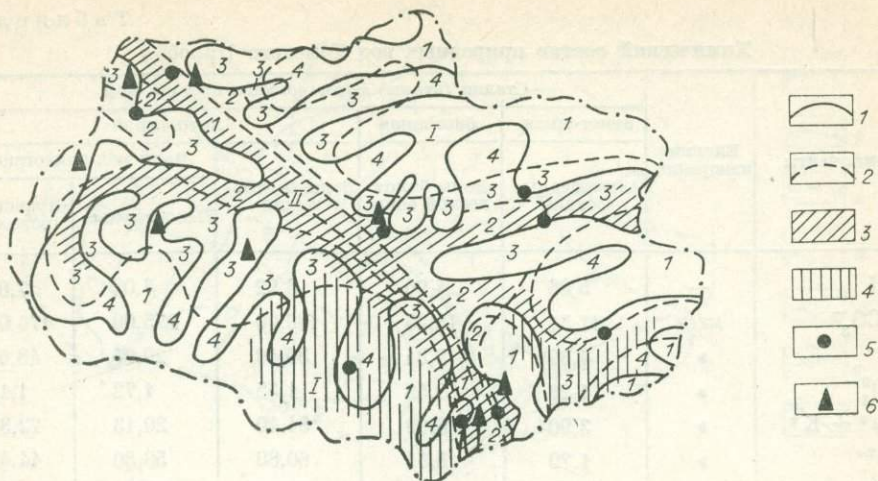


Рис. 2. Схема гидрогеологического районирования по условиям водообмена с элементами антропогенного воздействия.

1 — области питания (I) и разгрузки (II) подземных вод; 2 — границы районов по характеру гидродинамической зональности разреза; 3-6 — типы антропогенного воздействия: 3 — сельскохозяйственное и мелиоративное строительство, 4 — сельскохозяйственное загрязнение при использовании органоминеральных удобрений и ядохимикатов, 5 — искусственное изменение ландшафтов, 6 — техногенное загрязнение.

а высокая интенсивность водообмена является доминирующим фактором формирования состава вод. Вынос химических элементов с подземным стоком в большей степени контролируется не величиной минерализации, а интенсивностью водообмена.

Анализ составляющих подземного химического выноса с данной территории (табл. 2) показывает, что источники химических элементов имеют различную природу и связаны с атмосферой, биосферой и литосферой [Бычков, 1983]. Причем соотношение составляющих выноса для данного региона соответственно равно 25—28, 48—57, 14—25 % (табл. 3). В самом процессе формирования химического состава подземных вод выделяется несколько стадий: атмосферная, биогенная и литогенная, характер и направленность процессов которых контролируется комплексом зональных и региональных факторов, имеющих строгую соподчиненность [Шварцев, 1978].

На разных стадиях метаморфизации природные воды характеризуются специфическими геохимическими особенностями [Бычков, 1983]. Атмосферные осадки относятся к водам кислого класса, минерализация их 5—30 мг/л. Они весьма агрессивны по отношению к горным породам и насыщены только относительно элементов-гидролизатов. Состав вод биогенной стадии метаморфизации в целом определяется ландшафтной структурой района, т. е. биологической продуктивностью ландшафтов и направленностью преобразования органического вещества. На данной стадии в условиях глеевой обстановки формируются сильнокислые и кислые воды с минерализацией до 200 мг/л, с высоким содержанием органического вещества (до 50 мг/л) и ряда других элементов. Воды являются насыщенными по отношению к глинам, но продолжают оставаться агрессивными к первичным горным породам, в том числе к алюмосиликатам.

Литогенная метаморфизация состава подземных вод определяется интенсивностью водообмена и контролируется типом геохимической обстановки и направленностью выветривания горных пород. Термодинамические расчеты показывают, что макрокомпоненты мигрируют преимущественно в ионной форме (70—99 %). Для железа основной формой миграции является гидратная. Геохимическая обстановка благоприятствует концентрированию его в растворе. Установлено повсеместное

Составляющие подземного химического выноса для различных районов Томской области

Генетические составляющие	Обь-Енисейское междуречье			Обь-Иртышское междуречье			В среднем по всему району		
	г/(с·км ²)	т/(г·км ²)	%	г/(с·км ²)	т/(г·км ²)	%	г/(с·км ²)	т/(г·км ²)	%
Суммарный вынос	1,337	42,12	100	0,865	27,25	100	1,095	34,87	100
Минеральные вещества	0,420	13,23	31,41	0,220	6,93	25,43	0,332	10,14	29,09
привнесенные из атмосферы	0,028	0,882	2,09	0,025	0,79	2,89	0,030	0,94	2,71
литогенного генезиса	0,392	12,35	29,32	0,195	6,14	22,54	0,292	9,20	26,38
Органические вещества	0,917	28,89	68,58	0,645	20,32	74,57	0,785	24,73	70,91
привнесенные из атмосферы	0,225	7,09	16,90	0,070	2,20	8,09	0,125	3,94	11,29
биогенного генезиса	0,692	21,80	51,69	0,575	18,12	66,48	0,660	20,79	59,62
Атмосферная составляющая	0,253	7,97	18,92	0,095	2,99	10,98	0,155	4,88	14,00
Биогенно-водородная составляющая в пересчете на органическое вещество	0,692	21,80	51,76	0,575	18,12	66,48	0,660	20,79	59,62
в форме НСО ₃	0,570	13,55	32,19	0,416	11,70	42,96	0,417	13,14	37,67
Н ₂ СО ₃	0,166	3,95	9,36	0,137	3,85	14,12	0,128	4,03	11,54
С	0,181	4,30	10,21	0,092	2,57	9,40	0,115	3,62	10,41
Биогенная составляющая в пересчете на органический углерод)	0,126	3,96	9,44	0,105	3,29	12,09	0,120	3,78	10,84
Гидрогенная »	0,566	17,84	42,35	0,470	14,83	54,39	0,540	17,01	48,78
Литогенная »	0,392	12,35	29,32	0,195	6,14	22,54	0,292	9,20	26,38

пересыщение подземных вод гидроокисными формами железа, что говорит о возможности миграции его в органоминеральных комплексах. Изменение естественных условий немедленно сказывается на поведении железа, что должно послужить одной из основ разработки методики прогнозирования изменения в составе вод.

С ростом глубины циркуляции увеличивается время контакта вод с горными породами, возрастает роль карбонатного равновесия. Расчеты показывают, что при минерализации вод порядка 0,6 г/л накопление кальция в растворе сдерживается выпадением карбонатов и в катионном составе начинает доминировать натрий. В нижних горизонтах зоны

Таблица 3

Подземный химический вынос с территории Томского Приобья

Ландшафтная зона	Составляющие, г/с·км ² /%			Суммарный вынос, г/с·км ² /%	г _п л/(с·км ²)	М, г/л
	атмогенная	биогенная	литогенная			
Северная тайга	0,121	0,387	0,174	0,682	1,0—3,0	0,21
	17,7	56,7	25,6	21,5		
Южная тайга	0,312	0,604	0,331	1,247	1,5—3,5	0,46
	25,0	48,4	26,6	39,3		
Лесостепь	0,210	0,408	0,341	0,939	1,0—2,0	0,60
	22,0	42,5	35,5	21,2		

активного водообмена в центральных частях района воды, как правило, достигают карбонатного равновесия или близки к этому.

В районах с высокой интенсивностью водообмена и значительным притоком продуктов угольной и органической кислот распространены более кислые воды. В целом рН подземных вод зоны активного водообмена находится в интервале 6,5—8,2.

Если учесть, что различные генетические составляющие солености вод формируются в различных по мощности зонах (биогенная — первые метры, литогенная — десятки и сотни метров), то окажется, что интенсивность выноса элементов в самых верхних частях разреза на 1—2 порядка больше, чем в нижних [Бычков, 1983]. Этот факт свидетельствует о необходимости исследования геохимии ландшафта как зоны наиболее динамичной и определяющей направленность дальнейшего формирования состава подземных вод.

В последние десятилетия природа района испытывает всевозрастающее влияние территориально-промышленного комплекса (рис. 2). Можно выделять уже целые районы с различным характером антропогенного воздействия на подземные воды [Шварцева и др., 1982а, б]. При этом на отдельных площадях наблюдается нарушение естественного геохимического равновесия, изменение состава подземных вод, появление в них компонентов загрязнения, изменение направленности гидрогеохимических процессов.

Так, значительные сбросы хозяйственно-бытовых отходов являются причиной появления в подземных водах нитрата, нитрита, хлора, сульфата, превышающих допустимые нормы; возрастает жесткость, появляется ряд новых микрокомпонентов, таких, как мышьяк, фосфор и др. Техногенное воздействие проявляется на отдельных участках в изменении органической, макро- и микрокомпонентной составляющих вод в короткий промежуток времени за счет наличия гидравлической связи по всей глубине разреза. Наибольшее антропогенное воздействие испытывают при этом воды на атмосферной и биогенной стадиях формирования: резко повышаются содержания азота, некоторых углеводов и микроэлементов.

Из сказанного следует, что для прогнозирования возможных негативных последствий антропогенного влияния на состав подземных вод необходимо достоверно определить тип антропогенного воздействия, механизмы влияния его на природные процессы и факторы, контролируемые состав и режим вод на различных стадиях их формирования. Знание особенностей процессов, факторов и механизмов формирования вод в естественных условиях и правильная оценка характера антропогенного воздействия дадут возможность прогнозировать масштабы изменений природной среды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бычков В. Я. К вопросу прогнозирования изменений химического состава подземных вод при перераспределении водных ресурсов // Геология и минеральные сырьевые ресурсы Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления. — Тюмень, изд. ЗапСибНИГНИ, 1983. — С. 193—195.

Ермашова Н. А. Гидрогеохимические особенности и условия формирования пресных подземных вод Обь-Чулымского междуречья // Вопросы географии Сибири. — Томск: ТГУ, 1978. — № 12. — С. 95—109.

Шварцев С. Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. — М.: Недра, 1978. — 287 с.

Шварцева Н. М., Ермашова Н. А., Бычков В. Я. Геохимические особенности подземных вод юго-восточной части Западно-Сибирской низменности в связи с проблемой их освоения и охраны // 2-й Междунар. симпозиум по геохимии природных вод. — М.: МГУ, 1982а. — С. 271.

Шварцева Н. М., Ермашова Н. А., Бычков В. Я. Техногенное влияние на подземные воды юга Западно-Сибирской низменности в связи с ее освоением // X Всесоюзное совещание по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. — Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1982б. — С. 91.

