

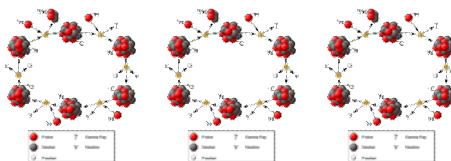
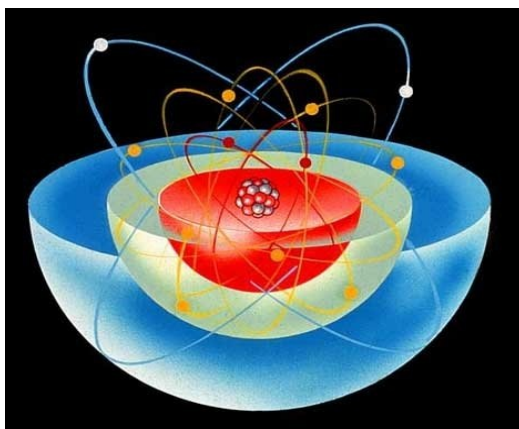
**МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО
СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ РЕСПУБЛИКИ
УЗБЕКИСТАН**

**ТАШКЕНТСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ
ИМЕНИ АБУ РАЙХАНА БЕРУНИ**

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ЯДЕРНОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ
ПОИСКОВ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

Конспект лекций

часть 1



Ташкент- 2012

Геохимические и ядернофизические методы поисков полезных ископаемых. Сост. Антонец А.Г. – Ташкент: ТашГТУ, 2012.

Конспект лекций составлен на основании учебного плана и соответствующей рабочей программы для студентов магистратуры.

Он предназначен для студентов-магистрантов горно-геологических специальностей по направлению 5А 311703 «Методы поисков и картирования месторождений полезных ископаемых (геофизические методы)».

Конспект лекций может быть также полезен для студентов бакалавратуры различных направлений геолого-геофизического профиля и представлять определенный интерес и для студентов других специальностей высших учебных заведений.

Печатается по решению научно-методического совета ТашГТУ

Рецензенты:

Зав. Сектором прикладной геохимии,
к.г.-м.н

С.М.Колоскова (НИИМР)

к.г.-м.н., доц.

Р.Ю.Юсупов (Таш ГТУ)

© Ташкентский государственный технический университет, 2012.

ЛЕКЦИЯ 1. ВВЕДЕНИЕ

Геохимические методы прогноза, поисков, разведки и оценки месторождений полезных ископаемых являются одними из эффективных средств изучения земных недр.

Геохимические методы – один из наиболее широко используемых способов поисков полезных ископаемых во всем мире. Это объясняется как их высокой результативностью, так и универсальностью в отношении самых различных геологических обстановок. Практически любое полезное ископаемое сопровождается ореолами основного элемента и элементов-спутников в различных природных средах (геосферах) и может быть обнаружено геохимическими методами поисков (ГМП).

В последние годы они широко применяются во всем мире. С высокой эффективностью они сочетаются с геологическими и геофизическими съемками, а затем с горными и буровыми работами на всех стадиях геологоразведочного процесса, начиная от региональных съемок обширных территорий до самых детальных работ при эксплуатационной разведке промышленных месторождений.

Геохимические методы позволяют обнаруживать полезные ископаемые по невидимым признакам с помощью тончайших средств современного анализа химического состава природных образований, среди которых в последние годы широкое применение нашли методы ядерной геофизики, позволяющие определять низкие концентрации химических элементов не только в условиях лаборатории, но и в полевых условиях (естественном залегании: на дневной поверхности, горных выработках различного типа и в буровых скважинах).

В связи с быстрым истощением резерва легко открываемых месторождений геохимические методы приобрели важнейшее значение при поисках в слабо обнаженных, задернованных, залесённых районах, а также для выявления глубоко залегающих («слепых») и погребенных месторождений.

Появление современных геохимических методов подсказано требованиями экономики и подготовлено трудами классиков геохимии (В.И.Вернадский, А.Е.Ферсман, В.М.Гольдшмидт, Ф.У.Кларк и др.).



В основе геохимических методов лежат четыре важнейших положения геохимии, имеющие первостепенное прикладное значение:

а) повсеместное распространение химических элементов во всех геосферах;

б) непрерывная миграция (перемещение) элементов в пространстве и времени;

в) многообразие видов и форм существования элементов в природе;

г) преобладание рассеянного состояния элементов над концентрированным, особенно для рудообразующих элементов.

Геохимия (относительно новая наука) создавалась в течение ряда десятилетий на стыке геологии, химии и атомной физики.

Этому способствовали, с одной стороны, огромный размах по поискам и разведке МПИ, а с другой – успехи смежных с геохимией наук.

Геохимия своими идеями, положениями, методами исследований природного вещества и природных процессов не только глубоко пронизывает современную геологическую науку и практику, но и проникает во многие, в т.ч. далекие науки (астрофизика, атомная физика, физическая химия, металлургия, география, почвоведение, биология (физиология и биохимия животных и растений) агробиология, медицина, экология и др.

Геохимия имеет свой предмет и задачи изучения, свои методы и методики исследований.

Объектом геохимических исследований (т.е. предметом изучения) являются атомы химических элементов Земли, она изучает также атомы хим. элементов и за пределами (в космических телах и образованиях). На её основе родилась новая наука космохимия.

Задача геохимии – выявить основные черты тех 93 типов атомов, которые составляют в различных сочетаниях природу во всем её многообразии.

В отличие от многих геологических наук, изучающих лишь определенный отрезок истории атомов и комплексов в природе, геохимия играет связывающую роль, она прослеживает всю историю поведения и все формы нахождения атома на Земле.

Геохимия, устанавливая связь между различными науками, синтезирует громадный фактический материал и выводы, накопленные многими науками, этим она способствует более глубокому и всестороннему изучению природных процессов.

Велико и практическое значение геохимии: тут и разрешение таких проблем, как генезис МПИ и размещение элементов и их месторождений в пространстве, что лежит в основе рациональных поисковых, разведочных и эксплуатационных работ.

Геохимия может указывать новые виды сырья для некоторых особенно редких и рассеянных элементов, не образующих часто собственных минералов и наметить пути извлечения этих элементов.

Геохимический анализ руд дает возможность установить наличие в них элементов примесей и соответственно направить переработку руд комплексно.

Содержащиеся в живом веществе элементы в малых количествах играют большую физиологическую роль, поэтому детальные геохимические исследования, а также биогеохимическое изучение растений и животных имеют большое значение для решения практических задач сельского хозяйства и даже медицины.

В геохимии выделяют большое число направлений, которые носят соответствующие названия (геохимия: систем, геохимия океана, ландшафта, минералов; процессов, отдельных элементов, гипергенеза, осадочных пород и руд, процессов выветривания и коры выветривания, галогенеза, техногенеза, историческая геохимия и др.).

Практическое применение геохимии связано с решением многих практических проблем: здравоохранения, сельского хозяйства, охраны среды и особенно с поисками полезных ископаемых.

Прикладная геохимия получила название - геохимические методы поисков и разведки полезных ископаемых.

В последние годы при определении и анализе химического состава природных соединений нашли применение ядерно-физические методы.

Современное учение о геохимических и ядерно-физических методах поисков месторождений полезных ископаемых

представляет собой стройную систему знаний, отвечающую всем признакам самостоятельного раздела геологических наук: наличию собственного предмета исследований, соответствующей методики исследований и специальной терминологии.

Предметом исследований в прикладной геохимии являются геохимическое поле и его локальные аномалии, обязанные своим образованиям промышленным месторождениям.

Методом исследований являются геохимические съемки с последующей геологической, геохимической и физико-математической интерпретацией полученных данных.

Выделяют следующие основные методы геохимических поисков (литохимические по первичным и вторичным ореолам), гидрогеохимические, биогеохимические, атмогеохимические и др.). (Рис.1.1)

Среди других геохимических методов выделяются шлиховая съемка, а также наводные и подводные геохимические съемки, газортутные, гелиевые, каппаметрические и др. методы.

Из истории развития геохимических методов

Создание геохимических методов поисков рудных месторождений связано с именем Н.И.Сафронова (1904-1982), когда под его руководством в геофизическом секторе ЦНИГРИ (ныне ВСЕГЕИ) в Ленинграде (С-Петербург) в 1931-32 гг. началась разработка физико-химического метода поисков и успешно были проведены первые полевые работы с использованием этого метода в разных рудных районах страны.



**Сафронов
Николай
Ильич
(1904-
1982)**

Видный деятель в области поисковой геофизики, основоположник теории современных геохимических поисков рудных месторождений.

Доктор геолого-минералогических наук (1964 г., лауреат Государственной премии СССР (1973 г)). Автор и соавтор более 60 статей, 4 монографий и 8 авторских свидетельств на изобретения. Открыл оловорудное место-рождение Валькумей, на базе которого вырос современный город Певек. В 1936

г., на основании работ выполненных на Рудном Алтае в 1931-1932 гг., сформулировал основные принципы поисков месторождений по их геохимическим ореолам, утвердив приоритет советской науки в этой области.

Основоположником прикладной (поисковой) геохимии является Н.И. Сафронов, который в 1931–1932 гг. впервые в мире начал проводить поиски рудных месторождений по их вторичным ореолам рассеяния. С 1938 года курс ГМП начал читаться вначале в Ленинградском горном институте, а затем и в других геологических вузах страны. За рубежом геохимические методы поисков начали применяться только в 40–50 годы XX века.

Одновременно и независимо В.А. Соколовым (1900-1971) в Москве разрабатывались геохимические методы поисков месторождений нефти и газа (метод газовой съемки), основанный на определении в почвенном воздухе метана и др. углеводородов.

Работы Н.И. Сафронова были успешно продолжены большой группой отечественных исследователей: А.П.Соловов (в Сибири, Казахстане, Средней Азии), Б.Л.Флеров, М.Ф.Зенин и др.



Соловов
Александр Петрович
1908 - 1993

— геохимик, заслуженный геолог РСФСР (1985), доктор геолого-минералогических наук (1959), профессор кафедры геохимии геологического факультета МГУ (1963), главный инженер Главного геофизического управления Мингео СССР (1944–1949), член бюро Межведомственного совета АН СССР и Мингео СССР по научным основам геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых (1968), член Методического совета Минвуза СССР по высшему геологическому образованию почетный член Болгарского геологического общества (1983). Награжден золотой медалью "Климент Охридский" Софийского университета (1983), медалью "За заслуги в разведке недр" (1983); "Почетный разведчик недр СССР" (1987).

Основные вопросы, связанные с поисками по вторичным литохимическим ореолам и потокам рассеяния рассмотрены в работах таких исследователей как В.В.Добровольский, Е.М.Квятковский, К.И. и В.К. Лукашевы, В.И.Морозов, В.М.Питулько, В.В.Поликарпочкин, Ю.Е.Саэт, Т.Т.Тайсаев, В.А.Алексеев, Л.Н.Овчинников, А.И.Перельман и др.

В 1936 г. А.А.Сауков (1902-1964) выявил широкие ореолы рассеяния в коренных породах месторождений ртути в Средней Азии (литохимический метод по первичным ореолам).

С 1917 г. связано начало разработки гидрогеохимического метода, когда акад. Н.С.Курнаков, изучая калий в рассоле соляных варниц, открыл Верхне-Камское месторождение калийных солей.

В 1936 г. Е.А.Сергеев изучил водные ореолы рассеяния для полиметаллических месторождений на Алтае.

О.А.Алекин в 1938г. указал на повышенное содержание золота в водах некоторых притоков рек Дальнего Востока.

В.И.Николаев (1938г.) показал, что поиски (К, В, Вг) могут быть осуществлены при изучении этих элементов в водах.

Работы В.А.Сулина направлены на применение гидро-геохимического метода при поисках нефтяных месторождений.

Работы более позднего периода связаны с такими именами как (А.А.Бродский, А.И.Германова, Г.А.Голева, А.А.Сауков, А.Н.Токарев, А.В.Щербаков, Н.И.Долуханова, П.А.Удодов и др.).

Теоретические основы биогеохимического метода заложены В.И.Вернадским, А.П.Виноградовым. Из исследователей этого направления можно выделить Д.П.Малюгу (1937г.), который проводил систематические почвенно-флористические исследования на ряд элементов (Ni, Co, Cr, Cu, U и др.). С.М.Ткалич (1938г.) в Красноярском крае ищет различные металлы. Н.Н.Высоцкий (Урал), Б.А.Клеер (Алтай) заложили основы геоботанического метода. Идея использовать растения в качестве индикаторов оруденения принадлежит еще Г.Агрикола (1550г.).

Разработки других методов связаны со следующими исследователями:

- люминесцентно-битумный (В.Н.Флоровская, В.Г.Мелков),
- бактериологический (Г.А. Могилевский),
- почвенно-геохимический метод (В.А.Ковда, Н.С. Славин)

- по металло-органическим формам (МПФ) (Л.А.Антропова).

В развитие атмохимического метода вслед за В.А. Соколовым (газовая съемка) в 60 гг. для поиска ряда рудных месторождений вклад в науку внесли М.А.Карасик, Е.А.Сергеев, И.И.Степанов, А.И.Фридман, В.З.Фурсов.

Развитие геохимических методов в Центрально-азиатском регионе связано с именами таких исследователей, как акад. А.С.Уклонский, проф. С.Т.Бадалов, с.н.с С.М.Колоскова и др.

Работы в зарубежных странах начаты несколько позже, в Скандинавских странах начаты в 30 гг. работы по применению биогеохимического метода (К.Ранкама, В.Марло).

В США работы по применению геохимии начаты в 1945г. В эти же годы начаты работы в Англии, Франции, Канаде.

Из зарубежных ученых следует отметить таких ученых как: Х.Е.Хоукс, Т.С.Ловеринг, Х.Т. Моррис, Х.Альмонд, Ж.Р.Купер, Л.С.Хафф, Б.Фултон, Дж.Уэбб, А.П.Мильман, У.Х.Гросс, Т.В.Уоррен, Р.Е.Делаво.

Главной задачей ГМП сейчас является обнаружение скрытого на глубине («слепого») оруденения. На решение этой задачи были направлены интенсивные научные исследования, проводившиеся в нашей стране в 70–80-е годы XX века. Достигнутые результаты, которые теперь используются во всем мире, связаны с именами А.П.Соловова, Л.Н.Овчинникова, А.А.Беуса, С.В.Григоряна, А.И.Перельмана, Е.М.Квятковского, Э.Н.Баранова, В.М.Питулько, В.В.Поликарпочкина, В.И.Морозова, Л.В.Таусона, П.А.Удодова и др.

Из зарубежных исследователей значительный вклад в совершенствование геохимических методов поисков полезных ископаемых внесли N.L. Barnes, F.M. Cameron, R.W. Boyle, J.S. Webb, P.P. Bruks и др.

ЛЕКЦИЯ 2

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ЗЕМНОЙ КОРЫ

Земная кора состоит из четырех взаимодействующих и взаимопроникающих друг в друга геосфер, каждая из которых

соответствует одному из трех физико-химических состояний вещества (Рис.1.1).

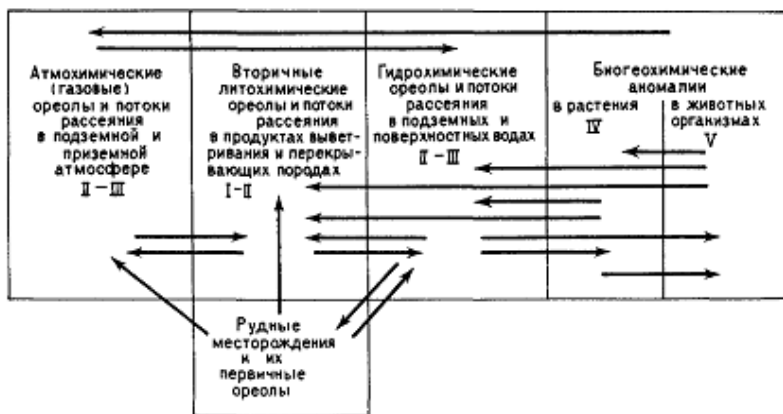


Рис.1.1 Взаимосвязанность и взаимообусловленность геохимических аномалий в геосферах.

АТМОСФЕРА - самая внешняя оболочка нашей планеты. Верхняя граница ее проходит на высоте около 1000 км.

Она состоит из нескольких слоев: тропо-, страто-, мезо-, ионно-, протоносфера.

По подсчетам различных исследователей вес атмосферы равен: $P = 5 \cdot 10^{15}$ т (0,05 % от общего веса земной коры)

Атмосфера существенно отличается от других оболочек, как по составу, так и по химическим и физическим свойствам.

Для нее характерны газообразное состояние, подавляющая масса ее атомов и свободное состояние ее основных элементов (азот и кислород).

Благодаря газообразному состоянию атомы атмосферы не только свободно распространяются во всем (предоставленном им) пространстве, но и находятся в интенсивном обмене с атомами гидросферы и литосферы, чем обуславливают в них некоторые важнейшие гидрохимические процессы

Значение атмосферы в жизни Земли и протекающих на ее поверхности процессах исключительно велико.

Особенно велико значение нижней части атмосферы – тропосферы (верхняя граница на высоте порядка 8-10 км).

Состав тропосферы (за вычетом паров воды) в весовых %

N - 75.5	O ₂ – 23.01	Ar – 1.28
CO ₂ - 0.04	Ne – 0.0012	Kr – 0.0003
He – 0.00007	Xe – 0.00004	O ₃ (озон) – 0,00007
CH ₄ -n*10 ⁻⁵		

Азот, кислород, аргон составляют 99,8 % массы тропосферы.

Кроме этих элементов присутствуют значительное количество воды H₂O и в ничтожных долях пары всех элементов и их соединений.

Кроме постоянных примесей, в ряде участков тропосферы установлены газы и пары, попадающие туда в результате различных геохимических и биохимических процессов: газообразные выделения вулканов, фумарол и продуктов разложения органического вещества (H₂O, CO₂, CO, H₂, N₂, SO₂, S₂, Cl₂, H₂S, HCl, HF, B(OH)₃, NH₃, CH₄, O₂, Ar, He, Kr и др).

В стратосфере (верхняя граница H = 40-80 км), количество O₂ и N₂ уменьшаются, а H₂, He и других инертных газов увеличиваются.

Стратосфера постоянно переходит в ионосферу (термосферу), характеризующуюся ионным состоянием атомов.

С высоты (H = 600 км) атмосфера имеет малую плотность составляющих ее частиц.

За ней идет космическое пространство.

ГИДРОСФЕРА включает в себя океаны, моря, озера, речные системы, болота и воды литосфер (подземные воды).

По подсчетам различных исследователей вес гидросферы равен: P=1,4*10¹⁸ т (7 % от общего веса земной коры).

Наибольшее значение в балансе гидросферы имеют воды морей и океанов (76,4 %), затем подземные воды (22,3 %) и поверхностные воды (солёные моря-озера, пресные речные воды, озера, болота и др.(1,3 %).

Воды морей и океанов занимают 70,8 % от всей земной поверхности.

Главными элементами гидросферы являются, в %

O (85,82), H (10,72), Cl (1,89), Na (1.06), затем содержания	
0,1 – 1	Mg
0.01 – 0.1	S, Ca, K
10 ⁻³ – 10 ⁻²	Br, C, Sr O ₂ и H – 96,68 %
10 ⁻⁴ – 10 ⁻³	B, F до магния 99,78 %

$10^{-5} - 10^{-4}$

Si, Rb, Li, N

 10^{-10}

Au

 10^{-14}

Ra

По принятой классификации все воды земной коры делятся на классы по преобладающему аниону (гидрокарбонатные), сульфидные и хлоридные, а каждый класс разделяется на катионы (кальций, магний и натрий).

БИОСФЕРА охватывает собой:

- нижнюю часть тропосферы,
- всю гидросферу,
- тонкий наружный слой литосферы.

Относительное содержание химических элементов в живом веществе Мировой суши, % (по В.В. Добровольскому, 1998)

Таблица 2.1.

Химические элементы	Сырая масса (А.П. Виноградов, 1954)	Пересчет на сухое вещество	Пересчет на золу
C	18,0	45,0	—
O	70,0	45,4	—
H	10,5	5,75	—
N	0,3	0,75	—
S	0,05	0,13	11,2
P	0,06	0,175	4,7
Ca	0,50	1,25	35,1
K	0,30	0,75	25,7
Mg	0,04	0,10	7,5
Na	0,02	0,05	2,8
Cl	0,02	0,05	4,7
Si	0,20	0,50	7,0
Al	0,005	0,013	0,7
Fe	0,1	0,025	0,5
Сумма	99,70	99,84	99,9

Несмотря на малое количество микроэлементов, но роль их в биосфере очень велика.

Микроэлементы входят в состав органических соединений, обладающих специальными функциями (ферменты-биокатализаторы, витамины-гормоны).

Такие элементы В, Мп, Zn, С, и другие активаторы фотосинтеза повышают гидрофильность протоплазмальных коллоидов, стимулируют рост.

Другие (Мо, V, Мп, Os,) катализируют процесс фиксации азота. Литий и цезий изменяют набухаемость, вязкость и проницаемость протоплазмы или входят в состав строения клеток (кремний).

Одним из продуктов биохимической деятельности являются почвы. Средний химический состав преобладающего типа почв (нормальных почв) по А.П.Виноградову: сумма кларков 13 химических элементов = 99,65 % (О, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg, Ti, N, Мп, Р). Сумма всех остальных (без водорода) - 0,31 %.

Согласно У.К.Рамкама, 92 естественных в природе химических элементов обладают 286 стабильными и долгоживущими химическими изотопами.

Живые организмы в основном состоят из воды и органического вещества и, таким образом, состав живых организмов определяют химические элементы, которые образуют на поверхности Земли пары и газы: кислород, углерод, азот.

В любом организме обязательно присутствуют элементы, которые при полном разрушении организма (испарении воды и сгорании органического вещества до углекислого газа) образуют минеральный остаток в виде золы. Исходным источником минеральных веществ является земная кора. Сумма зольных элементов – это сложный итог взаимодействия живого вещества с земной корой. Определение не только среднего состава всего живого вещества, но даже состава любого организма представляет собой весьма сложную задачу. Трудность возникает из-за того, что основным компонентом живых организмов является вода, содержание которой в организмах колеблется в широких пределах. Так, в планктоне содержится более 99% воды, в стволах деревьев – около 60%. Поэтому рассчитывают содержание элементов на *абсолютно сухое органическое вещество* (высушенное до постоянной массы при температуре 102 – 105°С) (Табл. 2.2.)

Таблица 2.2.

Средний состав золы живых организмов суши, коэффициенты биологического поглощения и ряды биологического поглощения

Химический элемент	Средний состав золы наземных растений	Кларк литосферы	Коэффициент биологического поглощения	Ряды биологического поглощения
	I_x	n_x	A_x	
P	$n (n < 5)$	$9,3 \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10 - n \cdot 100$	I. Энергично накапливаемые
S	»	$4,7 \cdot 10^{-2}$	»	
Cl	»	$1,7 \cdot 10^{-2}$	»	
I	$5 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-5}$	»	
K	$n \cdot 10 (n < 3)$	2,50	n	II. Сильно накапливаемые
Ca	$n \cdot 10 (n < 2)$	2,96	n	
Mg	$n (n < 5)$	1,87	n	
Na	n	2,50	n	
Sr	$n \cdot 10^{-1} - n \cdot 10^{-2}$	0,034	n	
B	$n \cdot 10^{-2} - n \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$n - n \cdot 10$	
Zn	$n \cdot 10^{-2} - n \cdot 10^{-3}$	$8,3 \cdot 10^{-3}$	n	
Ag	$n \cdot 10^{-4} - n \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-6}$	n	
Mn	$n \cdot 10^{-1} - n \cdot 10^{-2}$	0,1	$n - 0, n$	III. Слабого накопления и среднего захвата
Ba	»	$6,5 \cdot 10^{-2}$	»	
Cu	$n \cdot 10^{-2} - n \cdot 10^{-3}$	$1,47 \cdot 10^{-3}$	»	
Ni	$n \cdot 10^{-3} (n < 5)$	$5,8 \cdot 10^{-3}$	»	
Co	$n \cdot 10^{-3} - n \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	»	
Mo	»	$1,1 \cdot 10^{-4}$	»	
As	$n \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$	»	
Cd	$n \cdot 10^{-4} - n \cdot 10^{-5}$	$1,3 \cdot 10^{-5}$	»	
Be	$n \cdot 10^{-4}$	$3,8 \cdot 10^{-4}$	»	
Hg	$n \cdot 10^{-5} - n \cdot 10^{-6}$	$8,3 \cdot 10^{-6}$	»	
Se	$n \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-6}$	»	
Ra	$n \cdot 10^{-10} - n \cdot 10^{-11}$	$1 \cdot 10^{-10}$	»	
Fe	$n - 0, n (n < 5)$	4,65	$0, n$	IV. Слабого захвата
Si	n	29,5	»	
F	$n \cdot 10^{-2}$	$6,6 \cdot 10^{-2}$	»	
Rb	$n \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-2}$	»	
V	»	$9 \cdot 10^{-3}$	»	
Li	$n \cdot 10^{-3} - n \cdot 10^{-4}$	$3,2 \cdot 10^{-3}$	»	
Y	»	$2,9 \cdot 10^{-3}$	»	
Cs	$n \cdot 10^{-4}$	$3,7 \cdot 10^{-4}$	»	V. Слабого и очень слабого захвата
Ti	$n \cdot 10^{-1} - n \cdot 10^{-2}$	0,45	$0, n - 0, 0n$	
Cr	$n \cdot 10^{-3} - n \cdot 10^{-4}$	$8,3 \cdot 10^{-3}$	»	
Pb	$n \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	»	
Al	$n \cdot 10^{-1}$	8,05	$0, 0n$	
U	$n \cdot 10^{-5}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	»	
Zr	$n \cdot 10^{-3} - n \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-2}$	»	

ЛИТОСФЕРА

Проблема количественного определения химических элементов в земной коре принадлежит к числу основных и наиболее важных проблем геохимии.

Разрешение ее (проблемы) потребовало от ученых огромного труда: позволило сделать выводы не только исключительной научной ценности, но и большого практического значения.

