Записки Ленинградского орденов Ленина и Трудового Красного Знамени горного института им. Г. В. Плеханова, т. XLVIII, вып. 2, 1965 г.

К ГИДРОХИМИЧЕСКИМ ПОИСКАМ ОЛОВЯННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В МЯОЧАНСКОМ ХРЕБТЕ

В. А. Кирюхин, В. И. Гуревич, А. Н. Павлов

Гидрохимическими исследованиями в бассейне нижнего течения р. Амура в пределах Мяочанского хребта доказана возможность применения гидрохимических методов для поисков оловянно-полиметаллических месторождений в условиях среднегорного рельефа при гумидном климате.

В настоящей статье рассмотрены особенности формирования химического состава вод в этом районе, затронуты вопросы количественной оценки результатов гидрохимических поисков.

Особенности формирования химического состава подземных вод. Район оловянно-полиметаллических месторождений относится к окраинной части Амгунь-Амурской гидрогеологической складчатой области. Подземные воды развиты преимущественно в верхней части разреза до глубины 100—150 *м*. Они приурочены к аллювиально-делювиальному покрову, зонам выветривания и тектоническим нарушениям в метаморфизованных терригенных, эффузивных и интрузивных породах юрско-мелового возраста, базальтах неоген-нижнечетвертичного возраста, а также к современным песчаным и валунно-галечным аллювиальным отложениям.

Подземные воды распространены в районе неповсеместно. На водоразделах они обычно отсутствуют или имеют временный характер. Там, где зона выветривания коренных пород достигает 100—120 *м*, подземные воды часто образуют небольшие по площади и маломощные линзы. Лишь в периоды длительного выпадения дождей и таяния снегов на водоразделах устанавливается временный трещинно-грунтовый водоносный горизонт. Постоянные водоносные горизонты близ водоразделов встречаются только на участках развития покровных базальтов неоген-нижнечетвертичного возраста или древних аллювиальных отложений. По склонам чаще всего формируются локальные подземные потоки, двигающиеся обычно по распадкам в бортах долин и в нижней части элювиально-делювиальных образований. Мощность элювиально-делювиального покрова в среднем 2—3 *м*, у подножья склонов — 5—15 *м*.

Зоны тектонических нарушений — единственные пути, по которым подземные воды могут циркулировать на глубину более 100—200 *м*. Это жильные воды, обычно обладающие напором.

Выходы подземных вод наблюдаются обычно на 30—40 *м* ниже водоразделов и служат истоками ручьев. Ручьи могут исчезать в элювиально-делювиальных образованиях, а затем появляться вновь. Дебит источников колеблется от 0,001 до 8 *л/сек* и равен в среднем 0,2—0,3 *л/сек*.

Подземные воды района имеют, главным образом, гидрокарбонатный кальциевый состав и минерализацию от 0,02 до 0,15 *г/л*, в среднем 0,04—0,07 *г/л*. Содержание иона HCO_3 достигает 20—30 *мг/л* (90—100%-*экв*),

содержание сульфата обычно не превышает нескольких миллиграммов на 1 *л*. Сравнительно повышена концентрация сульфатов в водах скважин (до 20—30 *мг/л*) и особенно штолен (до 100 *мг/л* и более).

Состав вод района в значительной мере формируется в процессе окисления и выщелачивания водовмещающих пород и руд. Последние имеют кварц-сульфидно-касситеритовый и кварц-турмалин-касситеритовый состав.

Мощность зоны окисления достигает 80—130 *м* при относительном превышении водоразделов над урезом воды в реках и ручьях до 200—300 *м*. В пределах зоны гипергенеза сульфидные и другие гипогенные минералы изменены неполностью и неповсеместно. По степени растворимости минералы зоны гипергенеза можно подразделить на четыре группы.

1. Легко растворимые — сульфаты меди, цинка, железа и других металлов, характеризующихся пределом насыщения до нескольких десятков и сотен граммов на 1 *л*.

2. Растворимые — карбонаты свинца, цинка, меди и железа, насыщающие водные растворы при содержаниях *n*10—*n*100 *мг/л*.

3. Трудно растворимые — сульфиды и арсениды, растворимость которых не превышает десятых-тысячных долей миллиграммов на 1 *л*.