Шварцева Н. М., Ермашова Н. А., Шварцев С. Л., Удодов П. А. Особенности распределения и формирования железистых вод юго-востока Западно-Сибирского артезианского бассейна в связи с поисками источников водоснабжения // Проблемы региональной гидрогеохимии. — Л., изд. геогр. о-ва СССР, 1979. — С. 118—119.

Н. А. ЕРМАШОВА, Н. Н. ВИННИЧЕНКО

ТЕРМОМИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ, СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Нефтегазопоисковыми и промысловыми работами на территории Томской области установлено широкое развитие термальных вод, являющихся одновременно и минеральными, а зачастую — промышленно ценными. Глубина вскрытия и изучения разреза достигает 4000 м, но пространственная изученность глубинных вод крайне неравномерна. Наиболее изучены северные и западные районы; менее — восточные и южные. В разрезе наиболее изучены перспективные на нефть и газ образования нижнего мела и верхнеюрские, менее — апта-альба-сеномана, нижнеюрские и доюрские. Температурные условия оценены по результатам определения геотермического градиента (ОГГ) и точечным замерам температуры. В качестве наиболее достоверных признаны результаты по ОГГ.

Анализ накопленных материалов позволил установить региональные гидрогеологические закономерности глубинной части разреза, проследить пространственные изменения температуры, химического и газового состава вод. На территории Томской области термальные воды распространены практически повсеместно и приурочены к образованиям мезозоя и палеозоя, а их температура и ресурсы изменяются в весьма широких пределах.

В разрезе выделяется несколько водоносных комплексов, содержащих термальные воды. Наиболее высокое положение занимает комплекс образований апта-альба-сеномана — покурская свита и ее континентальные аналоги, распространенные практически по всей территории области. Их подошва погружается от палеозойского обрамления бассейна в северном и западном направлениях до глубин 1500—1750 м. Наиболее обводненные зоны приурочены к положительным структурам, менее проницаемые — к отрицательным. Температура воды по кровле комплекса обычно менее 20 °С, но в подошвенной части западных районов (Нюрольская впадина) достигает 66 °С. Средняя часть характеризуется плавным возрастанием температур с юго-востока на северо-запад от 20 до 40 °С. Геотермический градиент увеличивается в этом же направлении от 3,6 до 4,12 °С на 100 м. Следовательно, возрастание температур и градиента соответствует закономерностям погружения комплекса и нарастания его мощности.

Химический состав подчиняется нормальной зональности, выражающейся в увеличении минерализации в северо-западном направлении от 0,7—1,0 до 21 г/л и смене гидрокарбонатных натриевых вод хлоридными. На отдельных площадях в них присутствует иод, бром и бор в количествах, позволяющих отнести эти воды к минеральным. Газонасыщенность невелика — газовый фактор не выше 0,5. Состав газов метановый, а при минерализации менее 10 г/л — азотно-метановый (азота менее метана). В северных районах на отдельных площадях встречаются аномально высокие содержания двуокси углерода (до 44—97 об. %), связанные, очевидно, с подтоком глубинных газов по тектоническим нарушениям. Потенциальные эксплуатационные ресурсы термальных вод покурской свиты, составляющие более 1,5 млн м³/сут, обеспечивают весьма

широкие возможности их использования. Несмотря на сравнительно невысокую температуру вод, в районах г. Колпашево, пос. Каргасок, Белый Яр, Парабель, Новый и Средний Васюган (долины Оби, Кети, Васюгана) перспективны фонтанная и насосная добычи для теплотехнических, рыбохозяйственных и бальнеологических целей. Пока же использование этих вод ограничивается технологическими целями в нефтедобывающей промышленности — для закачки в пласт с целью поддержания пластового давления (ППД). При этом производительность скважин на самоизливе достигает 2,2 тыс. м³/сут.

Водоносный комплекс, приуроченный к образованиям нижнего мела (киялинская и вартовская свиты), распространен повсеместно, глубина залегания подошвы достигает 2400 м при общей мощности от 200—500 м на положительных структурах до 740 м в Тегульдетской впадине. Температура вод здесь значительно выше, чем в перекрывающем комплексе. По кровле она изменяется от 21 °С в Тегульдетской впадине до 68 °С в районе меридиональной излучины р. Васюган, т. е. направление нарастания температур сохраняется. Увеличиваются контрастность и интенсивность теплового потока. Повышенные температуры приурочены к более погруженным участкам, геотермический градиент достигает 3,76—3,97°/100 м.

Минерализация изменяется от 0,3 г/л на юго-востоке территории (Тегульдетская скважина) до 25 г/л на Советской площади (северная часть области). В восточных районах преобладают воды с минерализацией до 3 г/л, хлоридно-гидрокарбонатные либо хлоридные натриево-кальциевые (на первом месте — преобладающий компонент), в западных с минерализацией от 10 до 20—25 г/л — хлоридные, натриевые. Газовый фактор возрастает до 1,5, состав газов изменяется по мере нарастания температур и минерализации от азотного через азотно-метановый до метанового.

По содержанию иода (до 15 мг/м), брома (до 127 мг/л) и бора по метаборной кислоте (до 113 мг/л) эти воды практически повсеместно являются минеральными. На некоторых площадях они относятся к промышленным.

Повышение температуры воды при тех же водных ресурсах, что и в вышележащем комплексе, увеличивает тепловую энергию вдвое. Самоизлив возможен по всей долине Оби и ее притокам. Наилучшие условия для фонтанной добычи в районе пос. Белый Яр на р. Кеть, где производительность водозаборов может составить 20 тыс. м³/сут, в нижнем течении р. Чулым и в долине Оби в этом же районе. Высокие дебиты скважин могут быть получены в пределах Александровского мегавала, Каймысовского свода, в Тегульдетской впадине и в районе пос. Бакчар. К зонам первоочередного промышленного освоения относятся районные центры, расположенные в долинах рек Обь, Кеть, Чая (г. Колпашево, пос. Белый Яр, Подгорное, Молчаново, Кривошеино). Производительность скважин на самоизливе здесь достигает 4 тыс. м³/сут при минерализации 1—5 г/л и температуре 40—50 °С.

Наибольший интерес в разрезе нижнего мела представляет подошвенная часть — тарская свита, занимающая 75 % территории и залегающая на глубинах (по кровле) 2100—2400 м. Мощность в целом небольшая (не более 130 м), а проницаемой части — еще меньше. Температура довольно устойчивая (от 60 до 86 °С), причем максимальные температуры зафиксированы в отрицательных структурах. Состав вод и минерализация сохраняют закономерности, свойственные лежащим выше водам, но с небольшим нарастанием солености — от 2—3 г/л на юго-востоке до 28 г/л на северо-западе по сравнению 25 г/л в перекрывающем комплексе. Газонасыщенность возрастает вдвое, состав газов почти повсеместно метановый и лишь на отдельных участках юго-востока — метаново-азотный. На Парабельской и Колпашевской площадях отмечается сероводород (2—7 мг/л). Бром и иод характерны для центральных и западных райо-

нов, бор распространен повсеместно. Встречаются участки с промышленными концентрациями иода и бора. Минеральными эти воды являются по бром, иоду, кремнекислоте (до 80 мг/л), железу, литию. Производительность отдельных скважин может достигать 2500 м³/сут, что также ставит эти воды в ряд наиболее перспективных. Территориально это все левобережье Оби и часть правобережья к северо-западу от линии Бакчар — Белый Яр. Юго-восточнее этой линии использование теплоэнергетического потенциала экономически нецелесообразно, но воды остаются минеральными лечебными.

При фонтанной эксплуатации потенциальные запасы по воде и теплу невелики, а при насосной составляют около 0,5 млн м³/сут или более 400 млн Гкал/год. Наиболее целесообразна эксплуатация в долине Оби севернее г. Колпашево.

Приведенные данные показывают, что для образований мела характерна четкая вертикальная и плановая температурная зональность, совпадающая с химической и газовой зональностями. Тепловой и бальнеологический потенциалы обеспечивают эффективную эксплуатацию практически в любом населенном пункте в пределах артезианского бассейна.

В верхнеюрских водоносных образованиях (васюганской и тюменской свитах и их континентальных аналогах), подошва которых залегает на глубинах 2900—3200 м, температура вод по кровле достигает 100 °С и не опускается ниже 70 °С. Геотермический градиент изменяется от 4,14 до 4,4°/100 м. Это максимальная величина для всего разреза. Состав вод хлоридный натриевый, в основании — натриево-кальциевый. Газонасыщенность уменьшается сверху вниз от 1,0 до 0,43. Состав газов в западных районах метановый, в восточных — метаново-азотный. Минерализация вод от кровли к подошве возрастает от 56 до 114 г/л, но на юго-востоке не превышает 4,0 г/л при гидрокарбонатно-хлоридном натриевом составе.

В водах верхнеюрских образований наблюдается широкий комплекс микрокомпонентов, количество которых позволяет относить эти воды к промышленным. К подошве возрастают минерализация вод и концентрация брома (до 202 мг/л), бора (до 273 мг/л, по метаборной кислоте), иода (до 25 мг/л), железа (до 185 мг/л).

Несмотря на высокую термальность и бальнеологическую эффективность, использование этих вод затруднено большими глубинами залегания, невысокой проницаемостью отложений и низкой производительностью скважин, не превышающей 90 м³/сут, а также высокой минерализацией вод. В Чулымо-Енисейском районе, где соленость вод снижается до 3—4 г/л, благоприятны перспективы насосной эксплуатации.

В доюрском фундаменте, включающем триасовые, пермо-триасовые и более древние образования, воды приурочены к трещиноватым и закарстованным зонам, залегающим на глубинах до 4000 м. Уменьшение глубин наблюдается в юго-восточном направлении, где эти породы выходят на поверхность в районе г. Томска. Мощность обводненной зоны невелика — до десятков метров, но на отдельных площадях достигает 900 м и более. Производительность скважин из отдельных интервалов в кровле составила 960 м³/сут. Температура воды на большей части территории превышает 70 °С, а на западе и юго-западе в отрицательных формах доюрского рельефа на глубине 2800 м достигает 140 °С.

Состав вод хлоридный натриевый, реже — натриево-кальциевый. Характерно уменьшение минерализации по сравнению с вышележащими водами. Здесь она не превышает 85 г/л. По комплексу микрокомпонентов и их концентрации воды также являются минеральными и промышленными. Наиболее характерные для них — иод и бром. Высокие концентрации иода приурочены в основном к западным районам, брома — к восточным. Газонасыщенность возрастает и в составе газов увеличивается доля азота и двуокси углерода, очевидно, глубинного происхождения (до 24 об. % по СО₂).