В результате решения этой проблемы были открыты новые виды минерального сырья (прежде всего: редких и рассеянных Ta, Nb, Zr, Hf, Li, Be, Rb, Ge и других элементов)(Рис2.2.).

Среднее содержание химических элементов в технически доступных частях Земли относится к числу важнейших факторов, определяющих их ценность (Рис.2.1).

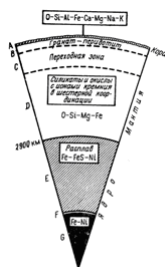


Рис.2.1.Химический состав Земли

Геохимическая таблица элементов по Заварицкому

	H																				
He	Li	Be	B	C	N	O	F														
Ne	Na	Mg	Al	Si	P	S	Cl														
Ar	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br				
Kr	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	J				
Xe	Cs	Ba	TR	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At				
Rn	Fr	Ra	Ac	Th	Pa	U	TR	Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Th	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu

1. Инертные газы
2. Элементы горных пород
3. Элементы магматических эффузивов
4. Элементы группы железа
5. Редкие элементы
6. Радиоактивные элементы
7. Элементы металлогенных рудные
8. Элементы металлоидные, металлогенные
9. Элементы группы платины
10. Тяжелые галоиды

Рис.2.2. Геохимическая таблица химических элементов

Поиски, извлечение в форме руды, а также получение в виде готового продукта одной тонны мало распространенного элемента, как правило, обходится дороже, чем такая же добыча распространенного элемента. Поэтому редкие элементы дороже (например, радия **Ra**), чем железо (**Fe**) или марганец (**Mn**).

Техника добычи приспособляется к неравномерному распределению химических элементов в земной коре.

Можно сказать, что потребление промышленно важных химических элементов примерно пропорционально их количеству в земной коре, т.е. $P \approx N_{\text{зем.коры}}(^1_2X)$

Распространенность химических элементов на Земле определяет и их концентрацию в природных химических процессах (например, при кристаллизации минералов из растворов и расплавов, а также регулирует ход природных реакций и последовательность самой кристаллизации).

Поэтому А.Е.Ферсман для важных геохимических процессов (прото- и мезокристаллизации) считает возможным в формуле **парагена** (т.е. последовательность кристаллизации минералов) в данном геохимическом процессе заменить концентрации того или иного химического элемента в этом процессе на **КЛАРК** (частота) в земной коре.

Еще в 1815 году английский минералог В.Филлипс пытался приближенно определить среднее содержание в земной коре 10 химических элементов.

Эта работа была продолжена Эли де Бомоном и А.Добре, но их исследования не привлекли внимания ученых XIX в. (т.е. главное внимание тогда обращали на дифференциацию природы, иначе изучали химические составы ее частей – горных пород и минералов).

В 80-е годы проблемой определения среднего состава земной коры стал заниматься Ф.У.Кларк (1847-1931). Он отобрал 880 проб (для анализов) и определил 10 химических элементов в 1889 г. для верхней оболочки земной коры, т.е. для $H=10$ миль (или $H=16$ км).

В земную кору Кларк включал также гидросферу (мировой океан) и атмосферу. Им были получены следующие данные:

Первая таблица Кларка (1889г.) включала содержание ограниченного числа элементов из числа уже известных науке:

O₂ – 46.28

Si – 28.02

Al – 8.14

Fe – 5.58

Ca – 3.27

Mg – 2.77

K – 2.47

Na – 2.43

Ti – 0.33

P – 0.10

Итого: ã 99,39 %

В 1908 году Ф.Кларк опубликовал монографию о среднем составе земной коры. Эти исследования продолжались им более 40 лет. Если в 1889 году были определены содержания только 10 (основных) химических элементов, то в 1924 году – уже 50 химических элементов (совместно с Г.Вашингтоном).

Отдавая должное трудам Ф.Кларка (более 40 лет занимавшегося определением среднего состава земной коры) А.Е.Ферсман (1923г.) предложил термин «КЛАРК» для обозначения среднего содержания химических элементов в земной коре, какой-либо ее части (Земли в целом, а также в планетах и других космических объектах).

КЛАРКИ ЭЛЕМЕНТОВ – числа, выражающие среднее содержание химических элементов в земной коре, гидросфере, Земле в целом, космических телах и других геохимических и космических системах.

Различают: весовые (в %, г/т, г/г), атомные (в % от числа атомов) кларки. Известно понятие весовые и объемные кларки - числа, полученные Ф.Кларком (% содержание химических элементов в земной коре). Затем уточнены были: А.Е.Ферсманом (до 1945г.), А.П.Виноградовым (1962г.), С.Р.Тейлором (США) в 1964г., К.Г.Ведеполом (Германия) в 1967г., позднее А.Б.Роновым, А.А.Ярошевским и А.А.Мигдисовым (1989г.), А.А.Беусом (1975г.).

В 1898г. И.Фогт (Норвегия) вычислил кларки **Cu, Zn, Sn, Pb, Ni, Mn** и других тяжелых элементов, зная отношение (**Mn, Ni, Co**) к **Fe** в различных минералах и породах.

Большие исследования провели И.и В. Ноддаки (Германия), начиная с 1925 года (первооткрыватели рения (Re)). Они провели более 1600 анализов минералов, горных пород, а также метеоритов.

Исследуемые образцы предварительно подверглись сложному химическому обогащению (подготавливали смеси из 300-400 образцов) и в них определялись редкие элементы. Определялись, например, элементы: **Ag, Au, Cd, Ge, Sn, Pb, Cu, V, As, Sb, Bi, Mo, W, Ru, Rh, Zn, Pd, Pt.** в смеси из 110 наиболее распространенных изверженных пород, образцы которых были взяты из различных участков Земли.

Исследования по кларкам благородных металлов (Au, Ag, Pt) проводил В.М.Гольдшмидт (1888-1947). Он с учениками работал с небольшими навесками, использовал более точные методы анализа. При работе использовал также смеси из образцов магматических

пород. Им были получены цифры **кларков**, близкие к числам полученными И.и В.Ноддаки, но были и отличия: для Y, Rh, Ir, Pt – ниже, а для Co, Rb, Sr, Nb, Ag, Sn, J – выше, чем у этих ученых.

Для некоторых элементов Zn, Hf, Mo, W, Pb, Ta, Nb точные цифры дал Г. Гевеши. Он установил кларки радиоэлементов (методы и приборы как у М.Кюри и Э. Резерфорда). Точность такова, что определен радий в земной коре $C_k = 2 \cdot 10^{-10} \%$.

В России, а затем и в СССР этой проблемой тщательно занимались: В.И.Вернадский, А.Е.Ферсман, А.П.Виноградов, В.Г.Хлопин и другие ученые и специалисты.

Проблемы – радиоактивных элементов, благородных газов, редких, рассеянных химических элементов, в т.ч. Jn, Ga, Se, Te, Hg и других элементов были зоной их интересов. Так под руководством В.И.Вернадского А.П.Виноградова кларки элементов определялись и в биосфере: растениях, животных, почвах, водах и других образованиях. Так, например, В.И.Вернадский исправил в сторону увеличения кларки **S, J, Br, Jn, Te** (с 0,1 до 0,4 %), а также предложил удобный способ распределения химических элементов по декадам содержаний.

А.Е.Ферсман выражал величины **кларков** не только в **весовых**, но также в **атомных кларках**. А.Е.Ферсман считал, что правильнее будет, если определение степени распространения элементов в земной коре будут определять из отношения чисел их атомов, а не отношений их весов.

Все **таблицы кларков** (Рис.2.4.) не являются окончательными, а представляют более-менее близкое приближение к истине, отвечающее состоянию научных знаний на данный период изучения.

Так, например, И.Фогт (1898 г.) считал кларк германия $K_{Ge} = p \cdot 10^{-10} \%$. Уже при Ф.Кларке и Г.Вашингтоне (1924 г.) он «возрос» до $K_{Ge} = p \cdot 10^{-9} \%$, но скоро положение резко изменилось, когда германий был обнаружен в углях, его содержание там достигало (0,p %).

В середине XX в. германий приобрел огромное значение в радиотехнике и других отраслях промышленности.

Встал вопрос о поисках германиевого сырья, началось детальное изучение геохимии Ge. Определялись самые различные породы и руды на германий. В результате было установлено, что K_{Ge} не редок, и равен $K_{Ge} = 1,4 \cdot 10^{-4} \%$. Почти такой же кларк у As ($1,7 \cdot 10^{-4} \%$) и Sn

($2,5 \cdot 10^{-4} \%$), т.е. элементов давно известных человечеству. Словом германия в земной коре больше, чем Au, Ag, Pt.

А.Е.Ферсман (1944г.) писал: «после долгой 50-летней работы геохимия овладела новым числом – **новой константой мира**». Подтвердилось гениальное предположение В.И.Вернадского о рассеянном состоянии химических элементов. Для J, Hf, Sc, Rb, Jn, Cs, Ra и некоторых других редких элементов рассеянное состояние является основным, т.к. они не образуют (или почти) не образуют собственных минералов.

Для большинства химических элементов рассеянное состояние является преобладающим(основным) в Земле, и только для **O₂, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg** главная форма нахождения в природе - это собственные минералы.

Таким образом, все химические элементы есть везде («...в каждом грамме горных пород, в каждой капле природной воды...»), можно говорить только о недостаточной чувствительности современных методов анализа, не позволяющим пока определять содержание того или иного химического элемента в данном объекте природы. Это положение о всеобщем рассеянии химических элементов в природе Н.И.Сафронов предложил назвать **законом Вернадского-Кларка**.

Кларки самых распространенных химических элементов в горных породах установлены достаточно точно:

- гранитный слой земной коры,
- основных пород (базальтов),
- осадочных пород (глин, сланцев, известняков и др.).

Сложнее со средним составом земной коры, т.к. до сих пор точно не известно каково соотношение между различными группами горных пород, особенно под океанами.

Известно, что половина твердой земной коры состоит из одного химического элемента кислорода (O₂= 47 %).

Таким образом, земная кора – это «кислородная сфера»

Для первых 9 химических элементов – 98,13 %, а остальных 83 – 1,87 %.

Содержание большинства химических элементов в земной коре не превышает 0,01-0,0001 % (такие элементы в геохимии называются редкими).

Если редкие элементы обладают слабой способностью к концентрации – это редкие рассеянные. К ним относятся **Br, Jn, Ra, J, Hf, Re, Sc** и др.

Так у урана кларк ($2,5 \cdot 10^{-4} \%$) – он просто редкий элемент, т.к. известно 104 урановых минералов.

Br имеет кларк, равный $2,1 \cdot 10^{-4} \%$ - это редкий и рассеянный элемент, т.к. имеет только один собственный элемент и почти не концентрируется в литосфере.

Микроэлементы – элементы в земной коре с $C < 0,01\%$ в данной системе. Так алюминий – микроэлемент в организме и макроэлемент в силикатных породах.

Содержание химических элементов в земной коре колеблется в миллиарды раз ($p \cdot 10$ - $p \cdot 10^{-10} \%$).

Представления, подчеркнутые из повседневного опыта, не всегда совпадают с данными геохимии. Например, цинк ($K = 8,3 \cdot 10^{-3} \%$) и медь ($K = 4,7 \cdot 10^{-3} \%$) широко известны в быту и технике, а цирконий ($K = 1,7 \cdot 10^{-2} \%$) и титан $K = 0,45\%$ - редкие элементы. Их редкость связана с трудностями извлечения.

Химический состав земной коры (по В.И.Вернадскому) зависит от определенного строения его атомов. Кларки элементов не зависят от строения внешних электронных оболочек – орбит атомов, а зависят от строения ядер атомов.

Щелочные металлы Li, Na, K, Rb, Cs, Fr в химическом отношении близки друг другу, т.к. на внешней орбите находится один электрон, а кларки их различны Na (2,5 %), K (2,5 %), Rb ($1,5 \cdot 10^{-2} \%$), Li ($3,2 \cdot 10^{-3} \%$) и Cs ($3,7 \cdot 10^{-4} \%$), а франций почти отсутствует, т.к. получен только искусственным путем.

Резко различны кларки у F, Cl, Br, j. У Si (29.5), Ge ($1,4 \cdot 10^{-4} \%$), Ba ($6,5 \cdot 10^{-2} \%$), Ra ($2 \cdot 10^{-10} \%$).

В то же время химические элементы, различные в химическом отношении, имеют близкие кларки Mn (0.1) и P (0,093), Rb ($1,5 \cdot 10^{-2} \%$) и Cl ($1,7 \cdot 10^{-2} \%$)

Вывод: кларки химических элементов почти не зависят от химических свойств.

Тогда взоры ученых обратились к другой части атома – к его ядру.

А.Е.Ферсман построил графики зависимости атомных кларков от четных и нечетных порядковых номеров элементов в таблице Д.И.Менделеева (Рис.2.3.).

Выяснилось: что с «утяжелением» химических элементов **кларки** уменьшаются, однако кривые не монотонные, а ломанные.

А.Е.Ферсман построил гипотетическую среднюю линию, которая плавно уменьшается, т.е. **кларки** снижаются при увеличении порядкового номера химического элемента в таблице Д.И.Менделеева.

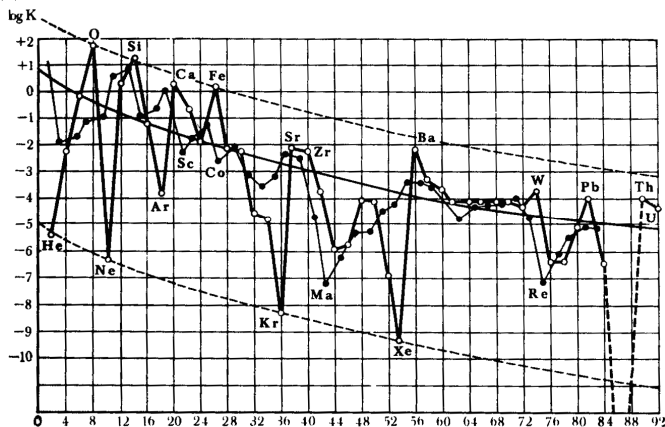


Рис.2.3. Логарифмы атомных кларков элементов (по А.Е.Ферсману)

Элементы выше этой линии — называются избыточными (O, Si, Fe и др.), а ниже — дефицитными (Li, Be, B, C, инертные газы-).

Характерную особенность распространения химических элементов в природе заметили Г.Оддо (1914) и В.Гаркинс (1915-28 гг.), согласно их выводам: преобладающими в Земле являются химические элементы с четными **Z** и **A**.

Для первых 9-ти элементов (наиболее распространенных в земной коре) на долю четных падает 86,43 %, а кларки нечетных составляют только -13,03 %. Это свойство называется правилом **Оддо-Гаркинса**.

Особенно велики кларки химических элементов, у которых $A/4$, а это O_2 , Mn, Si, Ca и др.

Среди атомов одного и того же элемента преобладающими являются изотопы с массовым числом кратным 4. Такое строение атомного ядра А.Е.Ферсман обозначил символом $4q$

O^{16} 99.76 %	S^{32} — 93.01 %
O^{17} 0.04 %	S^{33} — 0.75 %
O^{18} 0.20 %	S^{34} — 4.22 %
	S^{35} — 0.02 %

По Ферсману ядра типа 4q составляют 86,3 % Земной коры, а затем идут

4q + 3 (12,7 %)

4q + 1

4q + 2

Ядра, переполненные нейтронами и протонами, неустойчивы и разлагаются (распадаются).

Ядра, содержащие 2, 8, 20, 28, 50, 82, 126 протонов и нейтронов, особенно устойчивы. Эти числа называются магическими.

Наиболее устойчивы в природе дважды магические изотопы. Например, ^{208}Pb

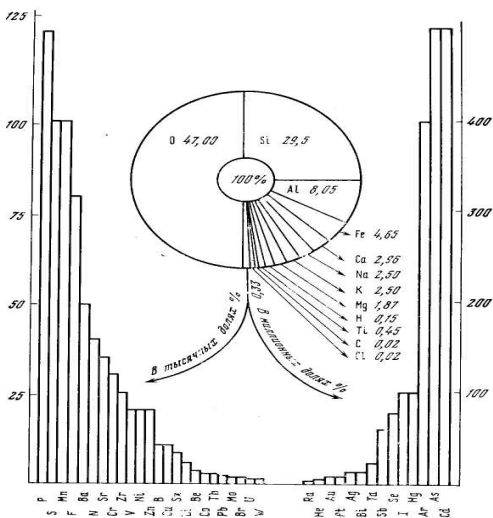


Рис.2.4. Схема средних содержаний химических элементов в земной коре

ЛЕКЦИЯ 3 КЛАРКИ И КЛАРКИ КОНЦЕНТРАЦИЙ

Для характеристики поведения отдельных элементов в Земле и земной коре важно знать **кларки концентраций (КК)**

Кларки концентраций (КК) – отношение содержания данного элемента в породах, первичных и вторичных ореолах, а также в других образованиях земной коры к кларку литосферы (или к

кларку ее части – кислых изверженных пород, основных, осадочных и т.д.)

Величина КК дает представление о степени концентрации элемента в данной геохимической системе.

Чем меньше (КК), тем больше возможностей в природе для образования концентраций, тем больше генетических типов месторождений.

Так, например, КК железа в рудах не превышает 10, поэтому известно много способов концентрации железа – осадочные, сидеритовые, латеритовые, озерные руды, железные шляпы, сульфидные МПИ, железистые кварциты, железо-марганцовые конкреции и т.п. То же можно отнести к Al, Ca, Mg, Na, K, P и т.д.

Но уже для цинковых и свинцовых руд, кларк концентрации которых в рудах часто превышает 1000, возможность образования месторождений ограничена.

Еще меньше возможностей для концентрации элементов при КК более 10^5 (Hg, Sb).

Словом, низкие КК элементов в рудах увеличивают количество способов концентрации, т.е. генетических типов рудообразования.

Это, с одной стороны, расширяет возможность обнаружения рудных месторождений, а с другой – сильно затрудняет поиски, т.к. приходится затрачивать много сил и средств на оценку перспективности рудопроявления.

Таблица 3.1

Кларки концентрации элементов в бедных и богатых рудах

Кларки концентрации	Бедные руды	Богатые руды
$10^0 - 10^1$	Fe	Mg, K
$10^1 - 10^2$	Mn, Co, V	Fe, Zn, Ti, Na, Ca
$10^2 - 5 \cdot 10^2$	Cu, Ni, U, Ta	Mn, V
$5 \cdot 10^2 - 10^3$	Pb	Tr, Ba, C
$10^3 - 10^4$	Sn, Mo, W, Au, Pt	Cr, Pb, Co, U, Ta, Cl
10^5		Sb, Hg

Кларки и кларки концентрации во многом определяют содержание элементов в природных водах и способ их осаждения.

Так, высокие кларки Ca, Mg, Na, K и соответственно высокие концентрации в водах создают возможность их осаждения в результате испарения вод.

Малые кларки рубидия, цезия, бериллия определяют столь низкие концентрации их в водах, что для осаждения и минералообразования данных металлов механизм испарения не имеет существенного значения.

Поэтому известны эвапоритовые (*химические осадки, выпадающие на дно при пересыщении*) Na, Mg, Ca..., а Cs и Be нет, хотя по химическим свойствам и интенсивности миграции они аналогичны первым.

От кларка зависит и способность элемента к минералообразованию (Табл. 3.1).

Чем меньше кларк элемента, тем меньше число его минералов (хотя прямой зависимости здесь и нет), ибо способность к минералообразованию во многом определяется химическими свойствами элемента. Это явление справедливо как для гидросферных систем, так и для газовых и расплавленных систем.

Для того, чтобы судить о способности элемента к минералообразованию, недостаточно знать число минералов, надо учитывать еще его кларк.

А.С.Поваренных (акад. АН Украины, выпускник СазПИ) ввел понятие о коэффициенте видообразования.

Коэффициент видообразования (КВ) равен соотношению числа минеральных видов к атомному кларку.

Наибольшей способностью к самостоятельному минералообразованию обладают элементы, образующие соединения с не ионной связью. К их числу, в частности, относятся халькофильные элементы (с характерным самородным состоянием).

Действительно, высокой способностью к минералообразованию обладают Au, Bi, Te (при ничтожных кларках порядка $n \cdot 10^{-7}$ они образуют единицы или даже десятки самостоятельных минералов).

Если бы у натрия и кальция были бы подобные кларки, то у них не было самостоятельных минералов (например, Ra, Rb, Cs).

А.С.Поваренных ввёл понятие «коэффициент концентрации»:

$$KK_0 = \frac{\text{Атомное содержание элемента в минерале}}{\text{Атомный кларк}}$$

Проф. А.И.Перельман предпочитает пользоваться величиной предельного кларка концентрации (ПКК):

$$\text{ПКК} = \frac{\text{Весовые проценты}}{\text{весовые кларки литосфер}}$$

Для распространённых элементов (ПКК) и (КК) близки, но для редких химических элементов – очень часто сильно различаются.

Различие это объясняется следующим:

а) рудообразование часто происходит в результате заполнения рудным минералом пустот в породе – пор, трещин, каверн и т.д. (вкрапленные, прожилково-вкрапленные руды).

Здесь содержание в руде значительно меньше, чем в рудном минерале.

Рудообразование обычно сопровождается концентрацией не одного, а нескольких минералов, что также снижает содержание полезного элемента в руде (вместе с рудными минералами присутствуют и жильные (кварц, кальцит, барит) минералы.

Поэтому максимальное содержание элементов в руде приближается к ПКК и достигается в следующих случаях:

1) рудообразование осуществляется в значительных полостях (крупные трещины);

2) из рудоносных растворов осаждаются исключительно рудные минералы (такие условия характерны для накопления натрия, хлора, серы, кальция, углерода, железа и др. и не характерны для редких элементов).

Кларки концентрации элементов в рудах

Таблица 3.2.

Кларки концентрации	Бедные руды	Богатые руды	Импульс миграции $u = \ln \text{КК}$	Интенсивность рудообразования $R_{\text{ж}} = u/t$ ($t = 10^6$ лет)
1—10	Fe	Mg, K	0—2,3	0—2,3 · 10 ⁻⁶
10—100	Mn, Co, V	Fe, Zr, Ti, Na, Ca	2,3—4,6	2,3—4,6 · 10 ⁻⁶
100—500	Cu, Ni, Ta, U	Mn, V	4,6—6,2	4,6—6,2 · 10 ⁻⁶
500—1 000	Pb	Cu, Ni, TR, Ge, Sr, Tl, Ba	6,2—6,9	6,2—6,9 · 10 ⁻⁶
1 000—10 000	Sn, Mo, W, Au, Pt	Cr, Pb, Co, U, Ta, S, Cl	6,9—9,2	6,9—9,2 · 10 ⁻⁶
10 000—100 000	Sb, Hg	Sn, W, Mo, Au, Pt	9,2—11,5	9,2—11,5 · 10 ⁻⁶
Больше 100 000		Sb, Hg	> 11,5	> 11,5 · 10 ⁻⁶

Содержание химического элемента в данной геохимической системе зависит как от его химических свойств, определяющих способность к концентрации, так и от его распространенности в земной коре (Табл. 3.2).

Химические свойства элементов связаны с электронным строением атома (главным образом строением валентных оболочек), а кларки элементов в первую очередь определяются строением атомного ядра.

ГЕОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКОЕ ПОНЯТИЕ О МЕСТОРОЖДЕНИИ ПОЛЕЗНОГО ИСКОПАЕМОГО

МПИ – природное скопление полезного ископаемого, которое в количественном и качественном отношении может быть предметом промышленной разработки при данном состоянии техники добычи и в данных экономических условиях.

К МПИ предъявляется ряд требований:

- 1).наличие значительных запасов минералов;
- 2).относительно высокое содержание полезных компонентов;
- 3).возможность эксплуатации месторождения на выгодных экономических условиях (Табл. 3.3).

Месторождения полезных ископаемых подразделяются на:

- рудные (в основе - металлические);
- нерудные (неметаллические: слюда, асбест, графит, фосфорит, каменная и калийная соли.)

Минеральные скопления с небольшими запасами или бедными рудами называются рудопроявлениями

В случае усовершенствования техники добычи и извлечения полезных компонентов рудопроявления переходят в разряд месторождений (Табл. 3.4).

По генезису (происхождению) различают:

- а) эндогенные (гипогенные, т.е. глубинные);
- б) экзогенные – осадочные, гипергенные (поверхностные);
- с) метаморфогенные.

Требования к руде постоянно снижаются. Раньше (в начале XX века) медные руды имели концентрацию более 5 % меди, в настоящее время их концентрация снижена до 0,2 - 0,4 %.

Таблица 3.3.

Десятичная классификация рудных месторождений по масштабу запасов (по В.И.Красникову с дополнениями).

Полезное ископаемое	Запасы, тонны			n
	мелкие	средние	крупные	
Железные руды	n.10 ⁷	n.10 ⁸	n.10 ⁹	2-5
Бокситы, фосфориты	n.10 ⁶	n.10 ⁷	n.10 ⁸	2-5
Марганцевые и хромитовые руды, плавиковый шпат	n.10 ⁵	n.10 ⁶	n.10 ⁷	1-3
Медь, свинец+цинк, никель (сульф.), ниобий (Nb ₂ O ₅)	n.10 ⁴	n.10 ⁵	n.10 ⁶	1-5
Молибден, вольфрам (WO ₃), олово, никель (силик.), сурьма	n.10 ³	n.10 ⁴	n.10 ⁵	1-3
Ртуть, бериллий (BeO), кобальт, серебро, уран, висмут	n.10 ²	n.10 ³	n.10 ⁴	1-3
Редкие и рассеянные элементы	n.10 ¹	n.10 ²	n.10 ³	1-9
Золото, платина	n.10 ⁰	n.10 ¹	n.10 ²	1-5

Десятичная классификация месторождений В.И.Красникова определяет соотношения между линейными, площадными и объемными размерами мелких, средних и крупных месторождений согласно зависимостям:

$$L_{\text{мелк.}} : L_{\text{ср.}} : L_{\text{кр.}} = \sqrt[3]{1} : \sqrt[3]{10} : \sqrt[3]{100} = 1 : 2,15 : 4,64;$$

Таблица 3.4.