4. Весьма трудно растворимые — окислы (касситерит, вольфрамит), некоторые силикаты и другие минералы с пределом растворимости меньше 10^{-5}—10^{-6} *мг/л*.

Растворимость некоторых типов руд определяли анализом водных и солянокислых вытяжек (0,1 н. раствор HCl), которые приготовлялись при комнатной температуре в течение 10—15 суток. Водные вытяжки имеют состав

$$M\,0{,}06 - 0{,}3\,\frac{SO_4\,(100-50)\;HCO_3\,(49-0)\;Cl\,(12-1)}{Fe\,(82-0)\;Na\,(54-11)\;Ca\,(72-2)}\;H_2SiO_3\,(48-30)\;pH\,(6{,}3-7{,}6).$$

Средние концентрации микроэлементов, % к сухому остатку:

Cu	0,02	Zn	0,07
Pb	0,003	Sn	до 0,005

Существует зависимость между содержанием пирротина в рудах и минерализацией водных вытяжек из них. Зависимость аппроксимируется эмпирической формулой

$$Pr = 1{,}3 \cdot 10^3 M^2 - 0{,}1\,M,$$

где Pr — содержание пирротина, вес. %;

M — минерализация водной вытяжки, *мг/л*.

Содержание серебра, молибдена и никеля (0,0003—0,001%) в водных вытяжках из порошков различного минералогического состава практически не меняется. Хром, кадмий и мышьяк в водных вытяжках не отмечаются и появляются лишь в солянокислых.

Рудные воды оловянно-полиметаллических месторождений Мяочана по составу близки к водным вытяжкам. Например, штольневые воды, вытекающие из рудных зон, имеют состав

$$M\,0{,}08 - 0{,}2\,\frac{SO_4\,(65-7)\;HCO_3\,(90-35)\;Cl\,(5-0)}{Ca\,(71-42)\;Mg\,(50-22)\;Na\,(20-0)}\;pH\,(3{,}5-7{,}2).$$

Средние концентрации микроэлементов, % к сухому остатку:

Cu	0,03	Zn	0,05
Pb	0,008	Sn	0,001

Кроме того, в штольневых водах часто встречаются никель, мышьяк и бериллий. Содержание их в штольневых водах обычно минимум на порядок превышает средние их содержания в фоновых водах района.

Установлено, что влияние минералогических особенностей вмещающих пород на состав вод характерно не только для рудных зон, но и безрудных толщ. Помимо этого, формирование химического состава подземных вод в значительной мере зависит от интенсивности водообмена и изменений во времени (режимные факторы). В период весеннего снеготаяния и длительных летне-осенних дождей уровень подземных вод поднимается, появляются новые источники, увеличивается их дебит и т. п. В засушливые периоды года происходят обратные явления. Отмечены не только внутригодовые, но и межгодовые изменения режима подземных вод. В периоды интенсивного питания подземных вод обычно уменьшается содержание гидрокарбонатов (в штольневых водах — сульфатов), кальция, натрия и вместе с ними снижается величина минерализации. В зимние месяцы концентрация этих компонентов заметно увеличивается и в водах появляются сульфаты. Остальные макрокомпоненты слабо реагируют на изменение условий водного питания.

При гидрохимических поисках чрезвычайно важно проследить поведение микрокомпонентов (прежде всего рудных) в водах в зависимости от изменения атмосферного питания.

Режимные наблюдения летом 1962 и 1963 гг. за составом подземных вод показали приуроченность средних концентраций металлов к меженному периоду. После интенсивных, но непродолжительных дождей концентрация металлов возрастает. При продолжительных дождях она вначале возрастает, а затем заметно падает. В течение летнего сезона эти колебания концентраций тяжелых металлов не выходят за пределы одного порядка.

В поверхностных водах после выпадения даже небольших дождей концентрация металлов заметно снижается, а интенсивное и длительное выпадение осадков способствует почти полному исчезновению рудных компонентов. Например, в устье ручья Солнечного максимальное содержание тяжелых металлов отмечено 12 августа 1963 г. (0,116% к сух. остатку). После сильных дождей, прошедших 22—31 августа 1963 г., концентрация снизилась до 0,001—0,002%. В воде р. Силинки к 7 августа концентрация суммы металлов достигла максимума (0,21% к сух. остатку), а к 29 августа также упала до 0,004%.