Использование вод фундамента в некоторых случаях может оказаться экономически более целесообразным, нежели вод образований юры.

Таким образом, Томская область в пределах Западно-Сибирского артезианского бассейна характеризуется повсеместным развитием термальных вод, содержащих бальнеологически ценные компоненты. Характер изменения температур и геотермического градиента обусловлен закономерностями осадконакопления и тектонической обстановки. В соответствии с этим максимальный прогрев земных недр восходящими глубинными тепловыми потоками наблюдается в литологически и тектонически ослабленных зонах и наиболее глубоких частях разреза. От кровли термальной зоны к ее подошве градиент температур возрастает от 2,87 до 4,4°/100 м и лишь на некоторых площадях западных и юго-западных районов максимальные величины приходится на ее верхнюю часть — покурскую свиту.

На востоке и юго-востоке области — это зоны ранней стабилизации фундамента и опесчаненности разреза. Они характеризуются охлаждением и промытостью на большие глубины, в связи с чем кровля термальной зоны опускается в этих районах до 1500—2000 м.

Уникальность глубинных вод Томской области состоит в комплексности их свойств — наряду с температурой воды обеспечены макро- и микрокомпонентным составом, повышенным содержанием органических веществ. Практически в любой точке можно вывести на поверхность термоминеральные воды.

В процессе поисково-разведочных работ и нефтедобывающих работ, а также в последние годы по самоизливающимся скважинам обнаружено более 10 типов вод, являющихся аналогами вод многих известных курортов страны (Магеста, Евпатория, Нальчик, Озеро Карачи, Тюменская и др.). Повсеместно развиты иодные, бромные, иодо-бромные воды, несколько меньшим — кремнистые, иодо-бромно-кремнистые, железистые. Получить минеральные воды, особенно так называемые «без специфических компонентов и свойств», используемых в качестве столовых минеральных, можно уже с глубин 500—600 м. Именно такие воды были вскрыты вблизи строящегося г. Кедрового. В настоящее время в районе г. Колпашево и пос. Белый Яр имеются скважины, пробуренные 25—30 лет назад и до сих пор изливающие минеральные воды разных типов. Наиболее известна скважина в пос. Чажемто вблизи г. Колпашево, воды которой, содержащие сероводород, уже не один десяток лет используются без врачебного контроля.

Тщательное изучение химического состава вод Томским отделением СНИИГИМС выявило наличие некоторых редких типов вод. В центральной и восточной частях области широко развиты гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды типа «Карачи», в западных и северных — хлоридные натриевые типа столовой воды «Тюменская». Бальнеологическое воздействие этих вод усиливается присутствием в них иода и брома. Иодо-бромно-кремнистые воды могут быть выведены на поверхность в любой точке западных и северных районов.

Целесообразность использования термоминеральных вод обеспечивается не только температурой и концентрациями ценных компонентов, но и их ресурсами, производительностью отдельных скважин. С этих позиций наибольший интерес представляют воды меловых образований, а среди них — покурская и вартовская свиты, в меньшей мере тарская. Наибольшими эксплуатационными ресурсами воды и тепла обладает средняя часть мелового разреза — киялинская и вартовская свиты. Общие запасы тепла из отложений мела превышают 25 млн Гкал/год, что эквивалентно 8,6 млн т условного топлива. Теплоэнергетический потенциал скважин с реальной производительностью 2 тыс. м³/сут эквивалентен количеству тепла, полученного от сжигания 8—10 т каменного угля. Себестоимость каждой гикалории, полученной из термальных вод, вдвое меньше, чем из угля.

На левобережье Оби и большей части правобережья (северо-западнее линии Бакчар — Белый Яр) эксплуатация термальных вод экономически рентабельна уже в настоящее время. Юго-восточнее этой зоны теплоэнергетический интерес представляют воды юрских отложений. Организация водозаборов производительностью 10—20 тыс. м³/сут позволила бы отапливать не только жилой фонд, но и тепличные хозяйства. После извлечения тепла вода может использоваться для бальнеологических, рекреационных и промышленных целей, рыбоводства, поддержания пластового давления.

В настоящее время эти возможности реализуются в ничтожной степени, только из образований покурской свиты для технологических нужд нефтедобычи. Перспективы использования термальных вод для теплофикации в районах нефтедобычи невелики из-за возможной утилизации попутного газа при нефтедобыче. Однако преимуществом термальных вод является возможность их извлечения в любой точке указанной территории, куда доставка газа экономически нецелесообразна.

Гораздо более значительны перспективы использования минеральных вод, однако связаны они только с возможностями местных организаций, так как центральные органы интереса к ним не проявляют. Наиболее реальны перспективы их освоения — в районе пос. Чажемто, Белый Яр, г. Колпашево. Имеющиеся же скважины до настоящего времени не используются либо используются нерационально.

Таким образом, Томская область обладает практически неисчерпаемыми ресурсами термальных и минеральных вод, богатых по спектру компонентов и температур. Основные закономерности в распределении термального потенциала состоят в плавном нарастании температур от 20 до 100 °С в интервалах глубин 1000—3000 м и в направлении с юго-востока на северо-запад. Интенсивность их нарастания увеличивается в этих же направлениях, достигая максимума в основании осадочного чехла. Причинная обусловленность этих явлений — в степени прогревания тепловыми потоками из глубин и в замедлении водообмена, в конечном итоге — в литолого-тектонических особенностях района.

Е. Г. ВЕРТМАН, В. М. ЛЕВИЦКИЙ, А. Ф. СУДЬКО

НЕЙТРОННО-АКТИВАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ПРИРОДНЫХ ВОД И ГОРНЫХ ПОРОД

Для решения геохимических задач теоретического и прикладного характера в настоящее время все большее признание получают методы нейтронно-активационного анализа на базе исследовательских ядерных реакторов.

Совершенствование измерительных комплексов с полупроводниковыми гамма-спектрометрами высокого разрешения, а также автоматизация с использованием микроЭВМ методов одно-двухэлементного анализа позволяют достигнуть высокой воспроизводимости результатов при низких пределах обнаружения элементов в таких сложных по составу объектах, какими являются горные породы и природные воды.

Эти основные параметры, а также экспрессность анализа значительно улучшаются в случае выбора оптимальных методик и ограничения ряда определяемых элементов, т. е. при введении специализации анализа, согласно конкретной геохимической задаче.

Нейтронно-активационный анализ (НАА) основан на явлении образования под действием потока нейтронов радиоактивных изотопов из стабильных изотопов элементов, входящих в состав пробы.

На практике, чаще других используется вариант НАА с облучением тепловыми нейтронами. Это обусловлено высоким сечением активации большинства элементов по ядерной реакции только одного типа (n, γ), в результате которой образуется изотоп того же элемента, а также малым влиянием конкурирующих реакций, большой проникающей способностью нейтронов и возможностью облучения мощными потоками нейтронов реактора.

Образующаяся в пробе под действием потока нейтронов наведенная радиоактивность изотопа прямо пропорциональна сечению активации, плотности потока частиц, распространенности активируемого изотопа в естественной смеси изотопов этого элемента, массе определяемого элемента. Она возрастает с увеличением продолжительности облучения и уменьшается с увеличением длительности выдержки после облучения, согласно закону радиоактивного распада [Боуэн, Гиббонс, 1968]. Содержание элемента обычно определяют относительным методом, т. е. путем сравнения активностей изотопа определяемого элемента в пробе и в образце сравнения, причем пробу и образец сравнения облучают, обрабатывают и измеряют в одинаковых условиях.

Различают два варианта НАА, базирующихся на гамма-спектрометрических измерениях наведенной радиоактивности пробы: инструментальный (ИНАА) и радиохимический (РХА).

Инструментальный нейтронно-активационный анализ (ИНАА) основан на регистрации гамма-излучения изотопов и их идентификации без разложения пробы каким-либо способом после облучения. Измерение наведенной активности производится обычно полупроводниковым детектором и многоканальным амплитудным анализатором импульсов. Получаемый аппаратурный спектр представляет собой непрерывное энергетическое распределение импульсов, обусловленное комптоновским рассеянием гамма-квантов, на фоне которого выделяются фотопики. Положение фотопика в спектре определяется энергией гамма-линии, характерной для данного радиоизотопа. Площадь фотопика пропорциональна количеству зарегистрированных гамма-квантов и соответственно содержанию определяемого элемента.

ИНАА имеет ряд недостатков. Так, при анализе сложных по составу горных пород и вод невозможно избавиться от интерферирующих элементов, варьируя только временными параметрами. Кроме того, необходимо учитывать эффекты самоэкранирования пробы, если высоки содержания элементов с большими сечениями поглощения нейтронов, таких, как бор, кадмий, литий, РЗЭ [Маслов, Лукницкий, 1978].

Избавиться от этих мешающих факторов и снизить пределы определения позволяет радиохимический вариант анализа (РХА). Выделение определяемых элементов после облучения проб является трудоемким и сложным процессом, так как необходимо производить химические операции с радиоактивным веществом. Количество определяемых элементов сокращается. Экспрессность метода мала. Стоимость элементоопределения возрастает по сравнению с ИНАА примерно на порядок.