Геохимические запасы важнейших металлов в континентальной коре до глубины 1 км [16]

Металл	В рассеянном состоянии, т	В месторождениях, т	Доля запасов в месторождениях, %
Железо	2,1·10 ¹⁶	4,3·10 ¹²	2,1·10 ⁻²
Медь	4,2·10 ¹³	1,82·10 ¹⁰	4,3·10 ⁻²
Свинец	6,7·10 ¹²	1,02·10 ¹⁰	1,5·10 ⁻¹
Цинк	2,1·10 ¹³	1,16·10 ¹⁰	5,5·10 ⁻²
Никель	3,3·10 ¹³	6,0·10 ⁸	1,8·10 ⁻³
Кобальт	1,2·10 ¹³	5,25·10 ⁷	4,4·10 ⁻⁴
Олово	1,7·10 ¹³	5,0·10 ⁸	3,0·10 ⁻³
Вольфрам	4,2·10 ¹¹	1,0·10 ⁸	2,4·10 ⁻²
Молибден	1,2·10 ¹²	1,0·10 ⁸	8,0·10 ⁻³
Ртуть	2,9·10 ¹⁰	3,7·10 ⁷	1,3·10 ⁻¹
Золото	2,1·10 ⁹	3,15·10 ⁶	1,5·10 ⁻¹

П р и м е ч а н и е. Кларки приняты по А.П.Виноградову (1959), плотность пород 2,79 т/м³

Часто поля концентрации, в которой содержание элементов достигает величин, допускающих их эксплуатацию, называется *рудным телом* (или залеж полезного ископаемого), а само вещество с

кондиционным содержанием называется *рудой*. Остальная часть поля концентрации – называется *первичным ореолом*. Граница между ними определяется требованиями промышленности, т.е. принадлежит к категориям не геологическим, а экономическим.

ЛЕКЦИЯ 4

МИГРАЦИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Геохимия как наука изучает движение химических элементов в пространстве и во времени.

Атомы химических элементов находятся в непрерывном движении, проходя через различные формы состояния вещества, определяемые термодинамической обстановкой среды.

Примером являются следующие состояния: магматического расплава, кристаллического вещества, водного раствора, живого организма, рассеяния и т.д. (Рис.4.1).

Современное распределение атомов различных элементов в Земле отличается от распределения их в прошлом, иным оно будет и в будущем. Так, из определенного магматического расплава с характерным для него химическим составом на определенной стадии образуются горные породы и гидротермальные месторождения с особым химическим составом, отличным от состава самой магмы.

В результате геологических процессов эти породы и гидротермальные МПИ попадают в термодинамическую обстановку земной поверхности, т.е. условия отличные от условия образования.

Здесь они становятся неустойчивыми и, стремясь приспособиться к новой обстановке, претерпевают как физические, так и химические изменения, в результате которых получают продукты по составу отличные от исходных горных пород и от жильных месторождений (каолин, гидраты железа и алюминия, карбонаты, сульфиды и т.д.).

Количественные изменения с атомами и системами происходили до тех пор, пока не приводили к качественно новым состояниям, к образованию столь различных ассоциаций элементов.

Таблица 4.1.

**Геохимическая классификация элементов по особенностям
гипергенной миграции (по А. И. Перельману)**

Воздушные мигранты	
Активные (образуют химические соединения) O, B, C, N, I, Hg	Пассивные (не образуют химических соединений) Ag, He, Ne, Kr, Xe, Rn
Водные мигранты	
Катионогенные элементы <i>Очень подвижные</i> ($K_x = 10n - 100n$) С постоянной валентностью С переменной валентностью <i>Подвижные с постоянной валентностью</i> ($K_x = n - 10n$) Ca, Na, Mg, Sr, Ra <i>Слабоподвижные</i> ($K_x = 0, n - n$) С постоянной валентностью K, Ba, Rb, Li, Be, Cs С переменной валентностью Tl	Анионогенные элементы Cl, Br S, F, B Si, P Ge, Sn, Sb, As
<i>Подвижные и слабоподвижные в окислительной и глеевой обстановках ($K_x = 0, n - n$) и инертные в восстановительной обстановке ($K_x < 0, n$), осаждаются на сероводородном барьере</i>	
Хорошо мигрируют в кислых водах окислительной и глеевой обстановок и осаждаются на щелочном барьере Zn, Cu, Ni, Pb, Cd Мигрируют и в кислых и в щелочных водах окислительной обстановки Hg, Ag	
<i>Подвижные и слабоподвижные в окислительной обстановке ($K_x = 0, n - n$) и инертные в восстановительных (глеевой и сероводородной) обстановках, осаждаются на сероводородных и глеевых барьерах</i>	
V, Mo, Se, U, Re	
<i>Подвижные и слабоподвижные в восстановительной глеевой среде ($K_x = 0, n - n$) и инертные в окислительной и восстановительной сероводородной среде, осаждаются на кислородных и сероводородных барьерах</i>	
Te, Mn, Co	

Водные мигранты	
<i>Малоподвижные в большинстве обстановок ($K_d = 0, n - 0,0 \ n$)</i>	
Слабая миграция с органическими комплексами, частично мигрируют в сильнокислой среде Al, Ti, Cr, Ce, Nd, Y, La, Ga, Th, Sc, Sm, Gd, Dy, Tb, Er, Tm, Ho, Eu, Yb, In, Lu, Bi	Слабая миграция с органическими комплексами, частично мигрируют в щелочной среде Zr, Nb, Ta, W, Hf, Te
<i>Не образуют (или почти не образуют) химических соединений, характерно самородное состояние</i>	
Os, Pd, Ru, Pt, Au, Rh, Ir	
Примечание. Жирным шрифтом выделены химические элементы, которые в повышенных концентрациях оказывают отрицательное влияние на окружающую среду.	

Перемещение химических элементов в земной коре, ведущее к их рассеянию или концентрации, получило название миграция.

Термин «Миграция химических элементов» ввел в практику (в геохимию) акад. А.Е.Ферсман (1923 г.).

Миграция ведет к изменению концентрации элемента в данном участке, увеличивая ее (если миграция направлена в сторону данного участка) или, уменьшая (если миграция направлена в сторону данного участка).

Так, миграция растворов цинка и свинца в данную трещину может привести к образованию Zn и Pb месторождений с высокой концентрацией элемента.

Наоборот, поверхностные процессы поведут к выносу Pb и цинка из данного месторождения, т.е. к их рассеянию.

Вопросы миграции элементов относятся к важным проблемам петрографии, минералогии, учения о рудных месторождениях, почвоведения и др., но каждая из этих наук интересуется лишь одним ограниченным участком на данном и сложном пути атома.

Изучение миграции атома в течение всей его истории на Земле – это задача геохимии.

Миграция химических элементов составляет содержание геохимических процессов и приводит к перемещению атомов в пространстве, к изменению взаиморасположения и характера связи друг с другом, и изменению их количественных соотношений.

Миграция атомов химических элементов происходит как в жидких (более или менее подвижных системах: магматические расплавы и растворы, поверхностные растворы и т.д.), так и в виде газообразной фазы (газы атмосферы, вулканические газы, радиоактивные газы),

реже в твердых минеральных массах (явление диффузии атомов в породах и др.).

Миграции многих химических элементов способствует жизнедеятельность организмов и человека.

Миграция химических элементов в земных условиях осуществляется в **атомной** (инертные газы, пары ртути и др.), **ионной** (растворы, частью расплавы и коллоидные системы), **молекулярной** (растворы, силикатные расплавы), или **коллоидной**, а также **грубодисперсной** (обломки пород и минералов) **формах**.

Химические элементы различаются между собой по миграционной способности, т.е. по интенсивности перемещения в геохимических процессах (Табл. 4.1.).

При этом миграционная способность элемента может меняться в зависимости от термодинамических условий среды.

К числу активных мигрантов относятся химические элементы, легко мигрирующие в широком диапазоне термодинамических условий, имеющих в пределах земной коры.

Атомы этих элементов свободно перемещаются как в магматических расплавах, так и в растворах, в т.ч. зоны гипергенеза (*поверхностные процессы, происходящие в атмосфере, гидросфере и в верхней части литосферы*).

Активные мигранты – галогены, щелочные металлы и др.

Неактивные мигранты – элементы группы платины – они мигрируют в узком диапазоне термодинамических условий.

Большая часть химических элементов земной коры – это активные мигранты.

Миграция химических элементов вызывается бесконечным количеством факторов, которые (согласно Е.А.Ферсману) условно можно разделить на две группы:

- 1) внутренние факторы, связанные со свойствами атомов и их соединений;
- 2) внешние факторы, определяющие обстановку, в которой находится атом.

Такое деление не является совершенным: с одной стороны, внутренние факторы (свойства атомов) могут проявляться лишь при наличии тех или иных внешних условий, с другой стороны – относить фактор к той или иной группе можно лишь условно.

Внутренние факторы миграции. Согласно А.Е.Ферсману можем выделить:

- 1) свойства связи;*
- 2) химические свойства соединений;*
- 3) энергетические свойства ионов;*
- 4) гравитационные свойства;*
- 5) радиоактивные свойства атомов*

Свойства связи заключается в способности элемента или его соединения противостоять силам, направленным к разобщению его атомов (атомов, молекул). Эти условия иногда могут быть просто механическими, они ведут к измельчению и истиранию (что происходит на поверхности при образовании россыпей Au, Pt, SnO₂, CaWO₄ (шеелита)).

Свойства эти тесно связаны с энергией кристаллической решетки. Так, наибольшей механической прочностью обладают соединения с высокой энергией, т.е. соединения высоковалентных катионов Si⁴⁺, Sn⁴⁺, W⁶⁺.

Как универсальный фактор действует теплота, которая ослабляет связи и приводит, в конце концов, к изменению агрегатного состояния: **твердое кристаллическое вещество – жидкое – газообразное – молекулы – атомы – ионы...**

Первые три обычны для Земли, а вторые (5,6) характерны для Солнца.

В отношении термических свойств все элементы можно разбить на несколько групп:

а) **летучие газы (He, Ar, N, O)**, низкие температуры плавления, легкомигрирующие...

б) **подвижные металлоиды (P, Cl, F, S, J)** с другими элементами дают легколетучие соединения.

в) **щелочные и щелочноземельные металлы** – легко дают устойчивые труднолетучие окислы и галоидные соединения.

г) **летучие металлы (Hg, Jn, Te, Bi)** мигрируют в элементарном виде.

д) **обычные металлы (Fe, Ni, Co, Cu, Pb)** с температурой кипения 2000-3000 °С нелетучие в условиях земной коры, но находящиеся в парообразном состоянии в звездной атмосфере.

е) **наиболее труднолетучие элементы (Pt - группы, вольфрам, углерод)**. Миграция происходит в том случае, если они не образуют стойких соединений.

Химические свойства соединения. Миграционная способность определяется не столько свойствами простых атомов, сколько характером их соединений.

Из 93 химических элементов возможно астрономическое число комбинаций, но на земной коре известно только порядка 4000 минералов. Это ограничение определяется неодинаковой устойчивостью различных соединений при заданных условиях.

Химические свойства элементов играют ведущую роль при миграции элементов в земной коре. Миграция элементов осуществляется, главным образом, в жидкой фазе: расплавы, подкритические и гидротермальные водные растворы. (Миграция элементов в газовой и твердой фазах играет подчиненную роль).

Во всех случаях характер и пути миграции зависят от устойчивости мигрирующих соединений в конкретных физико-химических условиях. Большинство твердых МПИ образовано в результате концентрации химических элементов из водных растворов. Чтобы лучше осуществлялась миграция – соединения элементов должны быть миграционно-устойчивыми.

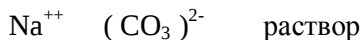
Растворы непрерывно взаимодействуют с окружающими породами, насыщаясь главными элементами этих горных пород, содержат и легколетучие компоненты (такие, как Cl, F, CO₂).

В результате взаимодействия (*химические реакции*) могут образовываться труднорастворимые соединения, выпадающие из растворов в осадок - в виде минералов.

Свойства химических соединений определяются свойствами составляющих атомов и характером химической связи между ними. У природных соединений распространены ионные и ковалентные связи.

Характерной особенностью соединений с ионной связью является их способность к диссоциации в водных растворах.

Соединения с ковалентной связью мигрируют в связанной форме в виде комплексных ионов или комплексных радикалов:



Энергетические свойства ионов. Акад. А.Е Ферсман в качестве отдельного фактора миграции рассматривает электростатические свойства атомов, определяющие химические свойства элемента.

Важным электростатическим свойством является величина той энергии, которую нужно приложить, чтобы превратить нейтральный атом в заряженный ион, т.е. потенциалы ионизации химических элементов.

Роль потенциалов ионизации атомов химических элементов для процессов миграции (по Ферсману) следующая:

- 1) Атомы с близкими потенциалами ионизации обладают сходными свойствами миграции (K, Na, Li, Rb, Si, Ge);
- 2) Атомы и ионы, строящие решетки одинакового типа, сходны по миграционным свойствам;
- 3) Сходство радиусов атомов и ионов химических элементов обуславливает (при прочих равных условиях) сходство путей миграции.

Рассматривая миграцию химических элементов в зависимости от величины атомных и ионных радиусов акад. А.Е.Ферсман отмечал:

«...что атомы и ионы слишком большим более $1,60 \overset{0}{\text{\AA}}$ (Cs^{4+} , S^{-2} , Cl^{-1} , Br^{-1} , Te^{2-} , J^{-1} , Ne, Ar, Kr, Xe) или слишком малыми (менее $0,40 \overset{0}{\text{\AA}}$) (C^{4+} , B^{3+} , N^{+5} , Be^{2+} , S^{6+} , Se^{6+} , P^{5+} , Cr^{6+}) радиусами обладают и повышенной способностью к миграции и перераспределению (при прочих равных условиях)...».

В.М.Гольдшмидт (1888-1947,*Норвегия*) считал, что атомы и ионы, отличающиеся по радиусам от норм (средних величин), накапливаются по преимуществу в конечные стадии кристаллизации магматических расплавов и играют незначительную роль в начальные стадии кристаллизации. *Это положение может быть иллюстрировано гранитными пегматитами, где в низкотемпературной стадии их образования накапливаются элементы с очень малыми (Be, B) и очень высокими (Rb, Cs) величинами радиусов иона.*

Гравитационные свойства атомов. Масса атома определяет его миграционные свойства. Все земные процессы миграции элементов

идут (в первую очередь) под влиянием сил мирового тяготения, распределяющих элементов в направлении концентрации более тяжелых атомов в центре космических тел и более легких в наружных частях или за ее пределами.

Считается, что такие минералы (хромит, оливин, пироксены) имеют относительно большой удельный вес по сравнению с полевыми шпатами и кварцем и осаждаются под влиянием сил тяжести на дно магматического очага и там образуют породы соответствующего состава.

Давно известно, что континенты в земной коре сложены (главным образом) легкими породами, чем подстилающие их породы.

В центральных частях Земли (вероятнее всего) находятся железо и никель, т.е. самые тяжелые элементы из числа наиболее распространенных. Однако не всегда наиболее тяжелые элементы и даже их соединения подчиняются гравитационным свойствам.

Например, для таких элементов (Nb-41, Ta-73, Zn-40, Hf-72, W-74, Mo-90, U-92) характерна связь их преимущественно с кислыми магмами, т.е. с породами относительно легкими.

В распространении малораспространенных химических элементов гравитационные свойства не играют, по-видимому, определяющего значения.

В гипергенных процессах гравитационные свойства не столько отдельных элементов, сколько их соединений, имеют существенное значение для геологической миграции.

Многие элементы, образующие тяжелые и механически прочные соединения (Au, алмаз, SnO_2 , циркон, топаз, шеелит, рутил, ильменит и др.), способны к образованию концентраций, связанных с гравитационными свойствами этих соединений.

Под действием сил гравитации происходит снос вещества при процессах денудации, отложения в водных бассейнах, дифференциации по удельным весам минералов при кристаллизации горных пород из магматических расплавов.

Радиоактивные свойства атомов. При радиоактивном распаде ядер атомов образуются новые изотопы химических элементов. Так например, легкомигрирующие атомы инертных газов – гелий и эманации (Rn, Tn, An), в отличие от трудно мигрирующих, как, например, Pb (свинец).

Способность самопроизвольного распада - это свойство многих элементов (если не всеобщее свойство материи, т.е. всех химических элементов). Весьма вероятно, что радиоактивность является еще более распространенным свойством, если не всеобщим свойством веществ (*материи*).

Обнаруживать явление распада элементов стали с ведением в практику наблюдений масс-спектрометров, разделяющих изотопы определенных химических элементов друг от друга.

Необходимо помнить об исключительном значении радиоактивности, как внешнего фактора миграции, поскольку выделяемая при радиоактивных процессах энергия (может служить) и является одной из основных причин миграции и всех других элементов.

Внешние (термодинамические) факторы миграции. К главнейшим из них относятся:

- 1. Температура;**
- 2. Давление;**
- 3. Химический состав среды миграции;**
- 4. Сорбционные силы и т.п.**

Температура является одним из самых главных факторов миграции. Основным условием хода геохимических процессов является понижение температуры. Явление вторичного разогрева при метаморфических процессах носит локальный характер.

Температура определяет подвижность и агрегатное состояние вещества (физико-химические фазы), скорость химических реакций, скорость и последовательность кристаллизации из расплавов и растворов, дифференциацию элементов по их критическим температурам. Очень высокие температуры центральных частей звезд разрушают легкие ядра U, Be, B – они как бы «сгорают» в результате ядерных реакций, чем отчасти можно объяснить их дифференциацию в космосе. Колебания температуры во Вселенной велики и с этим связаны огромные амплитуды и разнообразие вызванных ими явлений миграции.

В космосе встречается сочетание очень низких температур (близких к абсолютному нулю и очень высоких (в звездах)).

В земной коре температура колеблется от 1500 и выше °С в магматических расплавах и в глубинных частях земной коры и до –85 °С на поверхности литосферы (Антарктида).

Давление наиболее сильно сказывается на миграции химических элементов при его резких изменениях. Например, над магматическим очагом вследствие появления тектонических разломов. Связанное с этим выделение летучих компонентов дает начало деятельности пневматолитово-гидротермальным процессам и интенсивной миграции элементов из магматического очага в окружающую среду. Колебание давления тесно взаимосвязаны с колебаниями температуры.

Давление также влияет на температуру плавления и кипения химических элементов. (Например, с увеличением давления на 1 атм (101325 Па), температура плавления железа повышается на 0,011 °С.).

Значительные колебания температуры и давления и их соотношение определяют изменение физического состояния элементов, при котором происходят явления взаимной миграции элементов: расплавление, растворение, отщепление газовой фазы или наоборот, кристаллизации, сжижения, являющиеся важным условием миграции химических элементов.

Химический состав среды является важнейшим внешним фактором, определяющим особенности миграции, концентрации и рассеяния химических элементов в природных растворах и расплавах в условиях земной коры. Например, морфологические особенности минералов зависят от условий их образования.

Пример - из растворов с резким преобладанием Ca^{2+} над F^{1-} образуется флюорит с октаэдрическим обликом кристаллов, при более менее одинаковом соотношении Ca^{2+} и F^{1-} с кубическим обликом и т.д.

$(\text{MoO}_4)^2 + \text{H}_2\text{S} - \text{MoS}_2$	Минералообразование в результате ионного обмена, приводящего к образованию труднорастворимых соединений.
$(\text{ReO}_4)^- + \text{H}_2\text{S} - \text{ReS}_2$	
$(\text{VO}_4)^{-3} + \text{H}_2\text{S} - \text{V}_2\text{S}_3$	

Сорбционные силы. Под сорбцией (сорбция) понимают явления (процессы) поглощения коллоидом тех или иных веществ. Большую роль в миграции играют коллоиды и другие вещества, обладающие сорбционными свойствами. Причина сорбции – в ненасыщенности

электростатических связей ионов поверхности вещества. Сорбируются ионы противоположного знака. Пример отрицательных коллоидов – глины, коллоиды MnO_2 , положительных – гидраты окиси железа и гидрозолы кремнезема.

В связи с явлением сорбции на пути миграции создаются геохимические барьеры, препятствующие миграции химических элементов.

ВЫВЕТРИВАНИЕ. Процессы выветривания представляют собой сложный комплекс явлений, состоящих из механической дезинтеграции и химического преобразования вещества (в основном разложения и превращения более сложных соединений в более простые, менее окисленных в более окисленные и часто более растворимые).

Процессы выветривания (в основном) зависят от степени влажности и температуры и связанного с ними развития растительности, продукты разложения которой во влажном умеренно жарком или прохладном климате образуют почвенные кислоты (гуминовые, фульвокислоты), активно участвующие в химических процессах выветривания.

Глубинные минералы и слагаемые ими породы в условиях земной поверхности становятся неустойчивыми и стремятся перейти в более устойчивые соединения в данных физико-химических условиях. Согласно (Г.Тиррелю) процессы разложения горных пород и минералов состоят из растворения, окисления, гидратации и карбонатизации.

Химическими агентами выветривания служат вода, как растворитель и оказывающее гидролизующее действие, а также кислород, небольшие количества озона (O_3) и вода, углекислота CO_2 с водой, дающая H_2CO_3 .

Результатом этих процессов являются растворимые вещества, нерастворимые осадки – измененные минералы. Процессам выветривания способствуют трещиноватости горных пород и структура. Крупнозернистые породы выветриваются легче, чем мелкозернистые.

В полярных условиях и условиях безводных пустынь процессы дезинтеграции преобладают над процессами химического

выветривания, в условиях же теплого влажного климата резко преобладают процессы выветривания.

Процессы выветривания протекают непрерывно, пока первоначальная порода полностью не превратится в продукты выветривания.

Они начинаются с гидролиза: выщелачиванием катионов **K, Na, Ca** и замещением их водородом.

Скорость выветривания зависит от ряда факторов:

1. Химический состав выветривающейся породы:

Очень легко выветриваются известняки (CaCO_3), которые в водах, содержащих углекислоту, медленно растворяются, образуя легкорастворимый бикарбонат кальция (таким образом образуются карстовые пустоты). Наиболее трудно выветриваемыми минералами являются: циркон ($\text{Zr}(\text{SiO}_4)$), рутил (TiO_2), корунд (Al_2O_3), шпинель (MgAlO_4), касситерит (SnO_2), с трудом выветриваются гранат, ильменит (FeTiO_3), магнетит, монацит ($\text{La, Ge, Nb} \text{PO}_4$).

Пироксены выветриваются легче полевых шпатов: натриевые плагиоклазы труднее кальциевых и калиевого (полевого шпата). Железистые слюды выветриваются легче магнезиальных слюд, биотит легче мусковита.

2. Присутствие изоморфных примесей в минерале, которые могут играть роль катализатора в процессе выветривания, окисления и растворения.

Так богатая Fe, Mn, Cd – сфалерит (ZnS) выветриваются заметно быстрее, чем зелено-желтые клейофаны (разновидность сфалерита, не содержащая примесей).

3. Парагенетическая ассоциация минералов.

Это, прежде всего, характерно для сульфидов, присутствие которых может ускорить или замедлить окисление других.

ДЕНУДАЦИЯ (лат. «обнажение») снос, удаление продуктов выветривания)

Совокупность процессов сноса и переноса (водой, ветром, льдом, непосредственным действием силы тяжести) продуктов разрушения горных пород в пониженные участки земной поверхности, где происходит их накопление.

В настоящее время (по наблюдениям ученых) современная глобальная денудация заметно возрастает. Кроме естественных причин, вызывающих действие экзогенных рельефообразующих сил; в большей степени денудирует сушу, своей нарастающей деятельностью, и само человечество, существенно изменяя облик планеты.

Поверхность суши постоянно изменяется в планетарном масштабе, благодаря действию многих факторов:

- 1) Речной сток (взвешенные наносы, растворимые вещества);
- 2) Ветер, выносящий и приносящий разные вещества;
- 3) Селевые потоки, оползни и обвалы;
- 4) Морской прибой;
- 5) Вынос минеральных веществ с суши в океаны при выветривании горных пород;
- 6) Принос веществ из космоса;
- 7) Техногенная денудация (добыча и использование минерального сырья).

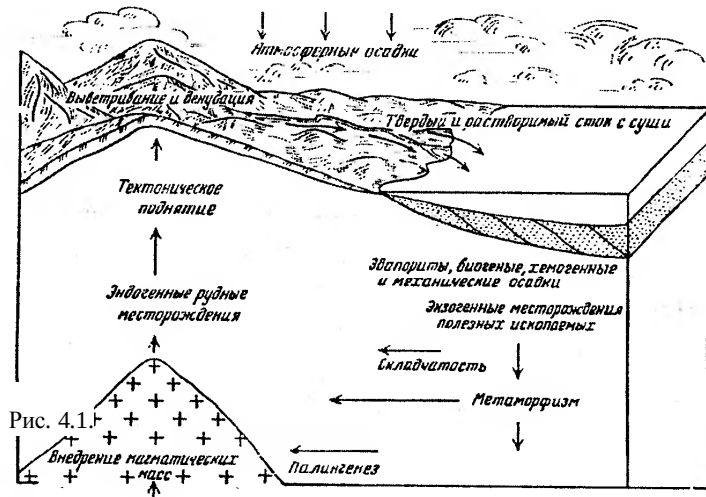


Рис. 1. Схема геологического цикла миграции химических элементов |

ЛЕКЦИЯ 5. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ ОРЕОЛАХ

Под ореолами рассеяния понимают зоны повышенных концентраций тех или иных элементов в горных породах, растениях или подземных водах вблизи месторождений, с которыми они генетически связаны.

Эндогенные геохимические ореолы представляют собой окаймляющие рудные тела и месторождения зоны распространения химических элементов, привнесенных рудными растворами в процессе рудообразования.

Такие зоны характеризуются повышенным (сейчас доказано, что и пониженным) содержанием элементов по сравнению с их содержанием в первичных рудовмещающих породах.

Первичные (эндогенные) геохимические ореолы рудного месторождения или рудного тела представляют собой околорудное пространство, обогащенное или обедненное рядом химических элементов в результате их привноса или перераспределения в процессе рудообразования.