Концентрация рудных металлов в водах одних и тех же источников, опробованных в течение различных лет, существенно различна (см. таблицу). Например, по сравнению с 1961 и 1962 гг. в 1963 г. резко снизилась не только концентрация рудных элементов, но и процент их встречаемости.

Вопросы количественной интерпретации гидрохимических ореолов рассеяния. Гидрохимические ореолы рассеяния возникают в подземных

Сравнение результатов режимных гидрохимических наблюдений 1962—1963 гг.

Место взятия пробы	Год опробования	Средняя концентрация, % к сух. остатку						SO_4^{-2}, мг/л	pH
		Sn	Cu	Zn	Pb	Ag	Mo		
Штольня № 1 . .	1962	0,001	1	1	0,065	0,0065	0,0003	55	7,2
Месторождение Солнечное	1963	0,0007	1	1	0,03	0,0065	0,0003	75	7,2
Источник на западной окраине пос. Солнечный	1962	0,001	0,005	0,02	0,005	0,0003	0,0003	1	6,8
	1963	—	0,001	<0,01	<0,001	—	0,0003	0	6,4
Ручей Солнечный, устье	1962	0,001	0,003	0,08	0,001	0,001	—	1	6,9
	1963	—	0,001	0,01	0,001	—	0,0003	0	6,4

или поверхностных водах под воздействием рудного вещества на состав воды при ведущей роли химических процессов. Количественно или полуколичественно интерпретировать гидрохимические ореолы рассеяния — это значит оценить: 1) ориентировочную концентрацию металла в рудном теле; 2) местоположение рудного тела; 3) масштаб оруденения.

1. При средней концентрации металла в рудном теле, равной C, максимальное равновесное содержание металла в воде рудного тела достигает при отсутствии движения некоторой величины C_0. Соотношение между C_0 и C в основном зависит от минералогического состава руд, степени их окисленности и трещиноватости, от окислительно-восстановительного потенциала воды Eh, ее кислотности-щелочности pH, температуры, минерализации и состава.

Термодинамическим расчетом каждого рудного минерала можно определить [2]: поля устойчивости минерала на контакте с водой в координатах Eh—pH; основные устойчивые формы миграции металла в воде; равновесное содержание каждой из миграционных форм в воде, контактирующей с минералом.

При гидрохимическом опробовании обычно получают суммарную концентрацию металла. Поэтому **термодинамический** расчет следует дополнить вычислением суммарного равновесного содержания растворенного металла. Сопоставляя фактическое и равновесное содержания металла в воде, вообще говоря, можно подойти к количественной оценке концентрации металла в рудной зоне при отсутствии фильтрации. При фильтрации воды через рудное тело максимальная равновесная концентрация C_0 не достигается, максимальное содержание металла в движущейся воде C_0' тем выше, чем меньше скорость фильтрации. Соотношение между C_0 и C_0' поддается расчету методами химической кинетики, так же как и скорость установления равновесия. Необходимо убедиться, что существующая интенсивность водообмена обеспечивает возможность его достижения.

Большинство из указанных выше исходных расчетных параметров можно получить лишь в пределах достаточно хорошо изученного месторождения. Это существенно ограничивает применение в поисковой практике предлагаемой термодинамической схемы количественной интерпретации, особенно в начальные стадии гидрохимических поисков. В этот период она может носить лишь полуколичественный характер. В районах с гумидным климатом, подобных Мяочанскому району, можно использовать «принцип сближения кларков» [3]. Он сводится к тому, что при высокой степени интенсивности водообмена, т. е. при $M \to 0$

$$\frac{C_в}{M} 100 \to C_п,$$

где $C_в$ и M — соответственно содержание элемента в воде и ее минерализация;

$C_п$ — средняя концентрация элемента в выщелачиваемой водовмещающей горной породе, вес. %.

Из числа рассматриваемых элементов необходимо исключить те, которые имеют существенно метеорное происхождение (это относится в основном к анионам). Согласно данным анализа, минерализация дождевых вод, отобранных в Мяочанском районе, колеблется от 16 до 32 *мг/л*. При этом тяжелых металлов содержится от 0,001 до следов.

Указанный выше принцип можно записать, используя предложенный А. И. Перельманом [4] коэффициент во, ной миграции K_x,

$$\text{при } M \to 0 \quad K_x \to 1.$$

Однако с ростом минерализации воды величина K_x все более заметно отклоняется от единицы, возрастая для легкоподвижных водных мигрантов и падая — для слабоподвижных.