Для определения микроэлементного состава природных вод, горных пород, руд и минералов в практике геохимических работ используются различные методы, как, например, колориметрический, полярографический, рентгенофлуоресцентный, атомно-абсорбционный, спектральный, плазменно-фотометрический и др. [Остроумов, 1979; Резников и др., 1970]. Однако пределы обнаружения этими методами не позволяют определять ряд таких элементов, как золото, редкоземельные, уран и торий. Установление малых содержаний микроэлементов в составе природных вод требует предварительного концентрирования из большого объема воды (1000 мл и более), что в значительной степени увеличивает продолжительность анализа и создает сложность при отборе проб в полевых условиях. Применение лазерного возбуждения для определения микроколичества урана в растворе позволило снизить пределы обнаружения до 10^{-6} г/л

Результаты анализа природных вод методом ИНАА

Элемент	Поровые растворы, г/л	Кол-во проб	Рассолы, г/л	Кол-во проб	Поверхностные воды, г/л	Кол-во проб
Na	$(1,5-14) \cdot 10^{-4}$	7	$(0,2-38) \cdot 10^0$	25	$(0,5-200) \cdot 10^{-4}$	8
Ca	$(2,8-26) \cdot 10^{-4}$	7	$(3,2-141) \cdot 10^0$	25	$(2,7-7,4) \cdot 10^{-2}$	8
Sc	$(0,7-330) \cdot 10^{-9}$	6	$(0,5-6,7) \cdot 10^{-5}$	10	$(0,7-2,6) \cdot 10^{-8}$	2
Cr	$(2,8-4,6) \cdot 10^{-5}$	3	$(0,4-5) \cdot 10^{-3}$	17	$(2,9-13) \cdot 10^{-7}$	2
Fe	$(1,5-23) \cdot 10^{-6}$	5	$(0,1-5) \cdot 10^{-1}$	2	$(0,41-1,9) \cdot 10^{-3}$	8
Co	$(1,1-250) \cdot 10^{-3}$	7	$(1,4-51) \cdot 10^{-5}$	18	$(0,41-1,7) \cdot 10^{-7}$	8
Rb	$(1,3-3,4) \cdot 10^{-7}$	2	$(0,5-28) \cdot 10^{-2}$	18	$(0,3-21) \cdot 10^{-7}$	2
Sr	$(0,01-3,8) \cdot 10^{-4}$	3	$(0,07-4,8) \cdot 10^0$	25	$(2,0-50) \cdot 10^{-4}$	4
Sb	$(3,1-110) \cdot 10^{-9}$	5	$(0,001-1,5) \cdot 10^{-2}$	21	$(19,1-150) \cdot 10^{-7}$	3
Ba	$(2,1-5) \cdot 10^{-6}$	2	$(1,3-14) \cdot 10^{-2}$	6	$(5-10) \cdot 10^{-5}$	5
Cs	$(0,1-3,0) \cdot 10^{-8}$	2	$(0,06-2,5) \cdot 10^{-3}$	17	$(1-15) \cdot 10^{-8}$	3
Sm	$(1,3-3,6) \cdot 10^{-7}$	2	$(0,3-15) \cdot 10^{-3}$	8	$(2,0-5,3) \cdot 10^{-7}$	12
Eu	$(1,0-8,1) \cdot 10^{-9}$	5	$(0,5-3,3) \cdot 10^{-5}$	5	$(0,8-2,5) \cdot 10^{-8}$	7
Yb	$2,1 \cdot 10^{-9}$	1	$(0,4-5,3) \cdot 10^{-5}$	5	$(2,0-10) \cdot 10^{-8}$	6
Hf	$1,8 \cdot 10^{-3}$	1	$(0,7-13) \cdot 10^{-5}$	10	$(4,0-20) \cdot 10^{-7}$	6
Ta	$(2,5-3,1) \cdot 10^{-9}$	2	$(1,8-2,9) \cdot 10^{-3}$	4	$(5-12) \cdot 10^{-9}$	3
Th	$2,2 \cdot 10^{-9}$	1	$(0,2-1,7) \cdot 10^{-4}$	6	$(0,3-5) \cdot 10^{-5}$	5
Au	$10^{-8}-10^{-9}$	10	—	—	$10^{-6}-10^{-9}$	50

[Погонин и др., 1979]. Однако определение широкого круга микроэлементов, например Sc, Cr, Fe, Co, Sb, Rb, Sr, Ba, Cs, Sm, Eu, Yb, Hf, Ta, Au, Th и др., без предварительного концентрирования стало возможным благодаря развитию высокочувствительных нейтронно-активационных методов анализа.

В настоящее время разработано и опубликовано огромное количество методик нейтронно-активационного анализа на отдельные элементы и группы элементов. В данной работе приводятся метрологические и другие характеристики некоторых методик, используемых нами на Томском исследовательском реакторе ИРТ-Т для массовых анализов природных вод и горных пород. Результаты анализа трех типов природных вод (табл. 1) иллюстрируют возможности метода ИНАА.

Без предварительного концентрирования анализировались поровые растворы с минерализацией менее 3 г/л и рассолы из глубоких скважин с минерализацией до 300 г/л. Пробы объемом до 1 мл накапывались на фильтровальную бумагу (красная лента) размером 10×20 мм и высушивались под лампой при температуре около $60-80^\circ\text{C}$. Подготовленная таким образом проба запаивалась в полиэтиленовый пакетик 1×1 см и упаковывалась в алюминиевую фольгу толщиной 0,01 мм. В качестве эталонов можно использовать сравнительно слабо активируемые стандартные образцы состава горных пород СГ-1А, СГ-2, КН при навеске не более 20—30 мг, а также образцы сравнения, приготовленные из раствора солей определяемых элементов марки ОСЧ или ЧДА. Облучение производилось партиями из 50 проб в течение 24 ч в экспериментальном канале реактора с плотностью потока до 10^{13} нейтр./ $(\text{см}^2 \cdot \text{с})$. После облучения пробы для распада короткоживущих изотопов выдерживались 5—8 дней. Затем переупаковывались в чистую фольгу. Измерения проводились в три этапа:

1. При выдержке 5—8 дней определялись Na, Ca, La, Yb, Au.
2. При выдержке 13—14 дней определялись Cr, Rb, Ba, Th.
3. При выдержке 30—35 дней определялись Sc, Fe, Co, Sr, Sb, Ba, Cs, Ce, Eu, Sm, Hf, Ta.

В качестве наиболее простого метода концентрирования применялось упаривание пробы воды объемом 300—500 мл до получения сухого остатка в фарфоровой чашке при нагревании до 90—95 °С. При этом было установлено, что потери тяжелых элементов незначительны, за исключением легкочетучих (Sb, Se, As, Hg), для которых потери составляли 10—15 %.

Определение микроэлементов в широком диапазоне содержаний, характерных для поровых растворов и рассолов, затруднено в связи с необходимостью предварительного подбора содержаний элементов для образца сравнения. Кроме того, рассолы с высокой минерализацией обычно содержат большие количества высокоактивируемых элементов, таких, как натрий и бром. Это приводит к перегрузке спектрометрического тракта. Увеличение выдержки после облучения ослабляет этот мешающий фактор, но и сокращает число определяемых элементов с заданной точностью.

Анализ поверхностных, слабоминерализованных вод выполнялся с предварительным концентрированием по различным методикам (табл. 2).

Концентрирование на активированном угле с последующим его фильтрованием и озолением фильтра («красная лента») позволяет определять по долгоживущим изотопам около 16 элементов в одном измерении. Анализ бумажного фильтра с озолением и без озоления показал, что содержания этих элементов более чем на порядок ниже, чем в 1 л воды. Кроме того, при озолении возможны потери элементов при их содержаниях, близких к пределам определения метода.

Анализ сухого остатка при тех же условиях ИНАА, что и для концентратов на активированном угле, не позволяет определить большинство элементов вследствие высокого фона, создаваемого пробой. Анализ сухого остатка, полученного методом ТПИ, показал значительные загрязнения пробы воды химреактивами.

Наиболее приемлемыми сорбентами для ИНАА можно считать активированный уголь и углеродное волокно.

Для определения золота в поверхностных водах методом ИНАА применялось концентрирование золота на активированном угле. Концентрат озоллялся в муфельной печи при 500 °С с доступом воздуха. Зола упаковывалась в полиэтилен и алюминиевую фольгу. Пробы в количестве 50 штук вместе в образцом сравнения облучались в центральном канале реактора флюенсом 5×10^{18} нейтр./см² при плотности потока до 10^{14} нейтр./(см² × с). Основная доля активности проб в первые дни после облучения обусловлена натрием (Na^{24} , $T = 15$ ч). После выдержки 8 дней, когда активность от Na^{24} уменьшилась до незначимой величины, проводилось определение золота по аналитической линии 412 кэВ радиоизотопа Au^{198} . В случае, когда содержание золота в пробе ниже предела обнаружения или фон так велик, что происходит импульсная перегрузка спектрометра, применялся радиохимический вариант анализа (РХА) с инструментальным окончанием.

Для определения золота в породе, сухом остатке или концентрате воды методом РХА радиохимическая обработка проводилась по следующей схеме [Gilbert et al., 1971; Меркулов и др., 1983]. Проба массой 50—100 мг распаковывается и количественно переносится в полихлорвиниловый стакан с раствором носителя HAuCl_4 , содержащим 0,5 мг золота. Затем добавляются концентрированные кислоты в количестве 1 мл HCl и 2 мл HNO_3 . Раствор выпаривается досуха, затем дважды добавляется и выпаривается царская водка по 3 мл. Добавляют 2—3 мл концентрированной соляной кислоты и выпаривают. После добавления 0,5 н раствора HCl пробу упаривают до влажных солей. Пробу фильтруют через фильтровальную бумагу «синяя лента», промывают 0,5 н раствором HCl . Добавляется 2 мл экстрагента R_2S и в течение 10 мин смесь встряхивается. В качестве экстрагентов используются гетероатомные сернистые соединения, которые выделяют из высококипящих нефтяных фракций. После перехода золота в органическую фазу она сливается в полиэтиленовый стаканчик и поступает на анализ.

Результаты концентрирования микроэлементов из поверхностных вод по данным ИНАА, г/л

Проба и подготовка	Ca	Se	Cr	Fe	Co	Sb	Rb	Cs	Ba	Ce	Sm	Eu	Yb	Hf	Ta	Th
	10^{-4}	10^{-8}	10^{-6}	10^{-4}	10^{-7}	10^{-8}	10^{-5}	10^{-8}	10^{-5}	10^{-7}	10^{-8}	10^{-9}	10^{-9}	10^{-8}	10^{-8}	10^{-7}
1 л H ₂ O, 0,5 г ак. угля, озоление, 600 °С	53	9,5 ₂	2,1	4,5	5,0	7,5	180	1,4	7,8	2,5	2,8	7,1	8,0	0,1	7,1	0,1
1 л H ₂ O, 0,5 г ак. угля + 20 мл Ц. В.	7,1	6,9	2,2	2,0	2,3	7,6	3,0	2,6	1,3	1,5	11,3	1	0,1	0,1	0,1	0,1
1 л H ₂ O, 0,5 г ак. угля + 20 мл Ц. В., коксование, 200 °С	4,5	6,6	2,0	2,9	2,4	44,0	5,4	2,4	2,5	1,6	1,8	8,9	12,0	3,0	0,1	0,4
1 л H ₂ O, 0,5 г ак. угля	8,2	0,7	0,6	0,1	0,9	1	7,0	0,1	1,9	1,6	0,1	1	0,1	0,1	2,7	0,1
Фильтр бумаж., кр. лента	0,8	0,3	0,7	0,08	0,6	1	0,07	0,1	0,1	4,5	0,7	1	0,1	0,1	0,1	0,1
Фильтр. бумаж. кр. лента, озоление, 600 °С	0,4	0,2	0,3	0,1	0,3	1	0,07	0,1	0,1	0,1	0,1	1,9	0,1	0,1	0,7	0,1
1 л H ₂ O, углеродное волокно + 20 мл Ц. В., сушка, 20 °С	0,7	6,4	0,2	1,3	2,0	2,0	0,02	18,0	0,3	3,3	1,4	5,1	5,9	0,1	0,1	0,1
Сухой остаток, выпаривание	1,0	0,4	0,4	1,4	0,1	1	0,01	0,1	0,1	0,1	0,1	1	0,1	0,1	0,1	0,1
Сухой остаток, метод ТПИ	95,0	26,0	150	12,7	383	0,6	0,01	0,1	42	0,1	0,1	1	0,1	0,1	0,1	2,8

Примечание. Ц. В. — царская водка; ак. уголь — активированный уголь; кр. лента — красная лента.