Вокруг рудных тел и МПИ формируются ореолы, как привноса, так и выноса химических элементов: установлено, что ореолы привноса более распространены. Они, как правило, обладают большими размерами и поэтому более важные в практическом отношении.

Практическое значение ореолов привноса – они образуются типоморфными для рудных тел химическими элементами, т.е. служат прямыми индикаторами.

Первичные ореолы морфологически представляют собой своеобразные «чехлы» боковых и перекрывающих месторождение пород, характеризующиеся повышенным содержанием главных и парагенетически с ними связанных химических элементов из состава месторождения.

Образование этих ореолов непосредственно связано с формированием самих месторождений под влиянием общих рудообразующих процессов.

Геохимические ореолы являются сложными геологическими образованиями, имеющими свои специфические параметры и признаки.

Параметры ореолов определяются в основном геохимическими, минералогическими, структурными и другими особенностями рудных тел (Рис. 5.1).

Основными параметрами эндогенных (первичных) геохимических ореолов являются элементный состав, концентрация химических элементов, форма, размеры, зональность и др.

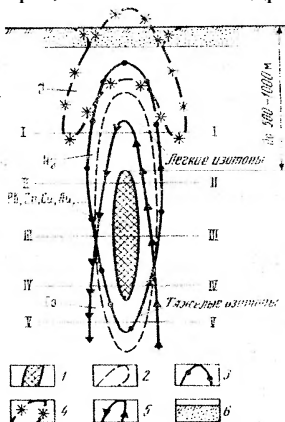


Рис. 5.1. Модель первичных ореолов гидротермального месторождения.
I—рудное тело. Первичные ореолы: 2—свинца; 3—ртути; 4—йода; 5—кобальта. 6—современные образования. Римскими цифрами обозначены номера горизонтов

Элементный состав. Изучение эндогенных геохимических ореолов показало почти полное их сходство не только по основным рудообразующим элементам, но и по элементам, входящим в состав руд в виде незначительных примесей. (Это сделано на основе изучения рудных тел различных типов).

Некоторые химические элементы были обнаружены в составе эндогенных геохимических ореолов, но не были зарегистрированы в составе рудных тел (это высоколетучие **F**, **J**, отчасти **Cl** и **Br**).

В связи с этим особенности распределения химических элементов в пределах конкретных регионов различаются довольно существенно, выделяют геохимически однородные и характеризующиеся определенными ассоциациями химических элементов, качественно единых, но количественно разнящихся по уровню содержания отдельных элементов и соотношением между ними.

Своеобразие сочетания элементов в пределах определенной геохимической провинции является результатом исторического развития конкретного участка земной коры и отличает данную

геохимическую провинцию от соседних регионов и распределения элементов, свойственного литосфере в целом.

В пределах каждой конкретной геохимической провинции различным, ограниченным по площади геологическим образованиям (интрузивные массивы, эффузивные серии, метаморфические или осадочные свиты пород и т.п.) свойственны свои особенности распределения химических элементов.

Специфические особенности распределения химических элементов присущи также продуктам гипергенного (поверхностного) разрушения горных пород, природным водам, почвам и произрастающим на них растениям.

Особенности распределения химических элементов в горных породах, незатронутых какими-либо рудообразующими процессами, а также в рыхлых отложениях, водах и растениях, на химический состав которых не влияют экзогенные или эндогенные рудные концентрации, определяют местный геохимический фон (т.е. местное нормальное поле).

Как правило, местный геохимический фон отличается от кларков элементов не более, чем в единицы раз.

Когда говорят о кларке элемента в литосфере, гидросфере или атмосфере, подразумевают, среднее его содержание для каждой из этих геосфер.

В случае натурального фона обычно ограничиваются относительно небольшим районом, представляющим в геологическом отношении единое целое.

Сходство элементного состава рудных тел и ореолов позволяет сделать вывод: что такие ореолы являются прямыми поисковыми признаками рудных тел, а химические элементы, входящие в их состав, элементами-индикаторами оруденения.

Подобная закономерность имеет большое значение при поисках скрытых рудных тел, т.к. позволяет по составу химических элементов, образующих аномальные концентрации выявлять геохимические аномалии, обусловленные эндогенными ореолами и устанавливать качественный состав рудных тел, около которых эти ореолы образовались.

Граница между рудным телом и его первичным ореолом принадлежит к разряду экономических категорий и не имеющих строгого геохимического смысла.

Однако не все элементы-индикаторы имеют одинаковое значение для оценки геохимических аномалий. Это обуславливается особенностями процесса рудоотложения, в первую очередь его стадийностью, вызывающей зональность строения рудных тел.

Первичная зональность делится на **пульсационную** (выделил акад. С.С. Смирнов) и **зональность отложения** (чл.- корр. Ю.А. Билибин)

Пульсационная зональность обусловлена неравномерным распределением минеральных ассоциаций разных стадий минералообразований. Такая зональность может наблюдаться как в отдельных рудных телах, так и в группе рудных тел.

Зональность рудоотложения выражается в постепенном изменении содержания химических элементов по падению рудных тел или в каком-либо другом направлении. Проявляется она в каждом рудном теле, образовавшемся в одну стадию рудоотложения.

Эти закономерности рудоотложения и определяют различное значение элементов-индикаторов.

Химические элементы, выделившиеся в рудном теле в ту же стадию, что и основные рудообразующие элементы, будут считаться более надежными индикаторами и поэтому называются прямыми элементами-индикаторами.

Химические элементы, выделившиеся в стадии, предшествующие стадиям отложения основных рудных элементов (или в последующие) могут косвенно указывать на наличие в рудных телах промышленно ценных элементов. Это косвенные элементы-индикаторы.

Концентрация химических элементов. Эндогенные геохимические ореолы отличаются более низкими по сравнению с рудными телами концентрациями элементов.

Концентрация химических элементов в ореолах колеблется в широких пределах. Максимальная концентрация для преобладающего большинства хим. элементов устанавливается в рудных телах (и в непосредственной близости от них). По мере удаления от рудного тела их концентрация уменьшается до фоновых содержаний.

Нижним пределом элемента в ореоле является его фоновая концентрация, а верхним – концентрация в рудном теле. Лишь для ограниченного числа элементов в ореолах могут быть установлены более высокие по сравнению с рудными телами концентрации, что является следствием зонального развития ореолов. Распределение

химических элементов в первичных ореолах весьма неравномерное. Об этом свидетельствуют графики распределения элементов, где пики перемешиваются с провалами. Сопоставление графиков с геологической документацией свидетельствует, что максимальные концентрации совпадают с трещинами и зонами повышенной трещиноватости горных пород. Из-за неравномерного распределения химических элементов при определении интенсивности ореолов пользуются средним содержанием элементов.

Для характеристики контрастности ореола можно использовать коэффициент аномальности:

$$K_{\text{ан}} = \frac{C \text{ (среднее содержание х.э. по ореолу)}}{K_{\text{ф}} \text{ (среднефоновое содержание)}}$$

Форма эндогенных ореолов, как правило, сложная, часто близкая к форме рудных тел. В вертикальном разрезе ореолы, образующиеся вокруг крутопадающих тел, по форме напоминают пламя свечи. В таких случаях они более-менее симметричны.

При пологом залегании рудных тел форма асимметрична (с преимущественным развитием в висячем боку рудного тела).

В плане эндогенные геохимические ореолы имеют овальную форму, вытянутую по простиранию рудного тела. Форма ореолов существенным образом зависит от структурных особенностей участков их развития.

На участках с интенсивной трещиноватостью рудовмещающих пород развиваются сложные по форме ореолы, отличающиеся многочисленными ответвлениями и прочими усложнениями.

Размеры являются важными параметрами ореолов, чем больше ореолы, тем эффективнее они могут быть использованы для обнаружения рудных тел и МПИ.

Размеры ореолов различны, так вертикальная протяженность эндогенных ореолов отдельных элементов-индикаторов над крутопадающими телами в ряде случаев превышает первые сотни метров. Размеры ореолов в плане значительно превышают размеры рудных тел (Рис. 5.1 и Рис. 5.2.).

В отдельных случаях около рудных тел определенных типов выявляются незначительные по размерам ореолы. (Например,

кварцево-рудные жилы, окаймленные незначительными по размерам ореолами рудных элементов.)

Зональность эндогенных ореолов.

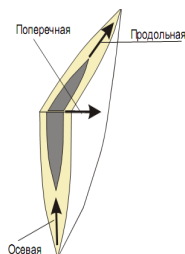


Рис. 5.1.

Типы зональности в первичном ореоле

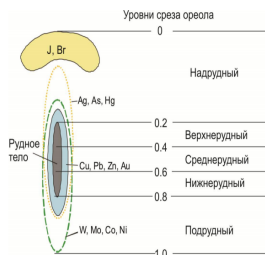


Рис.5.2.

Уровни максимального накопления элементов в первичном ореоле

Различают вертикальную и горизонтальную зональность.

Горизонтальная зональность является следствием различий в ширине и протяженности ореолов отдельных элементов-индикаторов в плане.

Вертикальная зональность обусловлена различиями в распределении элементов в вертикальном разрезе, при этом одни элементы накапливаются в надрудных частях ореолов, а другие – в подрудных.

Иллюстрацией вертикальной зональности служат графики изменений по вертикали параметров ореолов (средние содержания, продуктивности и пр.), а также величины их отношений.

Для количественной оценки вертикальной зональности можно пользоваться коэффициентом контрастности, представляющим собой отношение величин соответствующих параметров в надрудных и подрудных его частях.

Значение коэффициента контрастности, превышающее 1 ($K_k > 1$), свидетельствует об избирательном накоплении рассматриваемого элемента в верхних частях ореолов. Такая зональность называется прямой. Есть и обратная (при $K_k < 1$).

ВТОРИЧНЫЕ ОРЕОЛЫ

Вторичные ореолы рассеяния представляют собой участки рыхлых образований, непосредственно тяготеющие к выходам месторождений и характеризующиеся повышенным содержанием главных или парагенетически связанных с ними химических элементов из состава месторождения и его первичного ореола (Рис. 5.3).

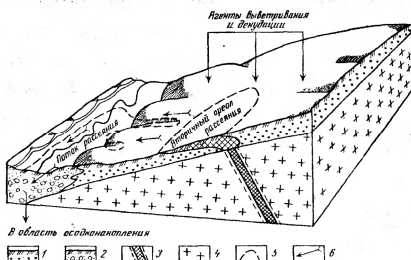


Рис. 5.3. Схема, демонстрирующая образование вторичных ореолов и потоков рассеяния под действием природных факторов.

Протяженность вторичных ореолов по простиранию определяется размерами залежей, а ширина 30-50 м.

Максимальное содержание десятки доли процента, иногда проценты, и местами перерастают в промышленные концентрации (элювиально-делювиальные россыпи).

В основе классификации вторичных ореолов лежит деление (гипергенных ореолов рассеяния по трем признакам):

- фазе рассеиваемого вещества;
- их генезису;
- доступности их для обнаружения.

Выделяют механические (твердая фаза), солевые (жидкая фаза), и газовые (газообразная фаза) ореолы и потоки рассеяния.

Механические (ореолы рассеяния) характеризуются перемещением рассеиваемого вещества в твердой фазе, например, в виде первичных (МПИ и первичный ореол) и вторичных минералов (образовавшихся за счет первичных руд).

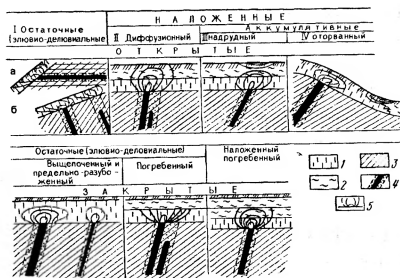


Рис. 5.4. *Различные виды вторичных ореолов рассеяния*

Главную роль в образование механических ореолов играет физическое выветривание, приводящее к высвобождению рудных минералов из жильной массы.

Последующее перемешивание освобожденных минералов одновременно с образующимися элювием-делювием, вызывает сползание всей этой массы по склону. (Рис.5.4.).

Механические ореолы являются важнейшим поисковым признаком олова, вольфрама, золота и других месторождений.

Солевые ореолы образуются при рассеянии рудных элементов в состоянии водно-растворимых соединений в капиллярно-пленочной влаге горных пород, в подземных и приповерхностных водах зоны гипергенеза и сопровождаются сорбцией и фазовыми переходами, капиллярным подъемом, испарением и движением ореольных растворов.

Газовые ореолы обязаны рассеянию вещества полезного ископаемого в форме паров газов и различных летучих соединений.

По доступности для обнаружения различают открытые ореолы рассеяния (проявленные непосредственно на дневной поверхности) и закрытые (обнаружение которых возможно только на некоторой глубине от поверхности).

По генезису различают остаточные ореолы рассеяния, обязанные рассеянию в современных или более древних элювиальных продуктах выветривания коренного оруденения, существующего в контуре ореола до его образования гипергенными процессами.

Наложённые ореолы формируются в профиле дальноприносных отложений, перекрывающих выход месторождения в результате

диффузий и эффузий компонентов оруденения в направлении к дневной поверхности.

Аномальные содержания химических элементов в подземных и приповерхностных водах, растениях называются гидрогеохимическими и биогеохимическими ореолами.

Геохимические аномалии делятся на рудные и безрудные.

К рудным относятся сами месторождения и их первичные ореолы, а также вторичные ореолы и потоки рассеяния.

К безрудным – аномалии, образование которых не связано с рудными месторождениями. Эти аномалии могут быть вызваны искусственным заражением, испарительной, сорбционной, биохимической и другой непромышленной концентрацией химических элементов из рассеянного состояния.

Потоки рассеяния (по А.П.Соловову) – области повышенных содержаний искомого элемента, развивающегося на путях поверхностного или подземного водного, газообразного или твердого стока с суши, прилегающей к ореолу месторождения и характеризующую дальнейшим убыванием аномальных значений поля рассеяния.

Поле рассеяния (по А.П.Соловову) – верхние горизонты современной суши, в которых протекают процессы выветривания и денудации, ведущие к разрушению и ликвидации ранее образовавшихся местных концентраций химических элементов.

Различают три вида рассеяния:

- первичное конституционное;
- вторичное наложенное;
- смешанного происхождения.

ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ И ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ

Поисковые критерии – это факторы, позволяющие судить по прошедшим в данном районе геологическим и геохимическим процессам о возможности концентрации элементов и о нахождении в районе МПИ определенного типа.

Критерии бывают универсальные (проявляющиеся повсеместно, но менее конкретные) и местные (характерные для определенной территории и, как правило, достоверные).

Многочисленные факторы, определяющие локализацию месторождений, обычно объединяют в шесть основных групп: магматогенные, структурные, стратиграфические, литолого-фациальные, геоморфологические и особенно геохимические.

В зависимости от особенностей геологического строения района и предполагаемого типа месторождения наиболее важной становится то одна, то другая группа критериев.

Поиски стратифицированных рудных месторождений ведутся с учетом стратиграфических и литолого-фациальных критериев. Так при поисках россыпных месторождений основными критериями становятся геоморфологические, а титаново-магнетитовых и платиновых МПИ в коренных породах – магматические.

Поисковые критерии позволяют сделать при сравнении рассматриваемого района с аналогичными, но уже детально изученными районами, предположение о возможности (или невозможности) образования в рассматриваемом районе месторождений определенного типа.

При этом не рассматриваются никакие конкретные данные о наличии в районе месторождений или рудопроявлений.

Поисковые признаки – целый ряд факторов, указывающих на присутствие месторождения

Поисковые признаки бывают прямые (непосредственно указывающие на наличие оруденения) и косвенные (свидетельствующие лишь о возможности наличия оруденения).

К прямым признакам относятся: рудные выходы, старые выработки с остатками рудного материала и геохимические ореолы рассеяния рудного вещества.

Косвенными поисковыми признаками являются: околорудные изменения пород, косвенные элементы и минералы-индикаторы, ботанические признаки, геоморфологические особенности, археологические находки, названия мест, часть геохимических аномалий, представляющих ореолы косвенных элементов-индикаторов и геофизические аномалии.

В отдельных случаях радиометрические аномалии для радиоактивных руд и магнитные для магнетитовых становятся прямыми поисковыми признаками.

Поисковые критерии и признаки позволяют до проведения детальных работ установить типы возможных в данном районе МПИ.

ЭЛЕМЕНТЫ-ИНДИКАТОРЫ

Это элементы- спутники оруденения, т.е. химические элементы окружающие отдельные рудные тела и группу залежей МПИ.

Элемент-индикатор – это элемент, образующий наиболее обширный или далеко расположенный ореол, он не входит, как правило, в состав главных рудных минералов, однако в геохимическом отношении именно он связан с месторождением наиболее тесно.

Термин «элемент-индикатор» впервые ввели в практику Уоррен и Делаволт (США).

Элементы-индикаторы определяются как относительно подвижные элементы (газы), находящиеся в тесной связи с элементом, на который ведется поиск, ибо он:

- легче определяется, т.к. образует более широкий ореол;
- быстрее (легче) определяется современными аналитическими методами.

Используются элементы-индикаторы как в первичной, так и во вторичной обстановке.

В некоторых случаях «элемент-индикатор» может находиться в жильном минерале (или породе), в других случаях он может находиться в структуре самого минерала.

Успех применения «элементов-индикаторов» объясняется двумя причинами:

- 1) Они более подвижны, чем искомый элемент и поэтому образуют более широкий и протяженный ореол (например, ртуть и мышьяк в качестве индикатора золота);
- 2) Аналитические методы определения «элементов-индикаторов» более просты, дешевы и чувствительны, чем методы определения основных элементов оруденения (например, меди, никеля и хрома в качестве индикатора платины).

Элементы-индикаторы, характерные для определенной рудной минерализации

Элементы-индикаторы	Тип месторождения
As, Hg	Жильные Au и Ag
As, Hg	Комплексные сульфидные Au-Ag-Cu, Co-Zn
B	Скарны W-Be-Zn-Mo-Cu-Pb
B	Жилы и грейзены Sn, W, Be

Hg	Комплексные сульфидные Pb-Zn-Ag
Mo	Контактово-метаморфические W-Zn
Se, V, Mo	Ураноносные песчаники
Mo, Te, Au	Меднопорфировые
Zn	Сульфидные Ag-Pb-Zn
SO ₄	Сульфидные всех типов

ЛЕКЦИЯ 6.

ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ПОЛЕ И ЕГО ПАРАМЕТРЫ

Геохимическое поле – это область пространства, охарактеризованное содержаниями элементов (C_x), как функцией координат пространства и времени:

$$C_x = f(x, y, z, t)$$

Согласно закону В.И. Вернадского, в любой точке пространства (речь идет о макромире) в том или ином количестве содержатся все химические элементы, поэтому для любого элемента в этой точке справедливо выражение:

$$0 \% < C_x < 100 \%$$

В соответствии с законами термодинамики любой элемент стремится к состоянию равновесия, поэтому в большей своей части геохимическое поле характеризуется содержаниями элементов, близкими к усредненному значению, которое носит название кларка (для Земли в целом, или отдельных геосфер), или фона (для различных геологических структур). Процессы перераспределения и концентрирования элементов, в том числе и рудообразование, приводят к локальным отклонениям концентраций элементов от фона, называемым аномалиями.

Если значимость этих отклонений очевидна, аномалии называются явными. Единственным критерием для выделения явных аномалий является коллективный геологический опыт. Если аномалию нельзя признать явной, формальная граница между фоновыми и аномальными значениями определяется обычно по правилу «трех сигм» - аномальными считаются значения, которые отличаются от среднефоновых более чем на три стандартных отклонения.

Для нормального закона распределения:

$$\bar{X} - 3S > X_{\text{аном.}} > \bar{X} + 3S,$$

где $X_{\text{аном.}}$ – минимально аномальное значение; $\bar{X}$ – среднее арифметическое значение фона; S – стандартное отклонение фона.

Для логнормального закона распределения:

$$\bar{X}/\varepsilon^3 > \bar{X}_{\text{аном.}} > \bar{X} \cdot \varepsilon^3,$$

где $\bar{X}$ – среднее геометрическое значение фона; ε – стандартный множитель.

Правая часть неравенств определяет уровень положительных аномалий, левая – отрицательных (зоны выноса).

Для слабых аномалий, которые не превышают уровня «трех сигм», но могут иметь важное поисковое значение, применяют различные методы их усиления, которые будут рассмотрены ниже

ВЗАИМОСВЯЗЬ ГЕОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОСФЕРАХ

В процессе разрушения месторождений и их первичных ореолов происходит перемещение (миграция) химических элементов и возникают вторичные аккумуляции, которые называют ореолами рассеяния. В зависимости от характера процесса (механическое разрушение, растворение, дегазация) и среды формирования, ореолы делятся на литохимические, гидрохимические и атмохимические (Рис.6.1.). Растворенные газовые компоненты, кроме того, усваиваются организмами и растениями и формируют биогеохимические ореолы.

Между всеми типами вторичных ореолов происходит интенсивный обмен химическими компонентами, поэтому аномальные содержания каких либо элементов в рудах и их первичных ореолах находят адекватное отражение во всех типах ореолов. На этом основано применение различных модификаций геохимических методов поисков, различающихся характером опробуемых сред. При этом надо иметь в виду, что поисковая достоверность информации, получаемой различными методами, неравноценна. Наиболее объективная информация о первичном оруденении содержится во вторичных литохимических ореолах (1-я степень приближения) и потоках (2-я степень приближения) рассеяния. Более опосредована связь с рудами гидрохимических и атмохимических ореолов (2-я степень приближения) и потоков (3-я степень приближения) рассеяния. Еще менее определенно соотношение с оруденением биохимических ореолов в растениях (4-я степень приближения) и организмах (5-я степень приближения).

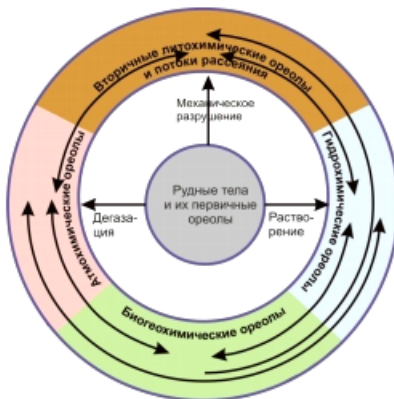


Рис.6.1. Взаимосвязь геохимических ореолов в различных средах

Пространственная совмещенность и взаимосвязь различных типов ореолов могут существенно усложнять количественные соотношения между первичными рудами и вторичными аккумуляциями. Поэтому проведению масштабных геохимических поисков по вторичным ореолам рассеяния на какой-либо площади должно предшествовать выполнение опытно-методических работ по выбору представительного горизонта опробования, веса пробы, методики обработки проб, оценки ресурсов полезного ископаемого.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Установлено, что термодинамически выгодным для любого химического элемента является состояние рассеяния, при котором его содержания стремятся к кларку (или фону). Для того, чтобы вещество концентрировалось в определенной области пространства, необходимо приложение внешней энергии. На Земле постоянными источниками такой энергии являются эндогенные процессы в подвижных поясах, гравитационная дифференциация на поверхности и внутри планеты, излучение Солнца. Тем не менее, в месторождениях сконцентрировано лишь 0,0001– 0,000001 (для различных элементов по-разному) от всего объема вещества. То есть

образование месторождений – достаточно уникальный процесс, определяющийся благоприятным сочетанием ряда факторов.

В магматическом процессе главным фактором концентрирования является фазовая дифференциация расплава. В ультраосновных магмах - это ликвационное разделение сульфидной и силикатной составляющих, кристаллизация и накопление хромита. В более кислых интрузиях рудные элементы накапливаются в остаточных расплавах (Ti, V, P, Be, Li, TR, Sn, W, Zr).

Процесс кристаллизации магмы определяется понижением температуры расплава при изменении давления. На общий ход кристаллизации большое влияние оказывают состав расплава и процесс ассимиляции вмещающих пород. При кристаллизации магмы возможна концентрация ряда элементов, в том числе рудных, что имеет промышленное значение.

Среди ликвационных месторождений наибольшее распространение получила группа сульфидных медно-никелевых, приуроченных к ультраосновным и основным породам. Образование первичных ореолов у этой группы месторождений связано с процессом разделения расплава на силикатную и сульфидную части и последующей миграцией сульфидного расплава под действием силы тяжести. Таким образом, при формировании ореолов значительная часть элементов мигрирует в виде магматических расплавов в миграционной среде, также представляющей собой расплав.

Элементы-индикаторы в рассматриваемых ореолах могут находиться в минеральной и изоморфной формах. Образование ореолов обуславливается двумя главными причинами: кристаллизацией магмы до полного опускания всех капелек сульфидного расплава и кристаллизацией сульфидного расплава в трещинках ранее раскристаллизовавшегося силикатного расплава и вмещающих пород.

При раскристаллизации магмы до полного опускания ее сульфидной составляющей над рудными телами образуются ореолы из рассеянных капелек, отвечающих по минеральному составу рудам месторождения. Размеры таких ореолов во многом зависят от длительности остывания преобладающей силикатной части расплава. Гравитационный механизм образования ореолов проявляется и в строении отдельных вкрапленников: их верхние части бывают представлены халькопиритом, а нижние – более тяжелым пирротинном.

Часто над донными залежами отмечаются первичные зональные ореолы Ni, Co, Cu и Ti, образующие собственные минералы (пентландит, халькопирит, титаномагнетит). Зональность рассматриваемых ореолов также объясняется различной плотностью минералов, включающих прямые элементы-индикаторы. Протяженность ореолов по вертикали над рудной залежью обычно составляет первые десятки метров, реже превышает 100 м.

Гораздо большие размеры имеют первичные ореолы Fe, находящегося в сульфидной форме: по вертикали они могут достигать 600 м, по горизонтали – более 200 м. Следует отметить, что ореолы сульфидного железа располагаются в надрудной области и имеют ярко выраженную минералогическую зональность: по мере удаления от рудного тела пирротин сменяется более тяжелым пиритом. Это говорит о том, что причиной зональности является не только процесс механического оседания сульфидов, но и изменение концентрации железа и окислительно-восстановительного режима среды. При раскристаллизации интрузивного массива, еще до затвердевания сульфидного расплава часть сульфидов может быть отжата по трещинам. Образующиеся при этом жилы из-за небольшой мощности обычно не имеют промышленного значения, но являются хорошими индикаторами оруденения в нижних частях интрузивного массива. На больших глубинах, при медленном течении процесса кристаллизации сульфидный расплав может не только мигрировать по трещинам вверх в пределах материнских рудовмещающих пород, но и проникать в перекрывающие, даже более молодые породы.