Для Мяочанского района средние значения K_x по результатам гидрохимического опробования за 1961—1962 гг. составляют:

Cu . . . 2,98	Ni . . . 7,91	Sr . . . 0,64
Pb . . . 1,38	Ga . . . 0,32	Ba . . . 0,13
Zn . . . 4,38	Be . . . 0,94	Ti . . . 0,28
Sn . . . 0,64	Y . . . 0,46	V . . . 0,07
Mo . . . 0,43	Yb . . . 0,96	Mn . . . 0,32
Cr . . . 6,38	Co . . . 0,36	Zr . . . 0,12

Они показывают возможность использования принципа сближения кларков для интерпретации результатов гидрохимических поисков в Мяочанском районе. Ориентировочную среднюю концентрацию металла в выщелачиваемой горной породе можно оценить по формуле

$$C_{\text{п}} \approx \frac{C_{\text{в}}}{K_x}.$$

Дальнейшее уточнение изложенного метода интерпретации возможно при установлении зависимости величины K_x от минерализации воды, а также после изучения коэффициентов водной миграции металлов в пределах рудных зон. Для правильного прогноза концентраций металла в породе необходимы не только значения содержаний металлов в воде, но прежде всего их концентрации в процентах к весу сухого остатка воды.

2. Местонахождение выхода рудного тела в принципе можно установить по ряду точек, находящихся в пределах его ореола, с помощью физико-математической теории поля, в частности, пользуясь ее выводами для диффузионно-фильтрационных процессов [1].

В начальные этапы гидрохимических поисков целесообразно устанавливать местоположение рудного тела как «возмущающего» объекта по фактическим данным, ориентировочно оконтуривая его как геометрическое место точек, равноудаленных от контура аномалии. Достоверность результатов, полученных таким способом, возрастает при сопоставлении ореолов по нескольким рудным металлам с различной миграционной способностью. Дальнейшие коррективы следует вносить с учетом фильтрационного сноса аномалии и динамики изменения ореола в годовом цикле, а в пределах опытных участков — на протяжении нескольких лет.

3. Один из возможных путей ориентировочной оценки масштаба оруденения — подсчет количества металла, выносимого подземными и поверхностными водами в единицу времени в пределах выщелачиваемой части рассматриваемого массива пород или, что может оказаться удобнее, с рассматриваемой водосборной площади. При этом в принципе должна иметь место зависимость

$$z \approx fQ\,(s - s_0),$$

где z — масштаб оруденения, т. е. расчетные, кажущиеся запасы металла в растворяющейся части зоны оруденения, расположенной в пределах водосборной площади;

Q — модуль подземного или поверхностного стока для данной водосборной площади, $л/(сек \cdot км^2)$;

S — среднее содержание металла в подземных (поверхностных) водах аномальной водосборной площади, *мкг/л*;

S_0 — фоновое содержание металла в водах рассматриваемого магматического или литолого-стратиграфического комплекса пород, *мкг/л*;

f — коэффициент пропорциональности, определяемый эмпирически на хорошо изученных опытно-методических водосборных площадях.

Значения f должны существенно меняться в зависимости от интенсивности водообмена, степени окисленности руд и трещиноватости водовмещающих пород, от скоростей окисления и гидратации рудных минералов, масштабов сорбции металлов минеральными и органическими коллоидами и т. д. Если для опытно-методических водосборных площадей влияние этих факторов окажется примерно одинаковым, эмпирическую величину f можно применять в качестве константы, стабильной для данного района, и пользоваться ею для ориентировочной оценки масштаба оруденения на других водосборных площадях этого района.

ЛИТЕРАТУРА

1. Албул С. П. О диффузионно-фильтрационном процессе в связи с геогидрохимическими поисками рудных месторождений. Сб. «Вопросы формирования химического состава подземных вод». Изд-во МГУ, 1963.
2. Гаррелс Р. Минеральные равновесия при низких температурах и давлениях. Изд-во иностр. лит-ры, 1962.
3. Гуревич В. И. О некоторых общих принципах формирования химического состава природных вод. Научно-технич. совещ. по гидрогеол. и инженерной геол., Секция геохимии, ВСЕГИНГЕО, 1963.
4. Перельман А. И. Геохимия ландшафта. Географгиз, 1961.