Содержание микроэлементов в упаковочных

Материал	Na	Ca	Sc	Cr	Fe	Co
	10^{-5}	10^{-4}	10^{-7}	10^{-6}	10^{-4}	10^{-7}
Алюминиевая фольга	41,1	28,2	1,5	10,0	20,0	3,5
Полиэтилен	8,7	18,0	10^{-8}	2,9	10^{-5}	0,2
Калька	10^{-7}	10^{-5}	0,08	10^{-7}	0,82	0,84
Активированный уголь	16,0	37,0	1,5	2,3	6,8	4,5
Углеродное волокно	7,2	11,3	0,09	2,4	2,4	15,0
ПОЛИОРГС-VI	10^{-7}	10^{-5}	10^{-8}	10^{-7}	10^{-5}	10^{-8}

Примечание. Определения проводились по пяти пробам. Пробы облучались с плотностью продолжительности измерения 800—1000 с. В качестве образца сравнения использовались биоло

Для эталонирования в инструментальном и радиохимических вариантах золота использовались водные растворы $AuCl_3$. Заданные количества раствора золота накапывались на бумажный фильтр, сушились, облучались, выдерживались после облучения, измерялись и подвергались радиохимической обработке по той же схеме, что и пробы. Предел определения золота с радиохимической подготовкой в породах равен $5 \cdot 10^{-8} \%$. Для уточнения содержания золота в лабораторных образцах сравнения использовались специальные синтетические стандарты на основе фенолформальдегидной смолы, разработанные в Институте физики АН СССР.

Чистота упаковочных материалов и некоторых исследуемых сорбентов контролировалась в предварительных измерениях (табл. 3).

В табл. 4 приведены пределы определения содержаний элементов, полученных нами при анализе природных вод и горных пород. Для ана-

Таблица 4

Пределы определения содержаний элементов в концентратах поверхностных вод и горных породах

Элемент	Радиоизотоп	Энергия аналитической гамма-линии, кэВ	Продолжительность выдержки, дни	Предел определения	
				В концентратах, г/л	в горных породах, 10^{-4} мас. %
Натрий	^{24}Na	1369	7—8	$5 \cdot 10^{-7}$	5,0
Кальций	^{47}Sc	159	7—8	$4 \cdot 10^{-5}$	30,0
Скандий	^{46}Sc	889	30—35	$5 \cdot 10^{-9}$	0,2
Хром	^{51}Cr	320	13—14	$4 \cdot 10^{-7}$	20,0
Железо	^{59}Fe	1292	30—35	$1 \cdot 10^{-5}$	200,0
Кобальт	^{60}Co	1332	30—35	$5 \cdot 10^{-8}$	0,8
Рубидий	^{86}Rb	1077	13—14	$1 \cdot 10^{-7}$	7,0
Стронций	^{85}Sr	514	30—35	$2 \cdot 10^{-5}$	70,0
Сурьма	^{124}Sb	1692	30—35	$2 \cdot 10^{-8}$	1,0
Барий	^{131}Ba	496	30—35	$1 \cdot 10^{-6}$	80,0
Цезий	^{134}Cs	796	30—35	$5 \cdot 10^{-9}$	0,5
Лантан	^{140}La	1596	7—8	$4 \cdot 10^{-8}$	0,06
Церий	^{141}Ce	145	30—35	$6 \cdot 10^{-7}$	0,8
Самарий	^{153}Sm	103	18—20	$5 \cdot 10^{-9}$	0,05
Европий	^{152}Eu	1408	30—35	$6 \cdot 10^{-9}$	0,005
Иттербий	^{176}Yb	396	7—8	$1 \cdot 10^{-9}$	0,7
Гафний	^{178}Hf	482	30—35	$1 \cdot 10^{-8}$	0,9
Тантал	^{182}Ta	1222	30—35	$1 \cdot 10^{-9}$	0,6
Золото	^{198}Au	412	7—8	$1 \cdot 10^{-9}$	0,08
Торий	^{233}Pa	312	13—14	$1 \cdot 10^{-9}$	0,1

материалах и сорбентах,

Zn	Se	Br	Rb	Sb	Cs	Ba	La	Au
10^{-4}	10^{-6}	10^{-6}	10^{-6}	10^{-7}	10^{-7}	10^{-6}	10^{-7}	10^{-8}
1,4	10^{-7}	0,29	10^{-7}	10^{-8}	10^{-9}	10^{-6}	2,0	3,9
0,51	10^{-7}	10^{-7}	10^{-7}	10^{-8}	10^{-9}	10^{-6}	10^8	2,9
10^{-5}	10^{-7}	10^{-7}	3,0	10^{-8}	10^{-9}	10^{-6}	10^{-8}	1,9
10^{-5}	10^{-7}	2,9	15,6	3,3	1,5	16,0	6,3	1,0
1,4	2,3	6,4	10^{-7}	3,2	10^{-9}	10^{-6}	10^{-8}	0,72
10^{-5}	10^{-7}	10^{-7}	10^{-7}	10^{-8}	10^{-9}	10^{-6}	10^{-8}	0,8

ностью потока $1 \cdot 10^{14}$ нейтр./ $(\text{см}^2 \cdot \text{с})$ в течение 20 ч. Продолжительность выдержки 7, 12 и 25 сут. гические стандарты В-1, В-3, ССВ-1 и ССВ-2.

лиза состава горных пород методом ИНАА готовились пробы массой 50—80 мг и растертые до 200 меш, запаивались в полиэтиленовые пакеты и упаковывались в алюминиевую фольгу. Перед измерением проб фольга удалялась. Облучение выполнялось в вертикальном канале исследовательского ядерного реактора с плотностью потока $1,5 \cdot 10^{13}$ нейтр./ $(\text{см}^2 \times \text{с})$ в течение 6 ч.

Наведенную активность радиоизотопов измеряли с помощью полупроводникового Ge(Li) — детектора с рабочим объемом 60 см^3 в сочетании с многоканальным анализатором финского производства LP-4900. Энергетическое разрешение спектрометрического тракта составляло 4,8 кэВ по ^{60}Co ($E_\gamma = 1333 \text{ кэВ}$).

При продолжительности измерения одной пробы 15—30 мин статистическая погрешность счета площадей фотопиков не превышала 10 %.

Правильность результатов анализа наглядно представлена в табл. 5 анализом стандартных образцов состава горных пород, СГД-1А, СГ-1А, СГХМ-1, СГХМ-2, СГХМ-3 и СГХМ-4. Контроль осуществлялся по стандартным образцам состава GM, TS, ТВ, BM, КН.

Таблица 5

Сопоставление результатов анализа стандартных образцов состава горных пород и почв методом ИНАА и паспортных данных, 10^{-4} мас. %

Элемент	СГХМ-1	СГХМ-2	СГХМ-3	СГХМ-4	СГД-1А	СГ-1А
Sc	9±2 13±2	15±5 22±2	9±2 7±2	8±2 8±2	27±3 26±1	5±1 4±1
Fe, %	3,24±0,02 3,36±0,04	4,34±0,03 4,46±0,04	7,40±0,07 7,50±0,05	3,67±0,02 3,64±0,03	8,03±0,05 8,21±0,02	1,58±0,04 1,32±0,06
Co	14±2 14±2	18±3 18±2	11±2 13±2	9±2 7±3	40±15 41±2	1,4±0,3 1,0±0,4
Rb	90±10 60±12	100±10 92±10	40±10 36±12	190±30 150±40	73±4 69±5	1100±100 1090±90
Sb	(2,7) 0,5±0,4	(5,7) 10±5	(40) 12±5	170±30 190±40	(1) 0,3±0,2	(0,65) —
Cs	(4) 3,4±0,7	(7) 5,7±1,5	(4,4) —	(18) 21±1	4,0±0,6 3,7±0,5	12±3 12±3
La	32±2 28±2	34±3 28±2	260±20 231±30	34±4 22±2	80±20 75±15	32±8 29±2
Ce	(65) 49±6	(80) 46±7	(570) 505±50	(55) 18±8	150±10 152±12	62±6 56±8
Eu	(1,2) 1,2±0,6	(1,2) 1,5±0,7	(4,5) 3,3±0,5	(0,45) 0,5±0,3	5,3±0,9 4,1±0,5	(0,5) —
Hf	(4,1) 3,4±0,7	(8,5) 4,7±0,5	(2,0) 1,7±0,9	(3,8) 4,5±0,6	(20) 5,4±0,3	(90) 32±4

Примечание. В скобках приведены предварительные паспортные данные. Содержание железа приведено в мас. %. Для каждого элемента первая строка — паспортные данные, вторая — данные, полученные методом ИНАА.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Боуэн Г., Гиббонс Д. Радиоактивационный анализ.— М.: Атомиздат, 1968.— 327 с.
- Маслов И. А., Лукницкий В. А. Справочник по нейтронному активационному анализу.— Л.: Наука, 1978.— 312 с.
- Меркулов В. Г., Глухова Г. В., Рябова Е. В., Чеснокова С. А. Экстракционное нейтронно-активационное определение благородных металлов в природных и технологических материалах // Науч. тр. НИИ ядерной физики при ТПИ, вып. 10.— М.: Энергоатомиздат, 1983.— С. 23—27.
- Остроумов Г. В. Методические основы исследования химического состава горных пород, руд и минералов.— М.: Недра, 1979.— 321 с.
- Погонин В. И. и др. Применение лазерного возбуждения для определения микроколичеств урана в растворе // Аналит. химия.— 1979.— № 9.— С. 1779—1782.
- Резников А. А., Муликовская Е. П., Соколов И. Ю. Методы анализа природных вод.— М.: Недра, 1970.— 488 с.
- Gilbert E. N., Glukhova G. V., Glukhov G. G. Neutron Activation determination of gold in rocks using dibutyl sulfide extraction for gold separation // Radional Chem.— 1971.— V. 8.— P. 39—43.