Морфология геохимических ореолов определяется тектоническим строением участков и литологическими особенностями вмещающих пород. Часто ореолы располагаются в виде серии полос над дифференцированными интрузиями или вытягиваются параллельно их контактам. Мощность зон колеблется от нескольких метров до 150 м, протяженность по вертикали – сотни метров.

Характерной особенностью рассматриваемых ореолов является их зональное строение, выражающееся в постепенной смене областей относительного накопления элементов (снизу вверх): Cr, Zn, Co, Ni, Mn, Sn, Cu, V, Ag, Mo, Ba, Pb, Ti, Sn, Zn. Основная часть прямых элементов-индикаторов образует в ореолах собственные минералы (халькопирит, пентландит), реже – примеси в пирите и пирротине.

С процессами образования ликвационных месторождений связано также явление изоморфного замещения элементов в минералах, которое тоже можно использовать при проведении геохимических поисков. Так, присутствие в оливине (фаялите) вмещающих пород повышенного содержания изоморфной примеси железа связано с образованием ликвационных медно-никелевых месторождений. Это объясняется тем, что при вхождении в оливин железа его общее содержание в расплаве уменьшается, что приводит к интенсивному отделению сульфидного расплава. В пирротине медно-никелевых месторождений обычно отмечается повышенная концентрация **Со и Си (более 0,1 %)**.

Над рудными телами магматических месторождений хромита, приуроченных в основном к породам дунит-гарцбургитовой формации, часто наблюдаются довольно широкие ореолы кремния. Эти ореолы, выделяемые многими исследователями как «кайма окремненных пород», можно использовать при поисках хромитов. Их образование связывается с метасоматическим образованием оливина по энстатиту, происходящим совместно с образованием хромита. Часто около хромитовых рудных тел наблюдаются ореолы хлорита с повышенным содержанием хрома.

Подобные ореолы минералов с повышенными концентрациями элементов-индикаторов типичны и для большинства нерудных (апатитнефелиновых) магматических месторождений.

Для алмазonoсных кимберлитов, в отличие от непродуктивных разностей, характерны аномально высокие концентрации хрома в гранатах, хромдиопсидах, хромшпинелидах и ильменитах.

Магматические месторождения редких элементов всегда сопровождаются ореолами прямых элементов-индикаторов (Sn, W, F, Be, В) как в рудоносных альбит-лепидолитовых гранитах, так и в рудовмещающих сланцах, что позволяет обнаружить месторождение даже в том случае, если оно не выходит на уровень эрозионной поверхности.

В ореолах пегматитовых месторождений различных типов индикаторным часто является содержание элементов в микроклине. Например, в слюдоносных пегматитах, по сравнению с редкометалльными, наблюдаются на порядок более высокие отношения K/Rb и K/Cs. Редкометалльные пегматиты отличаются от редкоземельных на порядок более высокими содержаниями Li, Rb, Tl

в берилле. Вокруг танталоносных пегматитов образуются ореолы В, Li, Cs, Rb, Sn, Be, Nb, которые являются прямыми индикаторами. Наиболее широкие и контрастные ореолы во вмещающих гранитах и осадочных породах образуют Li и Cs, протяженность ореолов которых составляет сотни метров вдоль простираения рудоконтролирующих структур. Из зоны, непосредственно окружающей танталоносные пегматиты, выносятся Cu, Zn, Pb, K, B, Ni, Co и Cr, которые переотлагаются на некотором удалении от пегматитовых тел.

Вокруг берилло- и топазоносных пегматитов всегда выявляются ореолы F, Rb, Li, Cs.

Основными элементами-индикаторами **скарновых медных и медноцинковых месторождений** являются Cu, Zn, Pb, Ba, As, Mo, Ag, Fe. Наиболее удаленные от рудных тел надрудные ореолы образуют барий и мышьяк. Для ореолов, менее удаленных (до 50 м) от рудных тел, характерны Cu и Zn. Большинство элементов-индикаторов в ореолах медных скарновых месторождений образует собственные минералы, однако часть их может находиться в повышенных содержаниях в изоморфной форме. Широкое распространение при образовании скарновых месторождений получили процессы выщелачивания отдельных элементов вмещающих пород с последующим переотложением. В связи с этим могут возникать «отрицательные ореолы» в зонах выщелачивания элементов и «положительные» – в зонах их накопления (обычно по периферии скарновой зоны).

На **железорудных скарновых месторождениях** установлен привнос вместе с железом Zn, Co, Cu, Mo, Ni, Y, V и сопряженный вынос широкого круга элементов – Ti, Sn, Ge, Sr, Ba, Zr, Mo, Sr и др. Ореолы выноса обычно приурочены к зонам образования метасоматитов и руд, а накопления – формируются за их пределами, преимущественно по восстанию рудных тел и зон. В наиболее удаленных надрудных ореолах в повышенных концентрациях часто встречаются В, Ba, Sr, Ti, Ag, Pb, Zn, Ni, непосредственно над рудными телами повышены содержания Mn, Cu, Sn, Ge, а на уровне рудных тел во вмещающих породах накапливаются Cu и Mo. Размеры ореолов и в плане и в вертикальном направлении в несколько раз превышают размеры рудных тел.

Скарновые медные и железорудные месторождения нередко содержат высокие концентрации Au вплоть до образования

промышленных золото-скарновых месторождений. В этих случаях к вышеперечисленным геохимическим ассоциациям добавляется индикаторная группа элементов Au, Ag, Bi, Te.

На **свинцово-цинковых скарновых месторождениях** основными элементами-индикаторами являются Pb, Zn, Cu, As, Ag, Cd, Sb. При этом Pb, Zn, As и Cu в ореолах обычно образуют собственные минералы: галенит, сфалерит, арсенопирит, халькопирит; Ag, Sb и Cd являются элементами-примесями в галените и сфалерите.

На **скарновых вольфрамо-молибденовых месторождениях** характерно накопление в верхних частях Ba, Sb, As (иногда Pb, Zn, Cu), а в средних и нижних - Mo, W и Sn. Основными элементами-спутниками скарнового борového оруденения можно считать: в магнезиальных скарнах Cu, Sn, Zn, Mo, W, Be, Ge, в известковых - V, Pb, Ba, Li.

На **грейзеновых флюорит-редкометалльных месторождениях** установлено накопление в первичных ореолах Mo, Sn, W, Bi. В надрудной зоне развиты также аномалии Cu, Pb, Zn, в подрудной – редких земель. Для грейзеновых и альбититовых месторождений Ta, Be и W характерны первичные ореолы прямых (W, Be) и косвенных (Li, Rb, Cs, F, Be, Sn, Nb, Pb) элементов-индикаторов.

Первичные ореолы на гидротермальных месторождениях фтора образуют сам F и такие косвенные индикаторы, как Ba, Mo, Pb, Zn, Ag, As, Be, Y, Yb, Sr, Li. При формировании рудных тел происходил и вынос ряда элементов (Mn, Ti, Cr, Na, K). Это позволяет оценивать уровень среза и глубину залегания оруденения.

На **оловорудных гидротермальных месторождениях** основными косвенными элементами-индикаторами, образующими контрастные ореолы около рудных тел, являются W, Mo, Co, Cu, Zn, Pb, Bi, As, Ag, Sb.

На **гидротермальных месторождениях урана** наибольшие по размерам ореолы образованы прямым элементом-индикатором. Из косвенных элементов-индикаторов, образующих ореолы, следует отметить Pb, Mo, Cu, V, Zn.

В ореолах **колчеданных месторождений** происходят накопление и перераспределение очень широкого круга химических элементов, в первую очередь, Pb, Zn, Cu, Ag, As, Mo. Эти ореолы изучены наиболее хорошо. Именно на колчеданных месторождениях выведен обобщенный ряд вертикальной геохимической зональности

гидротермальных сульфидсодержащих месторождений, о котором мы подробнее поговорим ниже.

На **телетермальных месторождениях** легколетучих элементов (Hg, Sb, F, As) очень большие ореолы (сотни метров) образуют прямые индикаторы. Ртуть в первичных ореолах может находиться в самородном состоянии, в виде сульфида (HgS) и хлорида (HgCl₂), примесей в биотите и плагиоклазе. К косвенным элементам-индикаторам, образующим ореолы на ртутных месторождениях, относятся As, Sb, Ag, Zn, Sn, Ga, Ta, Au, Tl, Cu, Ni, Co, Pb, F. При этом надрудные ореолы (кроме Hg) образуют As, Sb, Ag, Au, Tl, а подрудные – Cu, Ni, Co, Pb.

В целом, все **сульфидсодержащие гидротермальные месторождения** характеризуются близким набором элементов-индикаторов оруденения, главными из которых являются Pb, Zn, Cu, As, Ag, Au, Bi, Sb. Ряд элементов-индикаторов образует первичные ореолы на гидротермальных месторождениях горного хрусталя. К ним в первую очередь следует отнести Ba, содержание которого во вмещающих породах вблизи хрусталеносных гнезд возрастает в 10–20 раз. Сам хрусталеносный жильный кварц отличается от нехрусталеносного повышенными в десятки и сотни раз содержаниями Вг и Hg.

Для **кор выветривания** характерен вынос Ca, Mg, Na, K, Si, редких металлов и относительное обогащение их наименее подвижными элементами, – Fe, Al, Ti, Zr, с образованием гидроокислов Fe и Al, каолинита, галлуазита и других глинистых минералов. С корами выветривания связаны разнообразные месторождения полезных ископаемых, в том числе весьма крупные. К наиболее важным относятся месторождения бокситов, каолинита, залежи никелевых руд, богатые гематитовые руды в древних корах выветривания железистых кварцитов.

Для кор выветривания рудных месторождений характерна так называемая вторичная зональность. Особенности минерального состава рудных месторождений, где важную роль играют сульфиды, обуславливают своеобразный характер этой коры выветривания. В верхней части месторождения, где свободно циркулирует воздух и просачиваются фильтрующиеся воды, происходит окисление сульфидов с образованием легкорастворимых сульфатов металлов, а также серной кислоты.

В аридных ландшафтных условиях, где количество фильтрующихся вод невелико, в верхней части коры располагаются сульфаты трехвалентного железа (ярозит и др.), ниже, в условиях некоторого недостатка кислорода, – сульфаты двухвалентного железа, меди, цинка (мелантерит, хальканит, госларит и др.). В гумидных ландшафтах обильные кислые растворы фильтруются вниз, растворяя рудные минералы. Вверху, в результате окисления и гидролиза, выпадают гидроксиды железа, образующие «железную шляпу», под которой обычно сохраняется лишь «сыпучка» из устойчивых минералов (кварца, барита) и сульфидов.

Ниже уровня грунтовых вод находится область значительного дефицита кислорода. Поэтому те минералы, которые сюда поступили в составе водных растворов сверху, выпадают в виде плохо растворимых вторичных сульфидов (халькозина, ковеллина). Эта нижняя часть коры выветривания рудных месторождений называется зоной вторичного обогащения или цементации. Часто здесь образуются очень богатые руды, представляющие особую ценность.

К собственно осадочным месторождениям можно отнести россыпи химически и физически устойчивых соединений: самоцветов, самородного золота, платиноидов, минералов Ti, Zr, Sn, W и других, которые сопровождаются ореолами и потоками рассеяния прямых элементов-индикаторов. В большинстве же случаев месторождения, которые принято называть осадочными, имеют более сложный генезис. Значительных первично-седиментационных концентраций химических элементов обычно не формируются. Например, для появления в осадочных породах высоких локальных концентраций фосфора, углерода, углеводов, халькофильных элементов необходимо постседиментационное перераспределение их в процессах диагенеза, катагенеза, эпигенеза, вплоть до гидротермальной деятельности. Соответственно, состав и зональность геохимических ореолов, сопровождающих названные месторождения, определяются перечисленными процессами.

ЛЕКЦИЯ 6-а

ЛАНДШАФТНО-ГЕОХИМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Методика геохимических поисков по вторичным лито-, гидро-, атмо- и биогеохимическим ореолам и потокам рассеяния основана на

законах миграции химических элементов в горных породах, в коре выветривания (образования в верхней части земной коры, переработанные в условиях влажного жаркого климата процессами выветривания, преимущественно химической), континентальных отложениях, почве, воде, растениях.

Территория СНГ (бывшего Союза) неоднородна по условиям ведения геохимических поисков, что связано с:

- рельефом,
- климатическими особенностями,
- геологическим строением,
- зональностью ландшафтов.

Ландшафтно-геологическое районирование по условиям геохимических поисков в масштабе 1:1000000 и мельче проводится по литературным и фондовым данным на основе информации, содержащейся в геологических, топографических, почвенных, геоморфологических, гидрогеологических, геоботанических и прочих картах и соответствующих текстовых материалах.

При районировании в масштабе 1:200000 и крупнее (реже 1:500000) проводятся полевые съёмочные работы.

При этом помимо ландшафта учитываются также возможности: отдельных методов поисков, особенности месторождений, и другие факторы.

Районирование включает в себя объединение отдельных контуров ландшафтно-геохимической карты в районы, однозначные (однотипные) по условиям поисков.

Важными критериями при этом являются:

- условия эрозионного вскрытия рудоносной формации и древней коры выветривания;
- мощность и генезис рыхлых отложений;
- типы вторичных ореолов рассеяния;
- наличие геохимических барьеров и безрудных аномалий;
- физико-химические условия среды.

Для каждого района в легенде к карте (или объяснительной записке) указываются:

- рациональное сочетание поисковых методов,

- особенности применения каждого метода (*представительный горизонт опробования, время опробования, типы геохимических барьеров и зон выщелачивания, индикаторные элементы и т.п.*).

ГЕОХИМИЯ ЛАНДШАФТА

Геохимия ландшафта как самостоятельное научное направление оформилось в нашей стране в 40-х годах ХХI века. Это направление было связано с именем выдающегося почвоведа, географа, геохимика, акад.Б.Б.Полынова.

С позиций геохимии ландшафт представляет собой часть земной поверхности, в которой за счёт солнечной энергии осуществляется миграция химических элементов атмосферы, гидросферы и литосферы.

Геохимическим ландшафтом (акад.Б.Б.Полынов) назвал участок земной поверхности, характеризующийся вполне определённым типом гипергенной миграции элементов.



Полынов Борис Борисович - известный ученый, геохимик и минералог-почвовед. С февраля 1937 - директор Почвенного института АН СССР.

Полынов Борис Борисович [23.7(4.8).1877, Ставрополь, — 16.3.1952, Москва], советский учёный, специалист в области почвоведения и геохимии, академик АН СССР (1946; член-корреспондент 1933). . Основные труды посвящены вопросам происхождения почв и формирования коры выветривания, значению организмов в почвообразовании и выветривании, классификации и геохимической характеристике ландшафтов.

Примером геохимического ландшафта могут служить таёжные горы, сложенные сланцами. Этот геохимический ландшафт характеризуется кислыми почвенными и грунтовыми водами, интенсивной миграцией органических коллоидов гумусового типа, а вместе с ними соединений Ge, Mn и других металлов. Почвы местами

сильно выщелочены (на таких участках отбор металлометрических проб проводится с глубин более 0,5 м).

Горы, сложенные сланцами, но расположенные в пустынной зоне, будут представлять другой тип геохимического ландшафта.

Кора выветривания и почвы богаты CaCO_3 , почвы слабо выщелочены, содержание металлов в них мало отличается от подстилающих пород. Опробование можно производить с поверхности. Грунтовые воды в таких ландшафтах имеют слабо щелочную реакцию, они нередко жёсткие, для них не характерна миграция Ge и Mn, органических веществ они почти не содержат, фоновое содержание в водах здесь будет иное.

К другим геохимическим ландшафтам будут относиться пустынные низкие горы, сложенные известняками, гранитами с дайками и сульфидными жилами, тундровое плато, сложенное песчаниками и т.д.

Разные геохимические ландшафты характеризуются различными условиями миграции элементов. Содержание металлов в почвах, водах, и организмах в них будет различным, а следовательно различными будут и поисковые признаки (фоновые и аномальные содержания искомых металлов).

Формирование того или иного геохимического ландшафта определяется биоклиматическими и геолого-морфологическими условиями.

Биоклиматические условия определяют размещение ландшафтных зон, подзон, или провинций. К числу главнейших ландшафтных зон (бывшего Союза) относятся: тундровая зона, лесная, лесостепная, зернозёмно-степная, зона сухих степей и пустынь.

Перечисленные зоны характеризуются вполне определёнными условиями гипергенной миграции элементов. Однако в пределах одной и той же зоны миграции хим.элементов имея ряд общих черт, всё же будет протекать по разному в зависимости от геологического строения и рельефа.

Участки, сложенные гранитами – относятся к одному геохимическому ландшафту; сложенные песками – к другому; известняки – к третьему, сланцами – к четвёртому.

Таким образом, задача выделения геохимических ландшафтов на какой-либо территории сводится к выделению ландшафтных зон, а в

пределах последних – участков, однородных по геологическому строению.

В основу геохимического районирования положены щелочно-кислотные и окислительно-восстановительные особенности почв и вод, которые зависят от климата.

Выделяют следующие провинции:

I. Провинция щелочных и нейтральных вод

- а) подпровинция сухих степей и пустынь (Закавказье, Средняя Азия, Казахстан, Южная Сибирь) Миграция – слабая, отбор проб с глубины 15-20см, гидрогеохимия не возможна, часто подземные воды слабоминерализованы, возможно применение биогеохимии, например, с помощью саксаула.
- б) лесостепи и черноземельные степи (Украина, Кавказ, Урал, Казахстан, Южная Сибирь. Миграция здесь больше. Больше и глубина отбора проб. Минерализация воды слабая – применение гидрогеохимии благоприятно).

II. Кислые и нейтральные воды и почвы:

а) подпровинции – Тайга Европейского Севера, Урала, Сибири и Дальнего Востока – здесь возможны промывка и выщелачивание верхних горизонтов; Благоприятно применение гидрохимии, но трудно за счёт низких содержаний.

б) лесные горы Карпат и Малого Кавказа – здесь теплее и меньше болот.

III. Провинция кислых и нейтральных вод:

Для неё характерно широкое развитие вечной мерзлоты. Здесь миграция слабая, поэтому трудно использовать гидрогеохимию и биогеохимию.

Подпровинции:

а) Восточная Сибирь

б) Тундра Европейского и Азиатского Севера

Провинция интересна: здесь нужно применять всю геохимию.

IV. Высокие горы Кавказа, Средней Азии, Алтая и Саян:

Характерна вертикальная зональность. Подножный ландшафт (жаркая часть Центральной Азии). Средняя часть – лесной ландшафт (влажный климат); высокогорная – альпийский рельеф, голые скалы, ледники (влажный и холодный климат). Миграция различна в этих геохимических зонах и, следовательно, различна методика

геохимических поисков, эффективно применение прикладной геохимии. Образование ореолов рассеяния в различных рудных районах СНГ весьма многообразно и от целого комплекса геологических и физико-географических факторов (генетический тип месторождения, вмещающие породы, формы и вещественный состав рудных тел, рельеф, климатические условия, характер растительного покрова, почвы, поверхностные и подземные воды и т.п.). Поэтому и методика геохимических поисков в разных условиях не должна быть одинаковой. Например, при литохимии по вторичным ореолам в одних районах нужно опробовать поверхностные горизонты почв, а в других – более глубокие...

При гидрохимических поисках необходимо учитывать, что одно и то же содержание химического элемента в одних условиях является «фоновым» в других «нормальным». Все эти причины предопределяют необходимость районирования территории СНГ по условиям проведения геохимических поисков.

Теоретической основой подобного районирования является геохимия ландшафта. На основе геохимии ландшафта составляются особые карты, характеризующие проведение геохимических поисков.

На таких картах показываются содержания металлов в четвертичных отложениях, почвах и водах, являющиеся аномальными и фоновыми для данного района.

На этих картах могут быть отражены основные особенности методики поисков: с какой глубины брать пробу при металлометрической съёмке, какие виды растений и в какое время года должны опробоваться при биогеохимических поисках, в какое время наиболее удобно проводить гидрохимические поиски.

Карты геохимических ландшафтов могут быть использованы для решения различных практических вопросов: поисков полезных ископаемых, здравоохранения и т.д.

На основе карты геохимических ландшафтов (А.А.Перельман, Ю.В.Шарков) составлена карта условий геохимических поисков полезных ископаемых.

В её основу помимо геохимии ландшафта положены современные представления о методах поисков полезных ископаемых и об условиях образования месторождений.

Территория СНГ разделена на три типа областей по степени выраженности ореолов рассеяния:

I-ый тип – хорошо обнажённые местности с расчленённым, обычно горным рельефом и широким развитием ореолов на поверхности.

Например, Кавказ, Карпаты, горы Средней Азии, Южной Сибири, Дальнего Востока. Наиболее расчленённые районы Центрального Казахстана, Карелии, Кольского полуострова. Руды здесь местами залегают почти с поверхности и эти районы наиболее благоприятны для поисков многих месторождений. Много месторождений полезных ископаемых в них уже обнаружено, но геохимические методы позволяют открыть здесь ещё большие резервы.

II-ой тип характеризуется плохой обнажённостью рудоносных толщ, преобладанием ослабленных и неглубоко погребённых ореолов рассеяния. Таковы общая часть Центрального Казахстана, Карелии и Кольского полуострова, Восточной Сибири и других районов. Рудные тела здесь нередко перекрыты слоем песков, суглинков, глин мощностью в несколько метров. Искать МПИ в этих областях значительно труднее, т.к. тут равнинный или слаборасчленённый рельеф. Здесь ещё много перспективных площадей и геохимические методы могут оказаться особенно эффективными.

III-ий тип – к нему относятся равнинные районы с погребёнными ореолами, и очень глубоко расположенными.

Таковы Западно-Сибирская, Прикаспийская, Кубанская, Полесская и др. низменности, сложенные мощной толщей четвертичных отложений. Геохимические поиски рудных месторождений в большинстве случаев мало эффективны, а возможные рудоносные толщи залегают здесь глубоко и их эксплуатация пока не выгодна. Но и здесь возможны эффективные поиски нефти, солей и других нерудных ископаемых.

Всего на территории СНГ выявлено 84 геохимических ландшафтов, в каждом типе ландшафтов геохимические поиски должны вестись с учётом природных особенностей.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ БАРЬЕРЫ

Осаждение элементов с образованием их концентраций, в том числе промышленных, происходит на так называемых геохимических барьерах.

Геохимическими барьерами называются такие участки пространства, где происходит резкое изменение интенсивности миграции элементов, концентрирование одних из них и удаление других.

Теория геохимических барьеров связана с именем выдающегося ученого - геохимика А.И.Перельмана.



Александр Ильич Перельман
(1916–1998)

Перельман Александр Ильич (1916-1998), геохимик, доктор геолого-минералогических наук (1954), Тема докторской: «Аккумуляция урана в ископаемых и реликтовых почвах Восточной Туркмении и Западного Узбекистана», профессор МГУ (с 1966). Основные труды по геохимии ландшафтов и геохимии гипергенных процессов.

Автор учебника «Геохимия» (2-издание, 1989). Государственная премия СССР (1986).

Селективность геохимического барьера в отношении конкретных элементов определяется специфическим сочетанием механических, химических, биологических, геологических и других условий (Рис. 6.2). Выделяются следующие типы геохимических барьеров:

- 1) механические (водные, эоловые, гравитационные);
- 2) физико-химические;
- 3) биохимические (почвенные, биолитовые, растительные, живых организмов);
- 4) техногенные.

Наиболее многообразны физико-химические барьеры, среди которых выделяются 7 основных видов:

- А – кислородный;
- В – сульфидный;
- С – глеевый;
- Д – щелочной;
- Е – кислый;
- Ф – испарительный;
- Г – сорбционный.

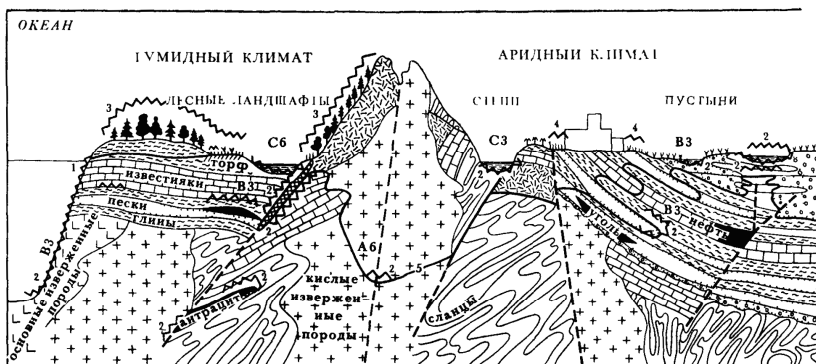


Рис 6 2 Геохимические барьеры в земной коре.

1 — механические, 2 — физико-химические, 3 — биогеохимические, 4 — техногенные, 5 — глубина проникновения кислородных вод в литосферу, зависящая от климата и геологического строения, А — кислородные, В, С — восстановительные барьеры, приуроченные к границе проникновения кислородных вод в литосферу

Кислородный, или окислительный барьер заключается в окислении более растворимых восстановленных соединений в менее растворимые окисленные. Формируется на участках резкой смены восстановительной среды на окислительную. В частности, таким барьером является уровень грунтовых вод, выше которого воды и почвы насыщены кислородом, а ниже — недосыщены. Сульфидный, или сероводородный барьер основан на образовании труднорастворимых сульфидов многих элементов-комплексобразователей и аниогенных элементов (Cd, Cu, Hg, Ni, Pb, Zn, Mo, As, Sb). Условия действия этого барьера создаются в зонах сульфат-редукции, а также при подтоке сульфидных вод. В гипергенных условиях барьер формируется в тех зонах ландшафта, где кислые или глеевые воды контактируют с сероводородной средой.