Р. Ф. ЗАРУБИНА, А. Н. ЕФИМОВА, Э. П. БАБУРОВА,
Л. Н. АЛЮНИНА, Т. Б. КЛЮЕВА

АНАЛИЗ ПРИРОДНЫХ ВОД МЕТОДОМ ИНВЕРСИОННОЙ ВОЛЬТАМ- ПЕРОМЕТРИИ ПРИ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКАХ

При гидрогеохимических поисках месторождений полезных ископаемых существенное значение имеет применение высокочувствительных, точных, количественных методов анализа. К таким методам относится метод инверсионной вольтамперометрии (ИВ). Метод ИВ прост, позволяет определять до 30 элементов Периодической системы Д. И. Менделеева с ошибкой 8—30 %.

В работе А. Г. Стромберга, А. А. Каплина [1975] даны следующие величины пределов обнаружения ряда элементов методом ИВ: по Cd $1 \cdot 10^{-12}$, по Pb $4 \cdot 10^{-12}$, по Sn $7 \cdot 10^{-12}$, по As, Te, Se, Mn, Fe $n \cdot (10^{-8} - 10^{-10})$ г/мл, по Li, K, Na, Rb, Cs, Mo, W, Pt, Pd $(10^{-8} - 10^{-9})$ г/мл.

В обзорах [Каплин и др., 1977; Стромберг и др., 1984] систематизированы известные в литературе работы по определению микрокомпонентов в природных водах методом ИВ, начиная с первых публикаций по 1976 г. [Каплин и др., 1977] и с 1976 по 1979 г. [Стромберг и др., 1984]. В учебном пособии [Захаров, Московских, 1982] и монографии [Захаров, Захарчук, 1985] приведены конкретные методики определения микрокомпонентов вод методом ИВ.

Известные ИВ методики определения группы компонентов Zn, Cd, Pb, Cu в природных водах носят частный характер с использованием различных фонов. Корректировка методик к водам рудных месторождений, различным по составу, представляет трудность для поточных анализов. С учетом этого нами отработана ИВ-методика анализа различных типов вод на содержание Zn, Cd, Pb, Cu. Работа выполнена на полярографе ППТ-1 (СССР) с использованием ртутно-пленочного электрода в качестве рабочего и хлор-серебряного электрода в качестве электрода сравнения.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ Zn, Cd, Pb, Cu В РАЗЛИЧНЫХ ВОДАХ

Пресные воды с общей минерализацией 0,4—0,6 г/л. В полевых условиях 20 мл анализируемой воды подкисляют 0,1 мл концентрированной HNO_3 . В лаборатории 20 мл пробы переносят в кварцевый стаканчик, упаривают на водяной бане до 0,5 мл. Добавляют 1 каплю HCl , 1 мл H_2O_2 ,

упаривают досуха. Сухой остаток растворяют в 3 мл 0,1 н NaCl при слабом нагревании. Раствор помещают в полярографическую ячейку. Продувают раствор газообразным азотом в течение 10 мин и полярографируют в условиях: потенциал электролиза $E_a = -1,5$ В, время электролиза $\tau_a = 15$ мин, интервал записи вольтамперной кривой $\Delta E = (-1,3-0)$ В, скорость развертки потенциала $w = 0,063$ В/с, чувствительность прибора $i = 2 \cdot 10^{-8}$ А/мм, потенциалы анодных пиков $E_{Zn} = -1,0$ В, $E_{Cd} = -0,66$ В, $E_{Pb} = -0,45$ В, $E_{Cu} = (-0,20 \div -0,15)$ В. Количественную оценку проводят методом добавок стандартного 10^{-5} г/мл раствора смеси Zn, Cd, Pb, Cu (1—2 капли).

В проанализированных по данной методике пробах концентрация компонентов находилась в интервалах: для цинка 3,6—2200 мкг/л, для кадмия 0,1—140, для свинца 0,3—360, для меди 3,0—220 мкг/л. При меньших содержаниях микрокомпонентов в пробе следует увеличить объем анализируемой пробы до 30 мл, время электролиза до 20 мин, а вольтамперную кривую регистрировать при чувствительности прибора $n \cdot 10^{-9}$ А/мм.

Воды с общей минерализацией 0,3—3,5 г/л. Для анализа отбирают 2 мл пробы, консервированной HNO_3 . Пробоподготовку и ИВ-анализ проводят по п. 1 при $\tau_a = 5-15$ мин, $i = 2 \cdot 10^{-8}$ А/мм.

В проанализированных пробах концентрация компонентов составляла для цинка 6,5—150 000 мкг/л, для кадмия 6,0—800, для свинца 6,0—800, для меди 7,0—3100 мкг/л.

Воды с общей минерализацией 220—300 г/л. Анализ проб проводят по п. 2 при $\tau_a = 5$ мин. При больших содержаниях цинка вначале определяют кадмий, свинец, медь в условиях: $E_a = -1,0$ В, $\tau_a = 10$ мин, $i = 2 \cdot 10^{-8}$ А/мм, $\Delta E = (-1,0-0)$ В. Количественную оценку осуществляют по добавке 1—2 капли 10^{-5} г/мл смеси кадмия, свинца и меди. Затем проводят определение цинка в условиях: $E_a = -1,5$ В, $\tau_a = 3$ мин, $\Delta E = (-1,4-0)$ В, $i = 8 \cdot 10^{-8}$ А/мм. Количественную оценку цинка осуществляют по добавке 1 капли 10^{-4} г/мл раствора цинка. В проанализированных по данной методике пробах концентрация компонентов составляла для цинка 70—125 000 мкг/л, для кадмия 30—7500, для свинца 40—28700, для меди (50—2300) мкг/л.

Воды с содержанием железа более 50 мг/л. При больших содержаниях железа в водах, мешающих определению микрокомпонентов (раствор окрашен и анодные пики Zn, Cd, Pb, Cu не фиксируются), анализ проводят по измененной методике [Поляков, Нечаева, 1970]. Для анализа отбирают 2—0,5 мл пробы. Пробоподготовку проводят по п. 1. Затем к сухому остатку пробы приливают 5 мл HCl (1 : 1), 0,5 мл конц. H_2O_2 и выпаривают досуха. К сухому остатку добавляют 2 капли 10 %-ного раствора аммиака и 3 капли 10 %-ной аскорбиновой кислоты (до обесцвечивания). Определение содержания Cd, Pb, Cu и Zn проводят в полярографических условиях п. 3, перед определением цинка устанавливая рН = 5 добавлением аммиака.

Воды с содержанием железа и цинка более 50 мг/л. При больших содержаниях железа и цинка пробоподготовку и анализ проб на содержание Cd, Pb, Cu проводят по п. 4. После этого пробу анализируют на содержание цинка. Перед анализом раствора на цинк ячейку проверяют на чистоту на фоне 0,1н NaCl в условиях: $E_a = -1,5$ В, $\tau_a = 1$ мин, $\Delta E = (-1,4-0)$ В, $i = 8 \cdot 10^{-8}$ А/мм. В этот же фон добавляют аликвоту пробы в 0,1 мл. Полярографическое определение цинка проводят в этих же условиях. Количественную оценку осуществляют добавкой 1—2 капли стандарта 10^{-4} г/мл цинка. Правильность методик проверена методом «введено — найдено». Относительное стандартное отклонение определений компонентов не более 0,28. Потери кадмия 2 %, свинца 6 %, цинка и меди ± 20 %.

Очистку полярографической ячейки от Zn, Cd, Pb, Cu проводят, выдерживая ячейку при потенциале ($-0,05$) В в 3 мл 0,1 н NaCl в тече-

ние 1 мин и 3—5 раз ополаскивают ячейку бидистиллированной водой. Кварцевые стаканчики кипятят 10 мин в бидистиллированной воде, подкисленной HCl, и ополаскивают 3 раза бидистиллированной водой. При очистке ячейки данным способом в вышеуказанных ИВ условиях Zn, Cd, Pb, Cu в фоне не обнаруживаются. Производительность определения Zn, Cd, Pb и Cu составляет 3—4 пробы в день.

Наряду с разработкой методики определения Zn, Cd, Pb, Cu в водах нами изучались возможности определения золота, ртути и мышьяка методом инверсионной вольтамперометрии в пресных водах. По сравнению с содержанием в природной воде Zn, Cd, Pb, Cu содержание в ней As, Au и Hg значительно меньше (примерно на 2—3 порядка). В связи с этим использовалось предварительное концентрирование золота из 1 л воды, ртути из 200 мл воды, мышьяка из 10—20 мл. Работа выполнена на полярографе ППТ-1 (СССР) с использованием графитового электрода диаметром 0,6 см, в качестве рабочего электрода и хлор-серебряного и каломельного электродов в качестве электродов сравнения.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ Au В ПРИРОДНЫХ ВОДАХ

В полевых условиях в 1 л природной воды добавляют 20 мл свежеприготовленной царской водки и 0,5 г тонко измельченного активированного угля карболен. После 40-минутного контакта при перемешивании уголь отфильтровывают на два фильтра с синей лентой диаметром 9 см с помощью груши принудительно. Фильтры с угольным концентратом золота упаковывают, высушивают, маркируют.

В лаборатории фильтр с концентратом золота помещают в кварцевую чашку объемом 50—100 мл и озоляют при 550 °C в муфельной печи с доступом воздуха в течение 15 мин. К остывшему сухому остатку приливают 2 мл свежеприготовленной «царской водки», добавляют примерно 0,1 г $KBrO_3$, закрывают стеклянной крышкой и нагревают на водяной бане 10—15 мин. Сняв крышку, дают испариться бром. Переливают содержимое чашки в делительную воронку на 8—10 мл с боковым сливом на 4—5 мл, омывая крышку, чашку и доводя раствор до нижнего уровня бокового слива бидистиллированной водой. Затем в делительную воронку добавляют 1,5 мл диэтилового эфира, экстрагируют 1,5—2 мин, сливают органический слой в кварцевый стаканчик. Повторяют экстракцию, добавляя 1,5 мл диэтилового эфира и экстрагируя 0,5 мин. Органический слой соединяют и выпаривают на водяной бане досуха. К сухому остатку приливают 1 мл фона (раствор 1н KBr 0,03 н по HBr). Закрывают смесь часовым стеклом, доводят до кипения на плитке, охлаждают, омывают часовое стекло 1 мл фона. Полярографируют раствор в ячейке с насыщенным каломельным электродом сравнения в условиях: $E_0 = -0,7$ В, τ_0 и i выбирают в зависимости от содержания золота: при содержании Au $n \cdot 10^{-9}$ г $\tau_0 = 15-20$ мин, $i = 1,6 \cdot 10^{-9}$ А/мм, при Au $n \cdot 10^{-8}$ г $\tau_0 = 10$ мин, $i = 6,4 \cdot 10^{-9}$ А/мм, при Au $n \cdot 10^{-7}$ г $\tau_0 = 5$ мин, $i = 2,4 \cdot 10^{-8}$ А/мм, при содержании Au $n \cdot 10^{-6}$ г $\tau_0 = 2$ мин, $i = 6,4 \cdot 10^{-8}$ А/мм, $\Delta E = (0,2-0,8)$ В, $w = 0,063$ В/с, $E_{Au} = 0,5$ В. Количественную оценку проводят по калибровочному графику, который в данных условиях имеет линейную зависимость в интервале концентраций золота $(0,01-10) \cdot 10^{-7}$ г/мл с коэффициентом чувствительности 1,1 А·мл/(г·мин) и $S_r = 0,26$. Возможна оценка содержания золота методом добавки стандартного раствора золота, лучше методом «введено» в активированный уголь.

Анализ эталонов, приготовленных из стандартов $HAuCl_4$ на бидистиллированной воде, по описанной выше методике показал хорошее совпадение введенного и найденного количества золота и необходимости минимум двухкратной записи вольтамперограммы золота в пробе.

В проанализированных по данной методике 220 пробах воды концентрация золота составляла $(0,002-1,23)$ мкг/л.

Кварцевые стаканчики отмываются от золота кипячением в «царской водке» и ополаскиванием в бидистиллированной воде. Производительность определения золота составляет 7 проб в день. Правильность методики анализа вод на содержание золота проверена сопоставительным анализом с нейтронно-активационной (НА) методикой. Подготовка пробы для сопоставительного анализа методов ИВ и НА проводилась следующим образом.

Пробу после анализа методом ИВ переливают в пенициллиновый флакон и добавляют 2 мл свежеприготовленной «царской водки». Смесь нагревают на водяной бане в тяге до полного испарения выделяющихся паров Br_2 , упаривают до объема примерно 0,5 мл, количественно переносят промоканием и высушиванием на полосу фильтра (1×2) см. Приготовленный таким образом фильтр с золотом складывают и упаковывают в алюминиевую фольгу (3×3) см и подвергают НА-анализу. Сопоставительный анализ 100 проб методом НА и ИВ показал 85 %-ную сходимость результатов.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ Hg В ПРИРОДНЫХ ВОДАХ

В полевых условиях 200 мл анализируемой воды консервируют 5 мл H_2SO_4 (1 : 1) и 2 мл 2 %-ной KMnO_4 . В лаборатории данную пробу переливают в круглодонную колбу с пришлифованным обратным холодильником и кипятят 10 мин. Кипение не должно быть бурным. После активного охлаждения (под струей воды) до комнатной температуры раствор переливают в делительную воронку № 1 на 300 мл с нижним сливом, добавляют 10 мл 0,2н трилона Б, 2 мл 0,001 %-ного раствора дитизона в четыреххлористом углероде. Экстрагируют ртуть в органическую фазу 2 мин. Органический экстракт собирают в делительную воронку № 2 на 10 мл с боковым сливом. Экстракцию повторяют дитизоном. Собранные в воронку № 2 экстракты промывают бидистиллятом 2 раза по 2 мл. В делительную воронку № 2 наливают 2 мл 1н раствора KBr , реэкстрагируют ртуть в течение 2 мин. Водный слой сливают в пенициллиновый флакон. Реэкстракцию повторяют, добавляя 2 мл 1н раствора KBr . Собранные реэкстракты ставят в темное место и передают на полярографический анализ.

Анализ методом ИВ проводят в полярографической ячейке с хлорсеребряным электродом сравнения. Удаление кислорода и перемешивание раствора осуществляют газообразным водородом. Условия полярографирования: фон 1н KBr , объем раствора 3 мл, $E_a = -0,9$ В, $\tau_a = 15$ мин, $i = 1 \cdot 10^{-8}$ А/мм, $\Delta E = (-0,25 \div 0,3)$ В, $E_{\text{Hg}} = (-0,02 - 0,05)$ В, $w = 0,063$ В/с. Количественную оценку содержания ртути проводят по калибровочному графику, который в данных условиях имеет линейную зависимость в интервале концентраций ртути $(1,1 - 11) \cdot 10^{-8}$ г/мл с коэффициентом чувствительности 0,055 А·мл/(Г·мин) и $S_T = 0,03$.

Методика проверена методом «введено-найденно». При «введенном» $1 \cdot 10^{-7}$ г ртути «найденно» $0,97 \cdot 10^{-7}$ г ртути. В проанализированных по данной методике 85 пробах воды концентрация ртути составляла (0,05—0,68) мкг/л. Ячейка очищается от ртути ополаскиванием бидистиллированной водой, подкисленной HNO_3 , прокаливанием кварцевого стаканчика на плитке в тяге в течение 5—10 мин, ополаскиванием 3—4 раза бидистиллированной водой. Производительность ИВ методики определения ртути составляет 6—7 проб в день.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ As В ПРИРОДНЫХ ВОДАХ

Высокая информативность мышьяка, получаемая при гидрогеохимических поисках, полностью не реализуется из-за низкой чувствительности применяемых методов анализа или их сложности. Ниже предлагается ИВ методика определения мышьяка в пресных водах. С целью уве-

личения чувствительности определения микроконцентраций мышьяка изучено электрохимическое поведение мышьяка на золотопленочном электроде в режиме переменного-токовой инверсионной вольтамперометрии (ИВ ПТ). Изучено влияние скорости развертки потенциала, амплитуды переменного напряжения, потенциала и времени предварительного электролиза на величину сигнала электрорастворения мышьяка при определении методом ИВ ПТ и выбраны оптимальные условия. В работе использован полярограф ПУ-1. В качестве рабочего электрода служил золото-графитовый электрод, который готовят путем электролитического покрытия торца графитового стержня, диаметром 0,6 см, золотом из раствора 1н HCl, содержащего $5 \cdot 10^{-6}$ г/мл ионов золота, при $E_0 = -0,3$ В, $\tau_0 = 5$ мин. В качестве электрода сравнения служит насыщенный каломельный электрод.

Анализируемый объем воды, который составляет 5—20 мл в зависимости от концентрации мышьяка, выпаривают после добавления 0,5—1 мл серной кислоты ($d = 1,84$) до паров SO_3 в кварцевом стаканчике. К раствору добавляют несколько кристалликов сернокислого гидразина и нагревают 5—10 мин для перевода полярографически неактивного As(5+) в As(3+). После охлаждения раствора добавляют 2 мл хлористоводородной кислоты до общего объема раствора 5 мл. Затем полярографируют в условиях: $E_0 = -0,5$ В, $\tau_0 = 1-3$ мин, $w = 0,03$ В/с, $i = (1 \cdot 10^{-8} - 5 \cdot 10^{-9})$ А/мм, амплитуда переменного тока 0,030 В, $E_{As} = 0,15$ В.

Концентрацию мышьяка определяют методом добавок стандартного раствора. Определению мышьяка не мешают стократные избытки Sb, Zn, P, Mn, K, Pb, S, Au. Мешает медь при соотношении $Cu(2+) \div As(3+) \geq 10 : 1$. Проверку правильности методики определения мышьяка проводили по способу «введено — найдено» в пяти пробах объемом 10 мл. По полученным результатам относительное стандартное отклонение не превышает 0,26. В проанализированных по данной методике 8 пробах воды концентрация мышьяка составляла (0,92—3,90) мкг/л при чувствительности определения 0,5 мкг/л. Для очистки от мышьяка кварцевые стаканчики кипятят в хлористо-водородной кислоте и ополаскивают бидистиллированной водой. Производительность определения мышьяка составляет 4—5 проб в день.

Во всех методиках используемые реактивы должны быть марки «осч», «хч».

Приведенные данные показывают целесообразность и возможность ИВ-определения ряда элементов, используемых в качестве критериев зон рудной минерализации при гидрогеохимических поисках, особенно на стадии проверочных работ в пределах ранее выявленных аномалий. Получаемые при этом количественные данные будут способствовать повышению информативности гидрогеохимического метода поисков полезных ископаемых.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Захаров М. С., Захарчук Н. Ф. Электрохимические методы анализа природных и сточных вод. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. — 221 с.

Захаров М. С., Московских Л. А. Определение элементов в воде электрохимическими методами. — Тюмень: Изд-во Тюменского индустриального института, 1982. — 120 с.

Каплин А. А., Стромберг А. Г., Пикула Н. П. Применение метода полярографии с накоплением (инверсионной вольтамперометрии) в анализе макро- и микрообъектов // Заводская лаборатория. — 1977. — Т. 43, № 4. — С. 385—404.

Поляков В. А., Нечаева Т. П. Определение цинка, кадмия, свинца и меди в природных водах методом осциллографической амальгамной полярографии с накоплением на стационарном ртутном пленочном электроде // Материалы 12-й Конференции молодых ученых. — М., 1970. — С. 168—174.

Стромберг А. Г., Каплин А. А. Современное состояние и перспективы полярографии с накоплением в анализе полупроводниковых материалов и особо чистых веществ // Изв. СО АН СССР. — 1975. — № 4. — Сер. хим. наук, вып. 2. — С. 58—73.