Глеевые геохимические барьеры связаны с площадями, где кислые воды встречаются с восстановительной глеевой средой. Глеевая обстановка развивается в различных переувлажненных, заболоченных и болотных почвах, в горизонтах с затрудненным доступом или без доступа кислорода. Оглеение включает в себя сложный комплекс биохимических процессов, в результате которых происходит восстановление минеральных и органических веществ с образованием легкоподвижных форм закиси Fe, Mn, Al, переход гуминовых кислот в легкорастворимые фульвокислоты и подкисление реакции почвы, разрушение алюмосиликатов с образованием глинистых минералов, богатых двухвалентным железом. На глеевом барьере теряется

кислород, но в воздухе много CO_2 и CH_4 . То есть, это восстановительная обстановка, но без сероводорода. На этих барьерах накапливаются в труднорастворимой форме V, Se, Cu, U.

Щелочные барьеры возникают там, где наблюдаются резкий скачок величины pH и смены кислой и слабокислой среды на щелочную. При этом многие элементы, мигрирующие в виде комплексов (Be^{2+} , $\text{Hg}^{2+}+\text{Cr}^{3+}$, Fe^{3+} , Mn^{3+} , Cu^{2+}), переходят полностью или частично в твердую фазу в виде гидроксидов (например, $\text{BeF}^+ + 2\text{OH}^- = \text{Be}(\text{OH})_2 + \text{F}^-$). Особенно контрастные барьеры образуются на контакте карбонатных и силикатных пород. В гипергенных условиях, на площадях, где под маломощным слоем суглинков залегают известняки, формируются горизонты, обогащенные труднорастворимыми карбонатами катионогенных элементов и элементов-комплексобразователей (Fe, Ca, Mg, Mn, Ba, Sr, V, Zn, Cu, Co, Pb, Cd). Такие же барьеры образуются в известняках и в зоне окисления сульфидных руд.

Кислые геохимические барьеры сопровождают зоны ландшафта с резким изменением условий от щелочных к кислым, от сильнощелочных к слабощелочным, от сильно кислых к слабокислым. На кислых барьерах осаждаются As, Mo, Se. Наличие этих барьеров характерно для зон окисления серных и сульфидных руд, где создается сернокислая среда, для лугово-болотных почв с избытком влаги, разложением органических остатков и накоплением органических кислот.

Испарительные барьеры характерны для аридных ландшафтов. Интенсивное испарение грунтовых вод приводит к засолению почв, что служит барьером для ряда химических элементов (Ca, Mg, K, Na, F, S, Sr, Cl, Zn и др.). Сорбционные геохимические барьеры формируются за счет поглощения веществ тонкодисперсными гуминовыми соединениями и глинистыми минералами, несущими отрицательный заряд и сорбирующими Ni, Co, Cu, Zn, Hg, Ba, Li, Be, Cd, Pb, Tl и другие металлы. Очень эффективными сорбентами являются также свежесосажденные гидроксиды Fe, Mn, Al, которые в кислой среде интенсивно соосаждают W, As, Se, Mo, Cr, Sb, а в щелочной – Ba, Sr, Zn, Cu, Pb. Во влажных тропиках, где развиты коры выветривания и почвы с положительно заряженными коллоидами, гидроксиды железа и алюминия сорбируют Cl, S, P, V, As, Cr, Mo.

Химические элементы на геохимических барьерах с различным режимом

Таблица 6.1

Режим геохимических барьеров	pH, окислительно-восстановительные и кислотно-основные условия вод, поступающих к барьерам											
	3	3–6,5	6,5–8,5	> 8,5	3	3–6,5	6,5–8,5	> 8,5	3	3–6,5	6,5–8,5	> 8,5
	Кислородные				Глеевые				Сероводородные			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Кислородный	Al, Fe	Fe, Mn, Co	Mn		Fe	Fe, Mn, Co	(Fe), Mn, Co	(Mn)	S, Se, (Fe)	S, Se	S, Se	S, Se
Сульфидный (сероводородный)	Fe, Cu, Hg, Cl, As, Mo, U	Ti, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Cr, Mo, U,	Ti, Cr, Mo, U, Se, V	Cu, Ag, Zn, Cr, Mo, U, V, As	Ti, Pb, Cu	Fe, Co, Ni, Pb, Cu, Zn, Cf, Hg, U	Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Cd, Hg, (Mo, U)	Cu, Zn, Cd, Hg, Mn, (Fe, Co, Ni, U)				
Глеевый	Cu, U, Mo	Cu, U, Mo	Cu, Cr, U, Mo, Se, V	Cu, Ag, Cr, Mo, V, Se, As	Cu, U, Mo	Cu, U, Mo	Mo, U	Mo, U				
Щелочной	Mg, Ca, Sr, Ba, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Al, Cr, P, As, Al, U, TR	Mg, Sr, Ba, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Ra, (U)			Mg, Ca, Sr, Ba, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, P, As, TR	Mg, Ca, Sr, Ba, Mn, Fe, Co, Ni, Pb, Cd, Hg, Al, Cr, P, As, (U)	Mg, Ca, Sr, Ba, Zn, Cd, Mn, Co, Ni		Mg, Ca, Sr, Ba, Mn, Fe, Co, Ni, Zn, Pb, Cd, Al, TR, Cr, P, As	Mg, Ca, Sr, Ba		

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Кислый			Si, Mo	(Cu, Zn), Ag, Al, TR, Si, (Ti), Mo, Cr			Si, Mo	(Cu, Zn), Ag, Al, TR, Si, (Ti), Mo				
Испарительный	Na, K, Ck, Mg, Ca, Sr, S, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Al, Mo, U		Li, Na, K, N, B, F, Cl, Br, J, Mg, Ca, Sr, S, Zn, Mo, U, V, Se	Li, Na, K, N, B, F, Cl, Br, J, Cu, Zn, Mo, U, V, Se	Na, K, Ck, Mg, Ca, Sr, S, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Al, Mo, U							
Сорбционный	Al, Se, Si, Ge, P, V, As	Si, Ba, Zn, Cd, Ni, Co, Pb, Cu, Cl, Br, J, B, P, V, Mo, As	Li, Na, K, (Cl, Br, J, B, F, S, P, V, Mo, Zn)	Li, Na, K, (Cl, Br, J, B, F, S, P, V, Mo, As)	Al, Si, Ge, P, V, As	Si, Ba, Zn, Cd, Ni, Co, Pb, Cu, U, Cl, Br, J, F, S, P, Mn, Fe	Li, Na, K, Zn, (Cl, Br, J, B, F, S, P)	Li, Na, K, (Cl, Br, J, B, F)				

В природных условиях перечисленные геохимические барьеры в изолированном виде существуют редко. Как правило, мы имеем дело с сочетанием нескольких их типов, при ведущей роли одного-двух. По масштабам процессов барьеры делятся на локальные и ландшафтные, по направлению барьерного процесса – на одно- и двухстороннего действия. Различные сочетания химизма растворов и типов барьеров

определяют многообразие возможных вариантов концентрирования вещества.

В таблице 6.1 приведены ассоциации химических элементов, концентрирующихся на геохимических барьерах при различных физико-химических обстановках.

ЛАНДШАФТНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Условия миграции и осаждения химических элементов особенно резко меняются в зоне гипергенеза, поэтому проведение геохимических поисков по вторичным ореолам рассеяния невозможно без специальных ландшафтно-геохимических исследований.

Элементарный ландшафт – это участок земной поверхности, характеризующийся единообразием условий гипергенной миграции химических элементов, с однородными климатическими и геологическими условиями, с определенным типом рельефа, растительности и почв.

Выделяется три типа элементарных ландшафтов:

Автономные (элювиальные) ландшафты плоских водоразделов с глубоким залеганием водоносного горизонта;

Трансэлювиальные ландшафты склонов;

Аккумулятивные (супераквальные) ландшафты долин с близким залеганием грунтовых вод.

Геохимический ландшафт – это парагенетическая ассоциация сопряженных элементарных ландшафтов, связанных между собой миграцией элементов.

Учение о ландшафтах зародилось в начале 20 века, благодаря исследованиям В.В. Докучаева, В.И. Вернадского, А.Е. Ферсмана. Основоположителем научного направления «геохимия ландшафтов» является Б.Б. Полынов, который в 30–40-х годах XX века создал учение о геохимических ландшафтах. Изучению и классификации геохимических ландшафтов посвящены фундаментальные труды М.А. Глазовской и А.И. Перельмана. Наиболее популярна классификация геохимических ландшафтов на основе биоклиматической зональности. По характеру климата и растительности А.И. Перельман выделил 10 ландшафтных зон: 1)

полупустыни и сухие степи; 2) типичные степи; 3) северные степи и лесостепи; 4) лесные не таежного типа; 5) таежные без мерзлоты; 6) таежные с островной мерзлотой; 7) таежные со сплошной мерзлотой; 8) тундровые; 9) высокогорные луговые; 10) абиогенные (ландшафты вечных снегов и голых скал, вулканические ландшафты). Такое районирование удобно для целей организации и планирования геохимических поисков, которые имеют специфические особенности в пределах выделенных ландшафтных зон.

Одна из последних обобщающих схем классификации геохимических ландшафтов, предложена В.А. Алексеенко. Эта схема основана на семи ведущих признаках, отражающих вид и условия миграции химических элементов, геоморфологическую обстановку и геологию подстилающих толщ.

Важнейшим классификационным параметром ландшафтов является химический состав почвоподстилающих пород. Содержания ряда элементов, например, в известняках и ультраосновных породах могут различаться в десятки и сотни раз. Дифференциация в значительной мере сохраняется и в почвах. Игнорирование этих различий может привести как к пропуску «рудных» аномалий, так и локализации ложных «породных» аномалий.

Не менее важны окислительно-восстановительные характеристики почв и грунтовых вод, их рН, набор типоморфных водных мигрантов, – все то, что определяет характер водной миграции элементов, в том числе образование геохимических барьеров, на которых могут формироваться контрастные аномалии, не связанные с рудными процессами.

Важнейшим фактором, определяющим продуктивность вторичных ореолов, является биогенная миграция элементов, оцениваемая через интенсивность биологического круговорота (БИК) элементов. Интенсивность БИК определяется соотношением биомассы и ежегодной продукции растительных сообществ территории. Этот показатель позволяет оценивать поступление в почву элементов в результате ежегодного опада и отмирания растений. По интенсивности такого поступления ландшафты лесов отличаются от ландшафтов сухих степей или пустынь во много раз (Рис. 6.3).

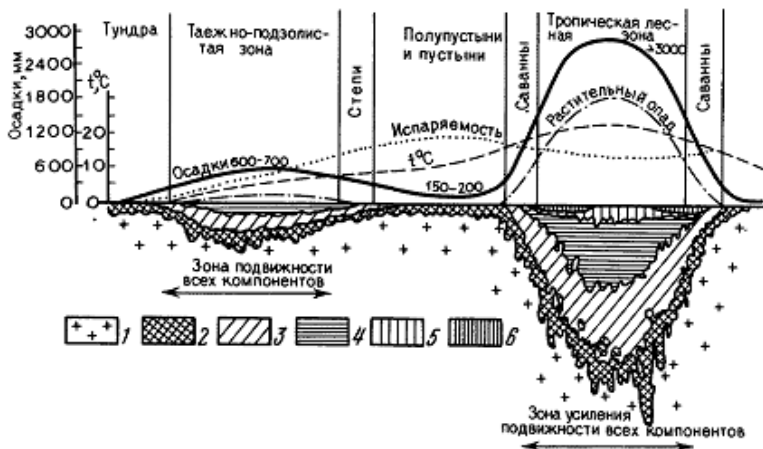


Рис. 6.3 Схема развития коры выветривания в различных ландшафтных зонах.

ЛЕКЦИЯ 7. ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ (ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ) ПО ИХ ПЕРВИЧНЫМ ОРЕОЛАМ

Данный метод заключается в изучении распределения химических элементов в коренных породах путем их систематического опробования.

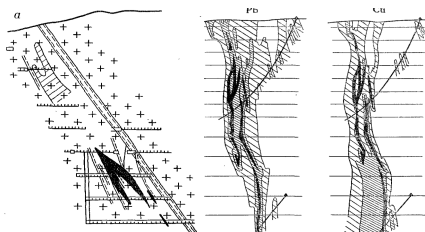


Рис 7.1. Первичные ореолы химических элементов на разных глубинах от дневной поверхности.

В 1936 г. А.А.Сауков выявил широкие ореолы ртути в коренных породах вокруг ртутных МПИ в Средней Азии.

Многочисленные данные о первичных ореолах для поисков для поисков рудных МПИ обобщены в монографиях: В.Л.Барсукова, А.А.Беуса, И.И.Гинзбурга, С.В.Григоряна, Л.Н.Овчинникова, Н.А.Рослякова, Г.Б.Свешникова, Е.М.Янишевского.

В других (зарубежных) странах метод начал применяться с 1950 г. На метод там падает (к 1971 г.) 44% всех геохимических проб в США, и 14,6% (Канада).

В 1963 г. Н.П.Ермаков разработал теоретические основы поисков МПИ по ореолам включений в минералах.

В 1959 г. Н.И.Сафронов разработал метод, основанный на изучении изотопного состава элементов, работы в этом направлении продолжены А.И.Тугариновым и В.И.Виноградовым.

Различают три типа литохимических исследований по первичным ореолам:

- а) поисковые;
- б) детальные;
- в) разведочно-эксплуатационные.

Задачи и методика ведения, которых различны.

1. Поисковые исследования производят в масштабе 1:50 000 – 1:25 000, в основном на территориях, лишенных покрова рыхлых отложений; в отдельных случаях – на закрытых площадях (когда имеются данные, что первичные ореолы в результате разубоживания не будут проявляться в рыхлых отложениях). Задачей этого этапа – выявление выходящих на эрозионный срез первичных ореолов эндогенных месторождений.

Опробование ведут с поверхности или из горных выработок и буровых скважин легкого типа (Рис.7.1.).

2. Детальные (масштаб 1:10 000 и крупнее) исследования производятся на участках выявленного рудопроявления с целью оконтуривания ореолов на поверхности, а также возможного изучения их на глубину.

Опробование ведут с поверхности, а также в горных выработках и скважинах.

3. Разведочно-эксплуатационные литохимические исследования проводят в процессе разведки месторождений и их эксплуатации с целью поисков скрытых рудных тел на флангах месторождений и в глубоких горизонтах. Опробованию подвергают горные выработки и буровые скважины.

При проведении поисковых работ в районах с хорошей обнаженностью в первую очередь должны быть подвергнуты обследованию:

а) участки гидротермально измененных пород;

б) зоны дробления и другие геологические образования, генетически связанные с постмагматическими процессами и представляющие интерес для поисков эндогенных месторождений.

На закрытых территориях с покровом аллохтонового (дальнеприносные) отложения – опробовывают все картировочные скважины (*пробы берут по коре выветривания и коренным породам*).

Породы аллохтонового покрова опробуют только в случае решения определенных геологических задач (геохимическое изучение пород для дальнейшего его расчленения или поисков полезных ископаемых в отдельных горизонтах покрова).

Работы проводятся в два этапа:

В имеющихся (по редкой сети) поисково-картировочных скважинах проводят все геологические, геохимические, геофизические работы в соответствии с проектом.

Скважины должны быть глубже коры выветривания.

На 2-ом этапе (в пределах установленных перспективных участков) проходят дополнительные детализационные скважины для оконтуривания ореола.

Опытные работы

Литохимические поиски по первичным ореолам в районах и на объектах, где ранее не проводились геохимические работы, следует начинать с постановки опытно-методических работ для решения следующих вопросов:

- установление комплекса элементов, образующих первичные ореолы вокруг рудных тел и возможность использования их в качестве индикаторов;
- определение величины фонового и аномального значений для каждого элемента, в том числе элемента-спутника;
- выяснение размеров ореолов в горизонтальном и вертикальном направлениях для различных элементов индикаторов.

Решение этих вопросов производят на типичных месторождениях с хорошо разведанными телами.

Наилучшие результаты при изучении первичных ореолов получают при опробовании горных выработок и буровых скважин, расположенных в одном разрезе и пересекающих рудное тело на различных уровнях. Это даст возможность построить вертикальные разрезы ореолов различных элементов и оценить одновременно их размеры.

Установление элементов-индикаторов производится путем:

- изучения имеющихся результатов химических и спектральных анализов штучных, бороздовых, технологических проб, отобранных в рудных телах в процессе разведочных и эксплуатационных работ;
- построения графиков распределения концентраций элементов в коренных породах по профилям опробования.

Из элементов-индикаторов наибольшую ценность в поисковом отношении представляют те элементы, которые образуют наиболее контрастные, протяженные и широкие ореолы (Рис.7.2.).

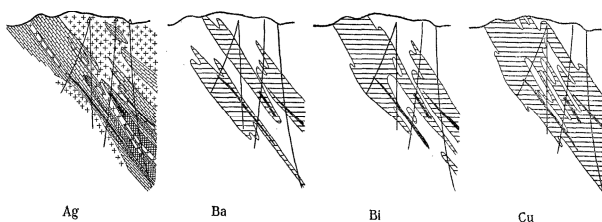


Рис. 7.2. Ореолы различных химических элементов.

Отбор проб

В районах с хорошей обнаженностью (при съемках масштаба 1:50 000 и 1:25 000) опробование ведут по сети маршрутов.

В районах с неравномерной обнаженностью маршруты выбирают по участкам с максимальной обнаженностью (допускается отступление от принятой сети до 30 %)

При детальном (1:10 000 и крупнее) поиске опробование ведут по профилям, заданным вкрест простирания рудных зон.

Опробование производят в обнажениях, горных выработках и буровых скважинах по мере их проходки.

Отбор проб в горных выработках и на естественных обнажениях производят методом пунктирной борозды (путем точечной отбойки 5-

10 мелких кусков размером 3-4 см примерно через одинаковое расстояние (от 0,5 до 2 м) друг от друга)

Отобранные кусочки объединяют в одну пробу по каждому интервалу; *если в пределах опробуемого интервала имеет место смена пород, то каждая разновидность породы должна быть охарактеризована отдельной пробой. Вес пробы не должен превышать 150-200 г (мономинеральная фракция берется до 500 г).*

Материал тектонических трещин опробовывается отдельно.

При опробовании естественных и искусственных обнажений пробы следует отбирать из коренных пород, не подвергнутых выветриванию.

Длина пунктирной борозды берется равной (3-10 м); чтобы первичный ореол был охарактеризован минимум двумя пробами.

Из буровых скважин опробованию подвергается керн, при плохом выходе керна или безкернавом бурении опробование производят по шламу и буровой мути.

Обработка проб и требование к анализу

Обработку проб производят в следующей последовательности:

- 1) измельчение в лабораторных щековых дробилках до 5 мм;
- 2) измельчение на валках до крупности меньших 1 мм;
- 3) перемешивание по способу кольца и конуса и сокращение квартованием до 20-50 г;
- 4) механическое истирание откваторованной навески на вибрационных и других истирателях.

Затем пробу отправляют в лабораторию.

Дробильные агрегаты и истиратели после обработки каждой пробы тщательно очищают (особенно при обработке рудных образцов). Продувка сжатым воздухом, чистка металлическими щетками, протирка мокрыми тряпкам.

Анализ проб производят методом приближенно-количественного спектрального анализа по способу просыпки.

Некоторые химические элементы чувствительность определения, которых методом обычного спектрального анализа недостаточна (U, Au, Hg, Rb, J, F и др.) в случае необходимости анализируются другими методами.

При изучении некоторых особенностей распределения химических элементов в первичных ореолах применяются методы количественного анализа.

При поисках (масштаба 1:50 000 – 1:25 000) основную массу проб анализируют на широкий круг элементов (**Li, Be, Ti, Y, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, As, U, Zr, Nb, Mo, Ag, Sn, Sb, Ba, La, W, Pb, Bi**). В ряде случаев необходимо анализировать также на некоторые порообразующие (**K, Mg, Ca**).

Особенно следует рассматривать применение специальных методов и методик анализа (**B, F, Rb, Sr, Cs, Ge, Ta, Au, Hg, U**), исходя при этом из перспективности исследуемого района на тот или иной элемент.

При детальном и разведочно-эксплуатационных исследованиях – на широкий круг элементов следует анализировать ограниченное количество проб, отобранных с опорных профилей. Основную массу можно анализировать на сокращенное число элементов (до 10, прежде всего с основными элементами индикаторами).

При анализе проб необходимо учитывать производительность и чувствительность методов спектрального анализа и других методов.

В связи с низкой чувствительностью определения ряда элементов их ореолы можно оконтурить лишь в пределах полей высокой концентрации.

В случае, когда эти элементы являются особо важными индикаторами, анализ необходимо проводить методами, обладающими наибольшей чувствительностью.

При детальном, и особенно, разведочно-эксплуатационных работах главное внимание нужно уделять определению элементов из надрудных зон, таких как (**Hg, As, Sb, Tl, F, J**).

Обработку и анализ проб нужно производить в процессе полевых работ. Организация обработки и анализа – нормальная, если к концу полевого сезона проанализировано 80% всех проб.

Контроль и точность работ

Качество опробования контролируют повторным отбором проб в объеме 3%. Контрольное опробование следует проводить в первую очередь на участках, где выявлены геохимические аномалии (по геологическим данным они мало вероятны), а также там, где отмечены положительные геолого-минералогические признаки оруденения, но геохимией - аномалий не установлено.

По данным первичного и контрольного опробований подчитывается погрешность работы, которую следует учитывать при определении нормального геохимического фона и выделении

геохимических аномалий. Качество опробования оценивается величиной средней относительной ошибки съёмки.

За величину относительной ошибки (γ) 2-х независимых определений (X_1 и X_2) какого-либо элемента в одной и той же точке опробования принимается их отклонение от среднего арифметического, выраженного в процентах

$$g = \frac{X_2 - X_1}{X_2 + X_1} * 100 \%$$

Средняя относительная ошибка берется, как среднее арифметическое из большего числа (не менее 100) отдельных относительных ошибок.

Допустимая величина $\sum_{i=1}^n \frac{g_n}{n}$ не должна превышать 50%.

По этим данным вычисляют и среднюю квадратическую ошибку S

$$S = \sqrt{\frac{\sum \Delta i^2}{n-1}},$$

S определяется для области с фоновым содержанием элемента.

В качестве предельной ошибки измерений принимают величину, равную $\pm 3\sigma$.

При расхождении первичного и контрольного анализов за окончательный результат принимается среднее геометрическое $\sqrt{X_1 \cdot X_2}$, причем каждое из определений (X_1 и X_2) не должно отличаться от среднего в 2 раза.

В противном случае пробу анализируют в третий раз, беря для определения среднего два ближайших значения.

Изображение результатов

Результаты поисков по первичным ореолов, проведенных по МР и ПР, буровым скважинам и горным выработкам изображают в виде графиков содержаний. *На один график можно наносить содержание нескольких химических элементов, линиями разных цветов.*

За единицу измерения содержания при построении графиков распределения элементов могут быть взяты значения геохимического фона (Γ_{ϕ} – геофоны) или % (процентные) содержания элементов. Последний способ удобен тем, что позволяет проводить

сопоставление данных, полученных по ореолам разных месторождений.

Во всех случаях площадного опробования (если позволяет детальность работ и масштаб изображения) распределение элементов целесообразно представлять в виде изоконцентраций на планах поверхности, погоризонтных планах и разрезах.

Градации для изолиний удобны трехкратные (3, 10, 30 и т.д.). При очень контрастных рекомендуется (10, 100, 1000) из расчета выделения не более 4-5 полей концентраций.

Если проведение изолиний невозможно (узкие ореолы или редкая сеть) могут применяться другие способы (на планах и разрезах) оси C_x максимальные.

Зональность строения первичных ореолов устанавливается сопоставлением абсолютных содержаний различных элементов на разных уровнях вертикального разреза ореола.

Более четко зональность проявляется при подсчете отношений ($m^*\%$) отдельных элементов на всю ширину ореола, включая рудные интервалы, на разных уровнях вертикального разреза.

Отношение ($m^*\%$ - метропроценты) элементов имеет преимущество, так как помимо содержаний учитывается ширина ореолов, которая резко меняется для различных элементов на разных уровнях по отношению к рудному телу.

Величина $m^*\%$ характеризует количество привнесенного элемента, если при подсчетах исключить геохимический фон элемента.

При вычислениях отношения ($m^*\%$) различных элементов в знаменатель помещают величину ($m^*\%$) основного рудного элемента для месторождения.

В первую очередь, должны быть изучены отношения элементов, имеющих тенденцию к концентрации в надрудной части ореола. Для свинцово-цинковых МПИ зональность может резко проявляться при подсчете отношений $m^*\%$ Hg/Pb, As и Sb/Pb.

Отношение ($m^*\%$) сопутствующих элементов могут дать еще более контрастную характеристику зональности (отношения элемента, концентрирующегося в надрудной зоне, к элементу, приуроченному к нижним горизонтам и корням рудных тел).

Наряду с графическими материалами (абсолютные содержания элементов), необходимо составлять соответствующие графики и таблицы, характеризующие изменение отношения между элементами

по вертикали (над телом, верхние горизонты, средняя часть, корни рудных тел) и горизонтали (центр, фланги рудных тел).

Эти данные по зональности чрезвычайно важны для интерпретации выявляемых геохимических аномалий и возможности оценки уровня эрозионного среза относительно другого рудного тела.

При составлении окончательного отчета планы и разрезы (показывающие распределение элементов) лучше давать только для наиболее важных индикаторов рудоности, особенности распределения которых играют важную роль в оценке геохимических аномалий.

Такие планы и разрезы составляют на кальке, которую накладывают на геологическую основу, либо в виде синек или фотоотпечатков с геологической основой и данными геохимического опробования.

Данные анализа единичных проб, которые не могут быть оформлены в виде планов и разрезов помещают в отдельные таблицы. В виде таблиц или графиков оформляют результаты анализа проб использованных для определения геохимического фона элементов.

Интерпретация данных опробования

Интерпретация делится на качественную и количественную (связанную с получением количественных (числовых) характеристик).