Стромберг А. Г., Каплин А. А., Швецова Т. Е. Использование метода инверсионной вольтамперометрии в аналитической практике (1976—1979 гг.). — Томск, 1984. — 58 с. — Деп. в ОНИИТЭХим г. Черкассы 19.04.84, № 352 хп-84.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Кирюхин В. А. Проблемные вопросы гидрогеохимических исследований . . .	5
Голева Г. А. Гидрогеологический анализ стратиформного рудообразования	10
Макаров В. Н. Некоторые особенности формирования гидрогеохимических ореолов и перспективы поисков в закрытых районах криолитозоны . . .	15
Шварцев С. Л., Рассказов Н. М., Копылова Ю. Г. Проблемы разработки и внедрения гидрогеохимического метода поисков месторождений полезных ископаемых	22
Росляков Н. А. Эволюция состава поровых растворов в ландшафтах золоторудных полей	28
Никитина Н. Б., Судариков С. М. Режим гидрогеохимических ореолов и потоков рассеяния рудопроявлений (юг Дальнего Востока)	33
Грицюк Я. М. Основные условия успешного внедрения гидрогеохимических методов в геологическую практику на современном этапе	41
Лукин А. А. Морфоструктурно-гидрогеологический анализ проявления скрытых и открытых очагов разгрузки подземных вод в зоне интенсивного водообмена при гидрогеохимических поисках	44
Пономарев Е. А. Методы оценки перспектив рудоносности платформенных территорий при региональных гидрогеохимических исследованиях . . .	52
Копылова Ю. Г., Большаков Э. И., Неволько А. И., Бычков В. Я., Дутова Е. М., Полтанова Л. М., Потылицына М. З. Опыт применения гидрогеохимического метода при поисках полезных ископаемых на северо-западе Салаира	55
Кирюхин В. А., Никитина Н. Б., Судариков С. М. Рассеянные и редкоземельные элементы в подземных водах золоторудных месторождений Дальнего Востока	71
Старовойтова Н. В., Тугаров И. В. Использование математических методов и ЭВМ при обработке гидрогеохимической информации	74
Полегаева Л. Б., Ломоносов И. С. Особенности формирования гидрогеохимических потоков рассеяния Ангарской железорудной провинции . . .	77
Казьмин Л. А., Королева Г. П. Физико-химическое моделирование взаимодействия вода — порода в зоне гипергенеза золоторудных полей	82
Логинов А. А., Ильин И. Н., Иванов А. С. Опыт и основные результаты мелкомасштабных гидролитохимических исследований в различных ландшафтных условиях	87
Лукьянчиков Ю. С., Касымжанова Б. С. Типизация гидрогеохимических аномалий Текели-Усекского рудного района и закономерности их размещения	90
Табаксблат Л. С., Рапопорт А. М. Оценка металлоносности гидрогеохимических ассоциаций рудничных вод медно-колчеданых месторождений . . .	94
Полегаева Л. Б., Мартихаева Д. Х., Зарипов Р. Х., Манзелинов Н. И. Опыт гидрогеохимических поисков в условиях аридного климата	96
Лосева З. В., Большаков Э. И., Лукин А. А., Дагаев Ю. Г. Геохимические поиски медно-никелевого оруденения в центральной части Колывань-Томской складчатой зоны	99
Шестаков Б. И. К методике гидрогеохимических поисков малосульфидных руд в Верхнем Приамурье	104
Филишова Л. А., Кованова А. И., Смолянский Е. Н. Обработка данных гидрогеохимической съемки методом многомерного поля (МП)	107
Корневская Т. Н., Глухов Ю. С. Гидрогеохимический метод в прогнозно-поисковом комплексе при крупномасштабном геологическом картировании с общими поисками	110

Воротников Б. А., Нестеренко Г. В., Николаева Н. М. Гидрогеохимия самородного золота в зоне гипергенеза	113
Коробушкина Е. Д., Королева Г. П., Прокопчук С. И., Сандиминова Г. П. Роль микроорганизмов в укрупнении частиц золота в зоне гипергенеза областей современного вулканизма	117
Бернатонис В. К. Роль органического вещества в процессах гипергенной миграции золота	122
Карцев А. А. Основные современные проблемы нефтегазопоисковой гидрогеохимии	124
Зуев В. А., Назаров А. Д., Рогов Г. М. Методические основы гидрогеохимической нефтегазопоисковой съемки в Тунгусском бассейне	126
Михайлов И. М., Титкова С. Н., Соломатина И. П., Селезнева Л. И., Подобаева Т. П., Маринина А. С. К вопросам о взаимосвязи органических веществ пород, вод и нефтей	142
Барс Е. А., Селезнева Л. И., Скульская З. М. Водорастворимые органические вещества глинистых отложений — новый источник геохимической информации	144
Назаров А. Д., Юшков С. А. Основные проблемы нефтепромысловой гидрогеохимии	149
Букаты М. Б. Особенности физической химии процессов в системе вода — порода	156
Певнев С. М., Букаты М. Б., Рогов Г. М. Гидрогеологическое обоснование модели Собинского газонефтяного месторождения	164
Матусевич В. М., Бакуев О. В. Гидрогеохимическая зональность Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна с позиций геодинамики	172
Прокотьева Р. Г. Элементы иттриевой подгруппы в водах мезозойских отложений Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна	175
Иванов В. Г., Манылова Л. С., Данилова В. П., Жукова Т. А., Фатеев А. Д., Санданов А. И., Быкова В. В. Гидрогеохимические показатели нефтегазоносности юрских и доюрских образований Томской области	179
Сафронова К. П., Петрова Н. Г., Федорова В. С. Особенности формирования основных типов боросодержащих минеральных вод Сибирской платформы	183
Бычков В. Я., Ермашова Н. А., Шварцева Н. М. Формирование химического состава подземных вод Томской области	189
Ермашова Н. А., Винниченко Н. П. Термоминеральные воды Томской области, состояние и перспективы их использования	195
Вертман Е. Г., Левицкий В. М., Судыко А. Ф. Нейтронно-активационный анализ природных вод и горных пород	199
Зарубина Р. Ф., Ефимова А. Н., Бабурова Э. П., Алюнина Л. Н., Ключева Т. Б. Анализ природных вод методом инверсионной вольтамперометрии при гидрогеохимических поисках	206

Научное издание

**ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ
ПОИСКИ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ**

Редактор издательства *Г. А. Есева*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Технический редактор *Т. Н. Драгуи*
Корректоры *В. В. Борисова, Т. Ф. Погиблова*

ИБ № 34527

Сдано в набор 21.09.89. Подписано к печати 02.03.90. МН-01623. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типографская № 2. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 18,9. Усл. кр-отт. 19,3. Уч.-изд. л. 19,6. Тираж 1000 экз. Заказ № 844. Цена 4 р. 10 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099 Новосибирск, ул. Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.

**В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»**

**готовятся к выпуску в 1990 году
следующие книги:**

Проблемы магматизма и метаморфизма Восточной Азии.— 15 л.— 3 р.

В сборнике подведен итог исследованиям по территории Центрально-Азиатского складчатого пояса, Приморья и Северо-Востока СССР. Рассмотрены проблемы офиолитов, даны сводки по позднепалеозойскому гранитоидному магматизму и вулканизму ряда крупных областей: Казахстана, Алтая, Монголии, Забайкалья, Приморья и Колымско-Чукотской области. В сборнике помещены также статьи китайских геологов.

Для специалистов по магматической и региональной геологии, петрологии, метаморфизму.

Гранитные пегматиты. Слюдоносные пегматиты/ В. А. Макрыгина, В. Е. Загорский, В. М. Макагон, Б. М. Шмакин.— 22 л.— 4 р.

В книге освещаются вопросы геологии, минералогии, геохимии мусковитовых и редкометалльно-мусковитовых пегматитов мира. Описываются закономерности размещения и характер связи пегматитов с метаморфическими комплексами повышенных и умеренных давлений, особенности их флюидного режима, геохимические и минералого-геохимические методы поисков. Особое внимание уделено характеристике минерального состава и строения пегматитовых тел, распределению в них элементов-примесей, физико-химическим параметрам процессов пегматитообразования.

Для геохимиков, петрологов, минералогов.

ВНИМАНИЮ ЗАКАЗЧИКОВ!

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресам:

117393 Москва, ул. Академика Пилюгина, 14, корп. 2, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига», имеющий отдел «Книга — почтой».

- 480091 **Алма-Ата**, ул. Фурманова, 91/97 («Книга — почтой»);
- 370001 **Баку**, ул. Коммунистическая, 51 («Книга — почтой»);
- 232600 **Вильнюс**, ул. Университето, 4;
- 690088 **Владивосток**, Океанский проспект, 140 («Книга — почтой»);
- 320093 **Днепропетровск**, проспект Гагарина, 24 («Книга — почтой»);
- 734001 **Душанбе**, проспект Ленина, 95 («Книга — почтой»);
- 375002 **Ереван**, ул. Туманяна, 34;
- 664033 **Иркутск**, ул. Лермонтова, 289 («Книга — почтой»);
- 420043 **Казань**, ул. Достоевского, 53 («Книга — почтой»);
- 252030 **Киев**, ул. Ленина, 42;
- 252142 **Киев**, проспект Вернадского, 79;
- 252025 **Киев**, ул. Осипенко, 17;
- 252107 **Киев**, ул. Татарская, 6 («Книга — почтой»);
- 277012 **Кишинев**, проспект Ленина, 148 («Книга — почтой»);
- 343900 **Краматорск** Донецкой обл., ул. Марата, 1 («Книга — почтой»);

- 660049 **Красноярск**, проспект Мира, 84;
443002 **Куйбышев**, проспект Ленина, 2 («Книга — почтой»);
191104 **Ленинград**, Литейный проспект, 57;
199164 **Ленинград**, Таможенный пер., 2;
194064 **Ленинград**, Тихорецкий проспект, 4;
220012 **Минск**, Ленинский проспект, 72 («Книга — почтой»);
103009 **Москва**, ул. Горького, 19а;
117312 **Москва**, ул. Вавилова, 55/7;
630076 **Новосибирск**, Красный проспект, 51;
630090 **Новосибирск**, Морской проспект, 22 («Книга — почтой»);
142284 **Протвино** Московской обл., ул. Победы, 8;
142292 **Пушино** Московской обл., МР, «В», 1 («Книга — почтой»);
620151 **Свердловск**, ул. Мамина-Сибиряка, 137 («Книга — почтой»);
700000 **Ташкент**, ул. Ю. Фучика, 1;
700029 **Ташкент**, ул. Ленина, 73;
700070 **Ташкент**, ул. Шота Руставели, 43;
700185 **Ташкент**, ул. Дружбы народов, 6, («Книга — почтой»);
634050 **Томск**, наб. реки Ушайки, 18;
450059 **Уфа**, ул. Р. Зорге, 10 («Книга — почтой»);
450025 **Уфа**, ул. Коммунистическая, 49;
720001 **Фрунзе**, бульвар Дзержинского, 42 («Книга — почтой»);
310078 **Харьков**, ул. Чернышевского, 87 («Книга — почтой»).

з. 10 к.

5243



«НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