При интерпретации необходимо учитывать:

1. Состав эндогенных геохимических ореолов, в целом, соответствует составу рудных тел, вокруг которых они образованы;

2. Помимо основных рудообразующих элементов индикаторами оруденения являются элементы-спутники;

3. Размеры первичных ореолов значительно превышают размеры рудных тел, вокруг которых они образованы (известны случаи на 200-300 м над рудным телом, отмечено до 1500 м) (Рис.7.2.);

4. Закономерность первичного ореола – прямая связь их размеров с концентрацией соответствующих элементов в рудном теле;

5. Важное значение для оценки геохимических аномалий при поисках скрытых рудных тел имеет геохимическая зональность: часть элементов концентрируется в надрудной части вертикального разреза, а часть характерна для нижних горизонтов рудных тел;

6. Первичные ореолы эндогенных МПИ развиваются, как правило, в пределах гидротермально-измененных пород и сингенетически с ними связаны (Рис.7.3.);

7. Основные параметры ореолов зависят от геологических и геохимических факторов.

Геологические факторы: литолого-структурные (состав вмещающих пород, расположение и интенсивность проявления зон трещиноватости и повышенной эффективной пористости пород...

Геохимические факторы: внешние – температура, давление, химические особенности среды; внутренние – свойства химических элементов.

Для различных типов месторождений характерны определенные комплексы элементов-индикаторов.

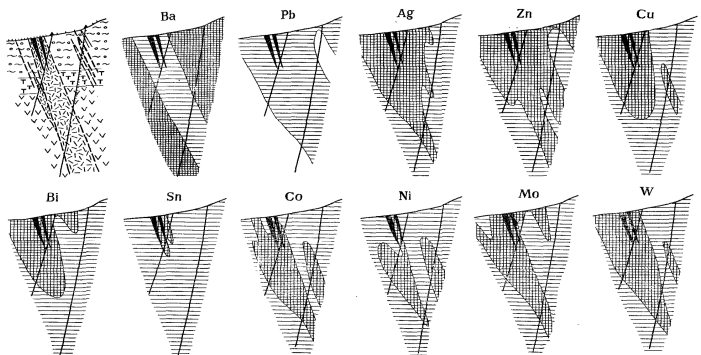


Рис.7.3. Первичные ореолы различных химических элементов

Зональность в распределении над рудных тел такая:

- a) гидротермальные полиметаллические месторождения;
ртуть, мышьяк, сурьма, свинец, цинк, медь;
- b) гидротермальные месторождения золота:
низкотермальные: ртуть, мышьяк, серебро, сурьма и золото;
среднетемпературные: свинец, медь, серебро и золото;
- c) гидротермальные месторождения урана свинец, цинк, молибден, уран или никель, свинец, молибден, кобальт, уран;
- d) ниобиевые месторождения связанные с массивом нефелиновых сиенитов торий, цирконий, ниобий;
- e) месторождения редких металлов, связанные с альбитизированными гранодиоритами рубидий, литий, бериллий;

ф) месторождения редкоземельных пегматитов натрий-литиевого типа цирконий, Rb, Li.

Для многих полиметаллических месторождений установить зональность трудно или она отсутствует: а для месторождений других типов необходима еще тщательная обработка данных опробования.

Для повышения достоверности оценки выявленных ореолов нужно сопоставить их данные с зональностью распределения элементов в ореолах вокруг рудных тел, ранее изученных.

Выявленные ореолы (и оцененные геохимией положительно) подлежат проверке горными выработками или буровыми скважинами с целью вскрытия предполагаемых рудных тел на глубине от дневной поверхности.

Количественные показатели геохимических аномалий следующие:

Определяемые геохимические параметры:

Линейная продуктивность ореола (M)

$$M = \sum_{i=1}^n m_i (c_i - c_{\phi})$$

m_i – длина интервала опробования;

c_i – содержание элемента в пробе;

c_{ϕ} – фоновое содержание элемента.

Площадная продуктивность ореола (P)

(при прямоугольной сети отбора проб)

$$P = \Delta x l \left(\sum_{i=1}^N (c_x - N c_{\phi}) \right)$$

Δx – шаг отбора проб по профилю;

l – расстояние между профилями;

$$\sum_{i=1}^N$$

- арифметическая сумма содержаний элемента в аномалии (ореоле);

c_{ϕ} – фоновое содержание элемента в ореоле;

N – число проб, вошедших в подсчет.

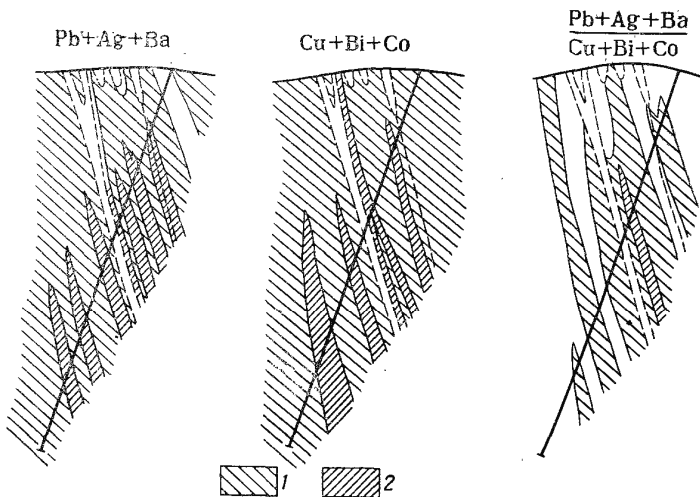


Рис. 7.4. Аддитивные аномалии рудной зоны рудопроявления Кызылташ-Кокчегиртке
1—2 — суммарные содержания элементов и их отношение (1—6—20 гф; 1—5; 2—>20 гф; >5)

Прогнозные ресурсы (Q) для слепых рудных зон определяются по формуле:

$$Q = \alpha \frac{1}{40} PH$$

где α - доля балансовых руд в общих запасах полезного компонента в ореоле;

P - его продуктивность в м^2 ;

H - прогнозная протяженность оруденения в м.

α рассчитана опытным путем:

$\alpha=0,5$ по вольфраму (скарново-шеелитовый тип);

$\alpha=0,3$ по свинцу (колчеданно-полиметаллический);

$\alpha=0,8$ по меди (медно-молибденовый);

$\alpha=0,8$ по свинцу.

Для усиления слабых геохимических аномалий часто используют на практике математические методы вычислений - путем расчетов и построений мультипликативных или аддитивных ореолов, что приводит к возрастанию контрастности искомых аномалий (Рис. 7.4).

Эти методы более дешевые, чем химико-аналитические, поэтому при прочих равных условиях более предпочтительны. Например,

$$\frac{Pb \cdot Zn \cdot Cu}{Co \cdot Ni \cdot Cr}, \text{ или } (Pb + Zn + Cu) - (Co + Ni + Cr).$$

При мультипликации m элементов амплитуда аномалии возрастает в m раз, а дисперсия – только в $\sqrt{m}$ раз. Соответственно, в $\sqrt{m}$ раз возрастает контрастность аномалии. Аналогичный результат достигается при сглаживании наблюдений скользящим окном. При объединении в одно окно n проб полезный сигнал сохраняет свою амплитуду, а случайная составляющая дисперсии уменьшается в $\sqrt{n}$ раз. Совместное использование этих двух методов позволяет усилить контрастность аномалии в $\sqrt{m \cdot n}$ раз. Отсюда мы можем ориентировочно оценить, какими должны быть m и n , чтобы полученная контрастность аномалии превысила 3: $m \cdot n = \left[\frac{\gamma^*}{\gamma_0} \right]^2 \geq \frac{9}{(\gamma_0)^2}$ где исходная γ_0 контрастность аномалии, γ^* – контрастность, получаемая после математических процедур. Например, чтобы усилить до нужного уровня аномалию, контрастность которой не превышает 1, достаточно сгладить окном из трех проб произведение содержаний трех элементов.

ЛЕКЦИЯ 8

ЛИТОХИМИЧЕСКИЙ МЕТОД ПО ВТОРИЧНЫМ ОРЕОЛАМ И ПОТОКАМ РАССЕЯНИЯ (МЕТАЛЛОМЕТРИЧЕСКИЙ МЕТОД – СЪЕМКА)

Сущность литохимических методов поисков по вторичным ореолам и потокам рассеяния заключается в изучении распределения химических элементов в рыхлых отложениях и почвах, перекрывающих рудные тела и вмещающие их породы путем систематического опробования.

Зоны повышенных (аномальных) содержаний ценных или сопутствующих элементов в окружающих природных образованиях, прилегающие к коренным залежам и обязанным своим происхождением гипергенной миграции химических элементов полезного ископаемого называются вторичным ореолом рассеяния.

Области повышенных содержаний ценных или сопутствующих им элементов на путях твердого, растворимого (водного) или газообразного стока с суши, развивающихся за счет вторичных ореолов называются потоками рассеяния.

Литохимические съемки по вторичным ореолам рассеяния (*металлометрические съемки – старое название метода*), имеющие целью выявление различных полезных ископаемых, осуществляются в процессе геолого-съемочных, поисковых и разведочных работ(в комплексе) с другими поисковыми методами.

По своему характеру они подразделяются на: рекогносцировочные, поисковые и детальные (Табл. 8.1).

Рекогносцировочные литохимические исследования по потокам рассеяния проводят в комплексе со шлиховой съемкой, одновременно с геолого-съемочными работами в масштабе 1:200 000 – 1:100 000 в горных активно денудированных районах.

В районах гумидной зоны со сглаженным рельефом ее обычно проводят по потокам рассеяния (совместно с гидрохимическими съемками того же масштаба).

В слабо расчлененных районах аридной (среднеазиатской) зоны целесообразно проводить ее по вторичным ореолам рассеяния.

В задачу рекогносцировочных съемок входят: выяснение общей геохимической характеристики исследуемого района, его металлогенических особенностей, а также попутное обнаружение потоков и ореолов рассеяния части месторождений.

Поисковые литохимические исследования (масштаб 1:50 000 – 1:25 000) применяются в районах с уже доказанной минерализацией промышленного масштаба, а также в слабоизученных районах вслед за рекогносцировочными исследованиями, давшими положительный результат.

Задачами поисковых литохимических исследований служат обнаружение новых МПИ и установление общей закономерностей их размещения.

Детальные литохимические съемки по вторичным ореолам проводят на выборочных участках, заведомо несущих проявление рудной минерализации, выявленных в процессе геохимических и других работ.

Задача детальных съемок – обнаружение, прослеживание по простиранию и оконтуривание ореолов рассеяния отдельных рудных тел и зон, а также их оценка.

Геометрические размеры ореола рассеяния в плане вычисляют по длине и ширине зоны, ограниченной нижним аномальным значением определяемого элемента (Рис. 8.1).

Литохимические поиски по вторичным ореолам и потокам рассеяния выполняют путем точечного опробования рыхлых отложений по определенной сети на глубине представительного горизонта.

Рекогносцировочные поиски проводят по системе отдельных маршрутов (расстояния в инструкциях).

Таблица 8.1

Последовательность и методика литохимических поисков

Вид работ	Масштаб съемки	Площадь съемок, км ²	Среда пробоотбора	Плотность поисковой сети	Категории прогнозных ресурсов
Рекогносцировочные съемки	1:1000000	Миллионы – многие сотни тысяч	Отложения конечных водоемов стока. Аллювий крупных рек	1 проба на 100-250 км ² .	P ₃ (?)
Региональные съемки – поиски по потокам и вторичным ореолам рассеяния	1:200000	Сотни тысяч – десятки тысяч	Аллювий горных рек и ручьев. Элювио-делювий рудовмещающих пород	1 проба/км ²	P ₃
Поисковые съемки по вторичным остаточным и наложенным ореолам рассеяния	1:50000	Тысячи – десятки тысяч	Элювио-делювий рудовмещающих пород. В закрытых районах – перекрывающие отложения	40 проб/км ²	P ₂
Детальные поисково-оценочные съемки по вторичным остаточным ореолам рассеяния (в том числе погребенным)	1:10000 и крупнее	Десятки – сотни	Элювио-делювий вмещающих пород. В закрытых районах – древняя кора выветривания (глубинные съемки масштаба 1:25000)	500 проб/км ² – 4000 проб/км ² . 80 скв./км ² . По 10-20 проб из скважины	P ₁
Детальные поиски по первичным ореолам (в пределах рудных полей известных месторождений)	1:1000 – 1:200	Единицы – первые десятки	Коренные рудовмещающие породы по горным выработкам и керна скважин	Сплошное опробование секциями 2-5 м	P ₁ -C ₂

Направление профилей и вкрест господствующему простиранию пород и ожидаемых рудоконтролирующих структур.

Поисковые и детальные съемки – по сети профилей, удовлетворяющих масштабу съемки.

Профили располагают вкрест простирания рудоконтролирующих структур и зон.

Расстояния между ПР (профилями) берут не более 0,9 длины ореола, расстояния между точками отбора не более 0,5 ширины ореола.

Это обеспечивает надежное выделение ореола и позволяет избежать случайных ошибок.

В геологических и ландшафтно-геохимических условиях, не благоприятных для образования открытых вторичных ореолов рассеяния, результаты могут быть достигнуты при отборе проб по более густой сети и анализе проб с повышенной чувствительностью (ослабленные ореолы) или при глубоком отборе проб (погребенные ореолы).

Из-за небольших размеров ореолов «слепых рудных тел» поиски в пределах рудных полей и на флангах месторождений целесообразно проводить в масштабах 1:10 000 – 1:2000 и уделять особое внимание обнаруженным аномалиям.

При детальном поиске по вторичным ореолам выбор масштаба съемки определяется морфологией и генетическим типом изучаемых рудопоявлений.

На месторождениях пластового, прожилково-вкрапленного, штокверкового и других типов, имеющих большие выходы рудных тел (масштаб 100 х 20-40).

На жильных, гнездовых и иных МПИ, имеющих небольшие размеры рудных тел (десятки, первые сотни метров) неправильную форму, неравномерное оруденение целесообразно проводить съемку по сети (50х10, 25х10).

Литохимические поиски по вторичным ореолам и потокам рассеяния могут производиться при наличии геологической основы различного характера:

- а) наличие готовых геологических карт того же масштаба;
- б) одновременное ведение кондиционной геологической съемки того же масштаба;
- в) наличие геологических карт более мелкого масштаба.

При проведении литохимических поисков выполняют предварительное (до поисков) геологическое обследование участка работ с целью выбора направления профилей, мест сгущения сети.

Все геологические наблюдения, а также данные литохимических работ должны использоваться при корректировке геологической карты, используемой в качестве основы для геохимических поисков.

При детальных литохимических съемках составляют схематические геологические карты того же масштаба.

Методика работ

Поиски в новых районах должны производиться после постановки опытных работ, решающих следующие задачи:

- 1) выявление индикаторов, образующих ореолы и потоки рассеяния вокруг предполагаемых рудных тел в конкретных геологических, ландшафтно-геохимических условиях;
- 2) установление соответствия состава индикаторов, а также морфологических особенностей первичных и вторичных ореолов;
- 3) определение местных фоновых и аномальных содержаний элементов-индикаторов в зависимости от ландшафтно-геохимических условий, мощности и генезиса перекрывающих отложений;
- 4) установление размеров потоков и ореолов рассеяния в зависимости от конкретных внешних факторов миграции;
- 5) определение типичного распределения элементов-индикаторов по вертикальному разрезу и в плане ореолов рассеяния;
- 6) установление представительного горизонта для отбора проб в случае развития в районе закрытых ореолов;
- 7) выявление приуроченности индикаторов к разным фракциям;
- 8) определение целесообразности комплексирования в конкретных условиях литохимических методов по вторичным ореолам рассеяния с другими методами поисков.

Опытно-методические работы следует проводить на ландшафтно-геохимической основе или одновременно с ее составлением.

Сеть опытного отбора проб может быть сгущена по сравнению с обычной. Объем опытно-методических работ может составлять до 10 % объема проектируемых поисков.

Отбор проб осуществляется по возможности при минимальном объеме (весе) и минимальной глубине отбора.

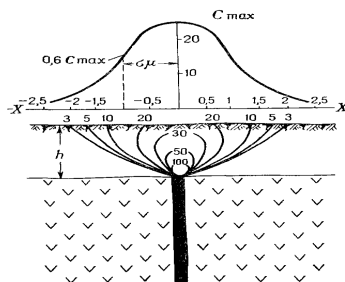
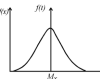
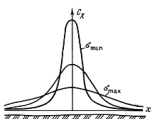
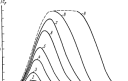
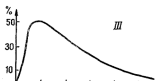


Рис. 8.1 График идеального вторичного ореола рассеяния

При литохимических поисках по потокам рассеяния берут тонкую илисто-глинистую или песчаную фракцию пролювиально-аллювиальных отложений с поверхности или глубины = 15-20 см.

По открытым ореолам (песчано-глинистую фракцию элювиально-делювиальных отложений из представительного горизонта), т.е. с Н=15-20 см под растительным слоем.

При выборе представительного горизонта рекомендуется провести оценку контрастности аномалии, которая вычисляется по формулам А.П.Соловова.

$g = \frac{C_{\max} - C_{\phi}}{s}$	для нормального закона распределения величин   $C_x = \frac{M}{\sigma\sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{x^2}{2\sigma^2}} + C_{\text{фон}}$
$g = \frac{\lg C_{\max} - \lg C_{\phi}}{S \lg} = \frac{1}{\lg x} \left(\frac{\lg C_{\max}}{C_{\phi}} \right)$	для логнормального закона распределения наблюдаемых величин   

Представительный горизонт, когда (γ) наибольшее (при прочих равных условиях). В зависимости от климата, рельефа местности, генезиса рыхлых отложений глубина отбора проб меняется.

В складчатых районах гумидной зоны (с мощным покровом элювиально-делювиальных отложений с замедленной денудацией) глубина отбора геохимических проб $H=0.5 - 0.8$ м.

Глубина опробования должна соответствовать глубине представительного горизонта искомых элементов, являющихся главным объектом поисков. При отборе проб нужно учитывать генезис рыхлого покрова.

Рыхлые образования элювиально-делювиального генезиса не перекрывают вторичных ореолов.

Аллохтоновые (*дальнеприносные отложения*) даже при мощности 2 м могут полностью экранировать вторичные ореолы рассеяния.

Отбор проб с глубины $h = 15-20$ м производится с помощью лопаты или кайлы.

При $h = 0.5-1.0$ м используют ручные буры и специальные пробоотборники.

Когда $h=2-8(10)$ м применяют относительно легкие технические средства.

При мощности покрова от 10 до 20-50 м применяются агрегаты типа СУГП или шнековое бурение, от 50 до 10-150 м - самоходные установки колонкового бурения.

Вес отбираемой пробы 20-50 г (в отдельных случаях при крупной фракции (более 0.5 мм), что рационально в случае исследования типично механических ореолов $P = 200-300$ г.

Выбор представительной фракции и веса пробы устанавливается при опытных работах.

Пробы отбирают в мешочки размером 10-12x18-20 см из светлой прочной ткани с завязками.

Одновременно с отбором проб ведут полевую документацию в стандартной полевой книжке, которая является основным документом работы партии, где делается:

- а) абрис профиля (кроки);
- б) отмечают элементы ситуации местности;
- в) геологическая обстановка и геоморфологические особенности местности.

В абрисе заносят: дороги, реки, горные выработки, контакты горных пород, петрографический состав, мощность и характер рыхлых отложений и т.д.

При наличии препятствий для отбора проб можно отступать от намеченной точки до 1/10 расстояния пикетов и 1/2 расстояния профилей.

Обработка проб

Операция по обработке проб заключается: в их регистрации, сушке, просеивании, перенесении в бумажную капсулу и растирании.

Перед началом обработки все пробы доводятся до воздушно-сухого состояния. Летом (в солнечную погоду) – сушат на солнце. В остальное время в сушильных шкафах или под очагом.

В процессе сушки глинистые пробы просеивают через стальные или синтетические сита ($D=0.5$), затем пробу истирают на механических истирателях до крупности в 200 меш. Если применяют на истирателях стальные стаканы, то для необходимости определяют предварительно (χ).

При детальных «металлометрических» поисках, для уменьшения затрат на анализ производят смешивание проб путем объединения и тщательного перемешивания по 2 г вещества из ряда проб.

К объединению допускается такое количество проб, чтобы удовлетворялось следующее неравенство:

$$\frac{C_{\max} + C_a + (n-2)C_{\phi}}{n} > C_a$$

Если в пробе установлено аномальное содержание металла, то каждая составная проба анализируется отдельно.

Требования к анализу проб

Пробы, отобранные при литохимических поисках подлежат анализу на химические элементы, перечень которых зависит от геологической обстановки, масштаба и задач работ.

В масштабе 1:100 000 и мельче (литохимические поиски проводятся впервые) спектральному анализу подвергают 35 и более элементов (до 55): Li, Be, Ti, U, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, As, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Sn, Sb, Ba, La, W, Pb, Bi.

Особо должна быть рассмотрена целесообразность применения специальных методов и методик анализа на В, F, Р, Pb, Sr, Cs, Ge, Та, Au, Hg, U в районах, перспективных на обнаружение этих элементов и на участках с геохимическими аномалиями их спутников.

При применении литохимических методов масштаба 1:100 000 обязательно опробование (α) рыхлых отложений с целью поисков

титано-магнетитовых, магнетитовых и железо-рудных месторождений, кимберлитовых трубок и т.д.

При литохимических поисках по вторичным ореолам в масштабах 1:50 000 и 1:25 000 перечень химических элементов, подлежащих обязательному спектральному анализу сокращается до 10 – 15, выбираемых, исходя из металлогенических особенностей изучаемой территории на основе имеющихся геологических данных.

При съемках масштаба 1:10 000 и крупнее спектральный анализ проб производят на группу химических элементов, являющихся полезными компонентами данного рудопроявления или МПИ и парагенетическими спутниками, способными характеризовать металлогению и зональность рудного поля. При этом необходимо учитывать стоимость и производительность анализа на тот или иной элемент.

На некоторых золото-рудных объектах массовый спектральный анализ можно производить на As, Pb, и Ag, Cu либо другие спутники, а более дорогой анализ на Au – выборочно.

При поисках слепых рудных тел в качестве элементов-индикаторов, определяемых в пробах, могут быть рудообразующие и сопутствующие им элементы спутники, которые наилучшим образом могут характеризовать тип оруденения и уровень среза первичного ореола. Наряду с геохимическими особенностями элементов этот выбор зависит от чувствительности и точности анализа на те или иные элементы.

Контроль и точность работ

Правильность отбора проб следует контролировать повторным опробованием в объеме 3% от общего числа проб.

Контроль выполняют: а) выборочным профилям и маршрутам, равномерно размещенным на исследуемом участке; б) по отдельным точкам или профилям, нарушающим закономерную геологическую картину.

В связи с логнормальным распределением ошибок при геохимических съемках по результатам контрольных работ вычисляют систематическую ошибку логарифмов концентраций

$$\Delta_{сист.} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\lg C_{i1} - \lg C_{i2}) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \lg \frac{C_{i1}}{C_{i2}},$$

где n - число пар контрольных проб (не менее 100);

C_{i1} и C_{i2} – результаты анализа соответствующих проб первого и второго образца.

$$d_{\text{сист}} = 10^{\Delta_{\text{сист}}}$$

Антилогарифм систематической ошибки дает систематическое отклонение от истинного значения

Показывает во сколько раз первые результаты систематически больше вторых.

Если $\delta_{\text{сист}}$ выходит за 0.9 – 1.1, то систематическое расхождение подлежит исключению для чего алгебраически вычитают из всех.

Изображение результатов

Результаты анализа литохимических проб наносят на геологическую основу со всеми маршрутами и точками отбора проб.

Для каждого элемента составляют отдельные карты, а при небольшой нагрузке - для 2-3 элементов.

Каждому элементу присваивают свой цвет.

Красный – Pb, Hg, Bi, La, Rb.

Коричневый - Mn, Sb, Zr, Be, Y.

Желтый – Mo, Au, B, U.

Зеленый – Cu, As, F, Cr, Ta.

Голубой – Zn, Nb, Sn, Co.

Фиолетовый – Ni, Ag, W, U, Li.

Точки отбора проб при поисках ореолов и потоков рассеяния наносят в виде кружков одинакового размера ($\varnothing=3-5$ мм). Кружки (в соответствии с выделенным интервалом) закрашивают различными тонами одного цвета.

Для сопоставления относительной интенсивности содержания отдельных элементов их выражают в %.

При детальном анализе содержания можно показать и в величинах геохимического фона (Гф) для разных типов пород

Результаты площадных литохимических поисков изображают (на карте с геологической основой и с разряженной топографической ситуацией) в виде изолиний, оттеняемых соответствующей раскраской или штриховкой.

На картах масштаба 1:25 000 и мельче оконтуривают области высоких концентраций данного элемента, выделяя один-два

различных интервалов содержаний. Граница изолиний не соответствует истинному значению ореолов.

Интерпретация результатов работ и оценка аномалий

Для проведения интерпретации результатов литохимической съемки решающее значение имеют геологические данные, в отрыве от которых использование геохимических съемок было бы беспочвенным и лишенным всякого смысла.

Для успеха съемок важное значение имеет сочетание их с геофизическими методами исследований. При предварительной оценке одним из количественных показателем является максимальное содержание металла $C_{\text{хmax}}$ (в %). Ореолы с большим $C_{\text{хmax}}$ могут привлекать наибольшее внимание.

Более полную сравнительную характеристику вторичных ореолов и потоков рассеяния получают подсчетом их продуктивности, (в м*%) по профилям, в (м²*%), или в тоннах металла для слоя в 1м. $P(x) = S_x(C_x - C_{\text{ф}})$, где в одинаковых геологических условиях (в первую очередь) заслуживают внимание потоки с высокой продуктивностью.

Продуктивность потока рассеяния следует вычислять только для интервала

$$C_a^{\min} = C_o e^3 \quad (e = 10^{\lg})$$

Чтобы устранить влияние переменных содержаний металла в пробах целесообразно за величину C_x в данной точке принимать среднее из 3-х смежных точек.

$$C_n = \frac{C_{n-1} + C_n + C_{n+1}}{3}$$

По результатам детальных работ при правильной сети наблюдений подсчет продуктивности ореола ведут по формуле:

$$P = \Delta x \cdot l \left(\sum_{i=1}^n C_x - n C_{\text{ф}} \right),$$

где Δx – расстояние между точками по профилям;

l – расстояние между профилями;

$$\sum_{i=1}^n C_x$$

- арифметическая сумма содержаний металла для всех точек в контуре $C_x > C_a$;

C_{ϕ} – фоновые содержания металлов;

n- число точек, вошедших в подсчет.

Подсчет запасов металла в тоннах (т) по данным детальных литохимических поисков производят по формуле:

$$Q_n = KqH,$$

где q –продуктивность вторичного ореола в тоннах металла / на 1м;

K – коэффициент пропорциональности;

H – глубина подсчета ореола в метрах.

Завершающим этапом металлометрических работ является вскрытие рудных тел по выявленным ореолам горными выработками и буровыми скважинами.

При выборе объекта для разведочных работ (при прочих равных геологических условиях) предпочтение отдается наиболее протяженным и наиболее богатым ореолам. При этом особо учитывают величину продуктивности.

Необходимо знать, что бедность обнаруженного ореола еще не является доказательством бедности, связанного с ним коренного оруденения.

Поэтому первостепенное значение для оценки промышленных перспектив оруденения, выявленного по его ореолу рассеяния, имеет тщательный анализ геологической обстановки участка.

При заложении первых горных выработок следует помнить, что центральная точка ореола совпадает с проекцией рудного тела при вертикальном падении рудного тела и горизонтальной местности. Для условий плоского склона величина смещения механического ореола при отборе проб с поверхности определяется формулой:

$$S_a = Ah^2 \sin \alpha$$

где A – параметр, зависящий от местных условий;

h- мощность элювиально-делювиальных отложений;

α -угол наклона местности к горизонту.

При пологих углах падения рудного тела ореол смещается по восстанию рудного тела.

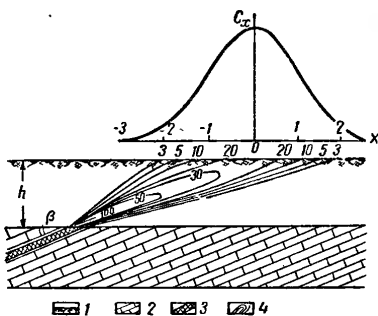


Рис.8.2.

Смещение ореола рассеяния в условиях равнины

Величина этого смещения при горизонтальной дневной поверхности для сингенетического механического ореола определяется

$$S_b = B \frac{h}{\operatorname{tg} \beta}$$

где: В – параметр, зависящий от местных условий;

β – ожидаемый угол падения рудного тела.

Значение параметра В определяется способностью вмещающих коренных горных пород изменять объем при выветривании.

Если образование рыхлых элювиально-делювиальных отложений протекает с уменьшением объема, то $B > 1$, если с увеличением объема, то $B < 1$.

В сложных условиях негоризонтальной дневной поверхности и пологих углах склонов

$$\bar{S} = \bar{S}_a + \bar{S}_b$$

Оценка масштаба выявленного рудопроявления путем ориентированного подсчета запасов металла:

$$Q = \frac{1}{K} q H, \quad q = \frac{P}{40} [m / m]$$

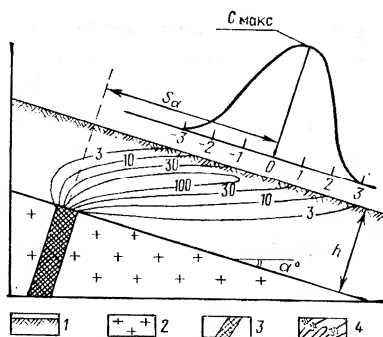


Рис.8.3

Смещение ореола рассеяния в условиях склона местности

при горизонтальной дневной поверхности для сингенетического механического ореола

определяется

$$K = \frac{M}{D_{cp}},$$

$$K = \frac{P}{cpS_p}.$$

ЛЕКЦИЯ 9

ГИДРОХИМИЧЕСКИЙ МЕТОД ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Метод основан на исследовании химического состава природных поверхностных и подземных вод при опробовании рек, ручьев, родников, колодцев и скважин, вскрывающих водоносные горизонты.

Акад А.Е.Ферсман первым указал на возможность применения метода. Затем исследования были продолжены А.М.Овчинниковым, А.А.Бродским. Попутно были проведены работы Е.А.Сергеевым (Алтай), А.А.Смуровым (Южный Урал).

Теоретические и методические основы метода были разработаны большой группой исследователей: А.А.Бродским, Е.Е.Беляковой, А.И.Германовым, Г.А.Голевой, С.Р.Крайновым, А.М.Овчинниковым, С.С.Смирновым, А.А.Сауковым, Л.А. Удодовым); Х.У.Хоксом, Д.Уэббом, Д.А.Уайтом (в большом объеме метод применен в Восточной Канаде (1954 г.), а потом в Африке и Юго-Восточной Азии)...

Начало научной разработки метода относится к 1917 г. и связано с именем акад. Н.С.Курнакова.

В 1938- 41 гг. О.А.Алекин и Е.А.Сергеев доказали возможность применения метода при поисках рудных МПИ.

Сущность метода заключается в изучении распределения химических элементов в подземных и поверхностных водах путем их систематического опробования.

Этот метод целесообразно применять в районах с большим количеством водоисточников, т.е. в областях избыточного увлажнения и в более влажной части области неустойчивого увлажнения (Рис. 9.1).

В аридных областях (Узбекистана и др.) поиски гидрохимическими методами затруднены.

Наиболее эффективно применение метода для поисков МПИ, руды которых легко окисляются с образованием соединений,

растворимых в воде. К их числу относятся (в первую очередь) месторождения сульфидных руд (Табл. 9.3).

Доказана возможность применения гидрохимического метода для выявления несulfидных месторождений (В, Be, Li).

Использование гидрохимического метода для поисков некоторых типов месторождений пока ограничено из-за отсутствия достаточно чувствительных, надежных и простых методов анализа природных вод на наряд химических элементов

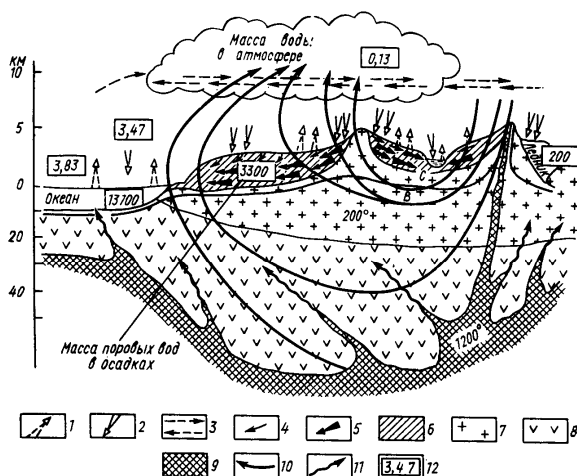


Рис.9.1. Круговорот воды в природе

Методы анализа разработаны на:

Cu, Zn, Mn, Ni, Co, Mo, As, Ge, U, Sr, Li, Sn, Pb, Ga, Ag, Zr, Ni, Cr ...

На P, Nb, V, B, Be, Hg, Sb, W и некоторые другие элементы существующие методы еще недостаточно чувствительны.

Гидрогеохимические исследования проводят как:

1. Рекогносцировочные
2. Поисковые
3. Детальные

Рекогносцировочные исследования производят в регионах геологическая изученность которых соответствует масштабам 1: 1 000 000 и 1: 200 000.

Задача работ – общая оценка перспектив региона на наличие месторождений полезных ископаемых и выделение перспективных территорий. Исследования на этом этапе проводят путем выборочного опробования существующих водопроявлений, характеризующих важнейшие комплексы пород, контакты, зоны тектонических нарушений. Пробы подвергаются химическому и спектральному анализу на максимальное число микроэлементов, исходя из металлогенических особенностей региона.

Поисковые исследования в масштабе 1: 50 000 проводят в пределах рудных районов на площадях, перспектива которых на наличие полезных ископаемых установлена ранее проведенными, в т.ч. и рекогносцировочными работами.

Задача работ – обнаружение гидрохимических ореолов и потоков рассеяния месторождений и выделение локальных площадей для детальных работ. Поисковые исследования необходимо вести в комплексе с другими видами геохимических поисков (по потокам рассеяния), гидрохимической съемкой и геолого-съёмочными работами.

Опробованию подвергают источники подземных вод, приуроченных к понижениям эрозионного и тектонического происхождения, осуществляющим дренаж более- менее значительных площадей (Рис 9.2).

В случае необходимости на наиболее перспективных участках при неглубоком залегании грунтовых вод (до 2 – 3 м) производят их искусственное вскрытие. При отсутствии соответствующего числа выходов подземных вод опробуют поверхностные потоки водоемов. Пробы подвергают полному химическому и спектральному анализам (после установления ведущих гидрохимических поисковых признаков число определяемых компонентов может быть сокращено).

Детальные гидрохимические исследования (масштаб 1: 10 000 и крупнее) производят на участках, несущих проявления рудной минерализации, а также на площадях гидрохимических аномалий.

Задача этого этапа – оконтуривание рудных полей, если возможно, рудных тел (в т.ч. и не выходящих на поверхность Земли).

Пробы анализируют на химические элементы поискового характера. Гидрохимические поиски скрытых рудных тел на стадии детальных исследований проводят в комплексе с

геологоразведочными и гидрохимическими работами масштаба 1: 10 000 и крупнее.

Первостепенное значение они имеют в закрытых районах с мощным покровом рыхлых экранирующих отложений (более 10 – 20 м), затрудняющих проведение литохимических и биохимических поисков.

Опытные работы

Когда эффективность применения гидрохимических поисков в районе на основании имеющихся данных установить невозможно, то программой исследований предусматривается проведение опытных работ.

Опытно- методические работы проводятся для разрешения следующих основных вопросов:

1) Изучение гидрохимических ореолов и потоков рассеяния известных месторождений и рудопроявлений (размеры ореолов и потоков, их контрастность и т.д.)

2) Выяснение соответствия гидрохимических и литохимических ореолов и потоков рассеяния известных месторождений.

3) Определение комплекса гидрохимических поисковых признаков искомого типа месторождения, а также значений фоновых и аномальных концентраций элементов-индикаторов в ореолах и потоках рассеяния (Табл. 9.1).

4) Выяснение роли вертикальной зональности подземных вод в формировании гидрохимических аномалий на месторождениях.

5) Определение возможности появления гидрогеохимических аномалий, связанных с рудными телами.

6) Выбор местоположения и необходимого количества водопунктов для проведения режимных наблюдений.

В процессе опытно-методических работ каждый из этих вопросов решают путем отбора и анализа необходимого минимума проб.

Отбор проб

Отбор проб при поисках в различных масштабах следует производить из:

- естественных источников подземных вод;
- поверхностных вод (реки, ручьи, болота, мочажины, озера, пруды...);
- скважин и подземных горных выработок;

- колодцев, шурфов и других поверхностных горных выработок.

При опробовании следует учитывать генетический тип вод (грунтово-трещинные, грунтовые воды рыхлых отложений, пластово-трещинные, трещинно-жильные и др.), с которыми связано опробуемое водопроявление (в противном случае интерпретация будет затруднена) (Рис. 9.2).

Из поверхностных потоков наибольший интерес представляют те, в питании которых ведущая роль принадлежит подземным водам.

Максимальный эффект при гидрохимических поисках дают мелкие поверхностные потоки, образующиеся на участках выклинивания грунтовых вод.

Потоки ледникового питания из-за плохой связи с подземными водами дают меньший эффект. Из болот наибольший интерес при опробовании имеют луговые (низинные) болота, а также болота и мочажины, расположенные на склонах.

Отбор проб производят в стеклянные или пластмассовые (полиэтиленовые, хлорвиниловые и пр.) бутылки, объемом ($V = 0.5 - 1.0$ л) в количестве, необходимом для выполнения нужных определений с требуемой чувствительностью.

Использование посуды (с медными и оцинкованными деталями) недопустимо!!! (основное условие – чистота посуды, пробок, герметичность укупорки).

Стеклянную посуду для отбора моют 5% раствором соляной кислоты (HCl), а затем споласкивают – сначала простой, а затем дистиллированной водой и закрывают хорошей резиновой и корковой пробкой).

Перед взятием пробы бутылку промывают 2 раза (следить нужно, чтобы в пробу не попали посторонние частицы (ил, растительность и пр.).

Пробы воды, которые берут на (Cu, Zn, Pb, Ni, Co, U, Ra...) после опробования на pH подкисляют соляной (HCl) кислотой, а пробы на Ag Hg подкисляют серной кислотой (H_2SO_4).

На бутылку надевают спец. паспорт (образец в Инструкции по геохимическим поискам) [4г].

Отбор производят или сразу в бутылку или с помощью фарфоровой или эмалированной кружек. При расчистке источника берут осветленную воду.

При отборе проб воды производят следующие наблюдения и измерения:

а) устанавливают положение источника по отношению к орографическим или гидрографическим элементам местности;

б) выясняют характер отложений, к которым приурочен выход подземных вод, и краткое их описание;

в) определяют тип источника и по возможности водоносный горизонт его питающий;

г) описывают характер выхода воды;

д) измеряют дебит (*фр.* «*расход*», «*выход*») и температуру воды;

е) описывают физические свойства воды, отмечают наличие газовых выделений;

ж) описывают отложения источника и отбирают их образцы;

з) при наличии каптажа производят его описание.

При отборе воды с поверхностных потоков опробованию подвергают предпочтительно потоки с небольшим расходом воды и мелкие водоемы.

Опробование этих потоков целесообразно вести от низовьев к верховьям через определенный интервал (отбор из основного потока сопровождают из «боковых»). Из рек (расходом более $0.2 \text{ м}^3 / \text{с}$) отбирают одинокие пробы для оценки фоновых содержаний.

Отбор из поверхностных потоков производят в местах спокойного течения, на участках возможного выклинивания подземных вод. В небольших водоемах берут 2 -3 пробы.

В более крупных прудах и озерах различные участки водоема характеризуют отдельными пробами.

Места возможного подтока подземных вод должны быть специально опробованы.

Небольшие болота – характеризуют одиночными пробами.

В болотах (больших) пробы отбирают по сетке соответствующей детальности поисков.

При выборе пунктов отбора предпочитают места возможного притока подземных вод.

Буровые скважины используют при отборе проб воды, используют самоизливающиеся и несамоизливающиеся скважины.

Для установления представительной глубины отбора производят поинтервальное опробование. Отбор проб из самоизливающихся скважин проводят непосредственно из струи.

По условиям отбора проб воды выделяются следующие типы колодцев:

- эксплуатирующиеся с забором воды ведрами;
- не эксплуатирующиеся;
- колодцы, оборудованные насосами.

Из первых берут воду без предварительной откачки, из двух последних колодцев - после откачки до полной смены воды.

Отбор проб в подземных горных выработках можно производить из капелей (с помощью стеклянной воронки и резинового шланга).

Первичными документами пробоотбора являются:

- а) записи в полевой книжке по форме (в Инструкции)[4г];
- б) топографические карты с нанесенными на них пунктами отбора проб и абрисы глазомерных съемок;
- в) паспорт на пробу (по установленной форме).

Большое значение при отборе проб (особенно с поверхностных водотоков в районах с высокой интенсивностью водообмена (горные районы гумидной (влажной) зоны, районы многолетней мерзлоты)) имеет выбор благоприятного времени опробования.

Оптимальный период отбора проб устанавливают путем режимных наблюдений за химизмом поверхности подземных вод либо методом аналогии с районами близкими по природным условиям к изучаемому району. Режимные наблюдения необходимы при интерпретации результатов.

Изображение результатов анализа и их интерпретация

Основной задачей интерпретации рекогносцировочных работ – выявление общих металлогенических особенностей региона, оценки его перспектив, выделение перспективных территорий.

Для этого производят:

1. составление карты общего химического состава вод;
2. составление гидрогеохимической карты микрокомпонентного состава вод;

3. выяснение причин изменения по площади изучаемого района общего химического и микрокомпонентного состава подземных и поверхностных вод.

Основной задачей интерпретации поискового и детального этапов - выявление и оконтуривание участков, перспективных на обнаружение месторождений и рудопроявлений.

Для этого производят:

1. составление гидрогеохимических карт;
2. выделение гидрогеохимических аномалий;
3. отбраковку «безрудных» аномалий;
4. выяснение природы рудных аномалий и установление пространственной связи гидрогеохимических аномалий с местоположением рудных тел.
5. составление карты аномалий и перспективных участков.

Повышенные содержания легкомигрирующих компонентов (SO_4 , В, Мо, Zn и др.) являются гидрогеохимическими поисковыми признаками, Происходят не только под влиянием рудных тел, но и вследствие увеличения общей минерализации подземных и поверхностных вод. Особенно это характерно для зон грунтовых вод континентального засоления.

В случае колебания содержания компонентов за счет изменения общей минерализации вод делают интерпретацию трудной.

Тогда лучше проводить вычисления и построение карт и графиков отношений содержаний отдельных компонентов между собой и от общей минерализации.

Наиболее употребительными отношениями являются:

$$\frac{\text{SO}_4}{\text{M}} ; \quad \frac{\text{SO}_4}{\text{Cl}} ; \quad \frac{\text{B}}{\text{Cl}} ; \quad \frac{\text{SO}_4}{\text{HCO}_3} ; \quad \frac{\text{Zn}}{\text{M}} ; \quad \frac{\text{B}}{\text{M}}$$

где М - общая минерализация воды в точке отбора пробы.

Подсчитанные зависимости содержаний можно наносить на карту.

Графики зависимостей содержаний компонента от общей минерализации подземных и поверхностных вод, прежде всего, строят по результатам опробования участков, заведомо лишенных рудопроявлений.

В дальнейшем по положению на графике остальных точек исследуемого района выясняют степень их аномальности.

Выделенные таким образом точки с аномальными содержаниями компонентов наносят на карту и они служат основанием для оконтуривания гидро(гео) химических аномалий.

Для отдельных районов с высокой интенсивностью водообмена концентрации компонентов могут значительно колебаться во времени. С целью определения этих колебаний (значительное увеличение или уменьшение по сравнению со среднефоновыми) проводят режимные гидрохимические наблюдения. В сеть режимных наблюдений включают 3 – 5 водопунктов (родники, ручьи, скважины, штольни). В пределах рудных аномалий и нормальном поле опробование проводят через 10 дней.

Режимные наблюдения охватывают весь период работ (лучше проводить наблюдения весь календарный год, чтобы иметь полную информацию). Затем строят графики изменения $C_x(t_n)$. Эти графики позволяют вычислить фоновые и аномальные концентрации (с учетом гидрометеорологического фактора).

Выделение участков гидрохимических аномалий заключается в оконтуривании пунктов с аномальными значениями. Табл. 9.1

**Аномальные и фоновые содержания
меди в водах разных регионов**

Табл. 9.1

Районы рудных месторождений (медные)	Среднефоновые содержания C_{Cu} (в мг/л)	Содержания C_{Cu} (в мг/л) ореольные
Центральный Казахстан	0.03	0.13
Урал	0.03	0.08
Саяны и Кузнецкий Алатау	0.001	0.01 – 0.1
Средняя Азия	0.02	0.05
Алтай	0.004	0.02

При оконтуривании гидрогеохимических аномалий нужно учитывать:

1. направление движения подземных вод и поверхностных (контур гидрохимических аномалий должен соответствовать направлению стока вод);
2. возможность различия степени проявления аномалий в разных типах вод (оконтуривание лучше проводить для каждого генетического типа подземных вод (Табл.9.3).

Отбраковка безрудных аномалий – наиболее ответственный этап интерпретации.

Особенности выделения безрудных аномалий в каждом районе специфичны. Но в любом случае они должны быть произведены только на основании тщательного учета металлогенических, ландшафтно-геохимических, гидрогеологических условий (Табл.9.2).

В результате поисковых и детальных работ должны быть составлены карты гидрохимических аномалий и перспективных участков. Для составления сводной карты гидрохимических аномалий целесообразно построить отдельные гидрохимические карты для каждого из элементов - индикаторов.

Таблица 9.2.

Содержания микроэлементов (мг/л) в некоторых типах природных вод

Химический элемент	Среднее содержание в водах зоны гипергенеза C_x	Максимальное содержание в водах рудных месторождений	
		кислых ($pH \leq 6,5$) C_k	щелочных ($pH \geq 7,5$) C_{sh}
Серебро	$2,9 \cdot 10^{-4}$	126	0,06
Мышьяк	$2,07 \cdot 10^{-3}$	1500	0,20
Золото	$2,7 \cdot 10^{-5}$	0,0055	0,0012
Бор	0,0418	1,4	5,0
Бериллий	$2,7 \cdot 10^{-4}$	0,52	0,30
Бром	0,183	125	44,2
Кобальт	$8,3 \cdot 10^{-4}$	3600	0,024
Медь	$2,8 \cdot 10^{-4}$	45633	1,1
Фтор	0,45	8,0	15000
Ртуть	$9,1 \cdot 10^{-4}$	0,07	0,08
Йод	0,0161	2,0	4,3
Литий	0,014	0,21	18,6
Молибден	$2,01 \cdot 10^{-3}$	0,70	0,07
Никель	$3,31 \cdot 10^{-3}$	30000	0,24
Свинец	$2,21 \cdot 10^{-3}$	1377	0,20
Рубидий	$2,22 \cdot 10^{-3}$	0,14	6,6
Сурьма	$1,53 \cdot 10^{-3}$	2,4	0,025
Селен	$9,1 \cdot 10^{-4}$	0,30	0,05
Олово	$4,1 \cdot 10^{-4}$	0,30	-
Стронций	0,185	1,9	-
Цинк	0,034	50300	1,5

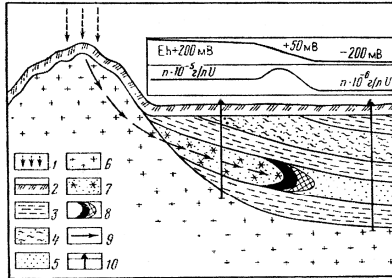


Рис. 9.2. Схема инфильтрационного месторождения с графиками Eh и содержаний урана в пластовых водах
 1-атмосферные осадки; 2-четвертичные отложения; 3-глины; 4-суглинки; 5-пески; 6-гранитоиды; 7-окисленные породы; 8-руднение; 9-направление движения пластовых вод; 10-поисковые скважины

Таблица 9.3.

Химическая характеристика природных вод

Тип вод	Химический состав	Западная Тува		Западные Саяны		Центральная Кавказия		Южная Кавказия		Чаткало-Кураинский район Средней Азии		Южный склон Большого Кавказа	
		встречаемость, %	пределы колебаний	встречаемость, %	пределы колебаний	встречаемость, %	пределы колебаний	встречаемость, %	пределы колебаний	встречаемость, %	пределы колебаний	встречаемость, %	пределы колебаний
Низкотемпературные	Минерализация, г/л	≤0,2 0,3—0,5 0,5—1 1—3 3—5	79,5 17,6 2,5 0,4 —	0,04—0,17	99,3 0,7 —	0,02—0,27	52 37 8,3 2,2 0,5	0,06—32	43 50,3 6,7 —	0,06—1,1	18 77,4 4,6 —	0,1—0,7	30 54 10 6 —
	pH	≤7 7—10 >10	53,6 46,4	5,5—8,4	98 32	5,8—7,5	55 45	5,7—8,6	— 100	7,2—8,4	14 86	6,4—8,4	57 43
	Концентрация ионов в пределах минерализации вод	Ca ²⁺	— 10,3 59,7	4,2—25	— 32 68	2,8—26,6	1 24 75	0,3—20	— 15 85	5,9—21,2	0,6 3,9 95,5	0,7—25,4	— 7 93
		Na ⁺	24,6 70,2 9,7	0—20,5	4 32 64	0—28	7 67 26	0,04—26	3,3 73,4 23,3	2,1—23,4	7,6 88,7 3,7	0—17,1	— 71 29
		Mg ²⁺	2,5 70,2 25,9	0—14,5	5,5 44 4	0—8,4	5 74 21	0,6—10	— 30,1 3,3	1—19,5	11 82 7	0—16,8	2 84 14
		SO ₄ ²⁻	52,4 42,4 5,5	0—19	92 8	0—6,7	8 52 40	0,34	17 63,3 19,7	0—16,1	— 58,6 41,4	14—23,2	0 60 31
		Cl ⁻	69,5 27,7 2,8	0—18	78 22	1,5—21,2	12 82 6	0—18	90 10	1,3—18,7	26 74	0—8,9	19 79 2
		HCO ₃ ⁻	— 10—40 40—50 50—90	— 42,3—84	— — 100	54,1—74,4	— 4 19 80	38—80	— — 6,6 90,4	48,9—77,6	— — 1,8 98,2	— 41,5—73,2	— 25 32 43

Лекция 10 БИОГЕОХИМИЧЕСКИЙ МЕТОД ПОИСКА

Визуальные геологические и приповерхностные литохимические методы поисков в районах покрытых растительностью, являются мало эффективными, а сплошное покрытие таких площадей геофизическими съемками (за исключением аэрометодов) и

глубинными литохимическими съемками являются дорогостоящим делом.

Удовлетворительное решение может иметь здесь использование гидро- и биогеохимических методов.

Сущность биогеохимического метода поиска заключается в изучении распределения химических элементов в растительности путем их систематического опробования.

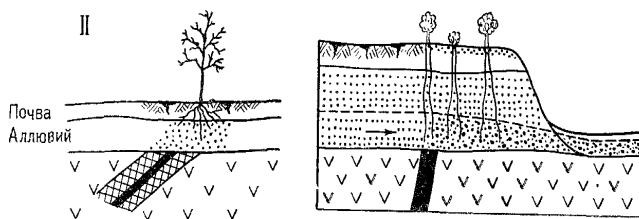


Рис. 10.1. Характер растительности над рудными рудопроявлениями.

В наше время интерес к биогеохимическому методу появился в середине 30-х годов XX века, вслед за первыми исследованиями литохимических ореолов рассеяния.

Применение метода связано с именами: С.М.Ткалич, А.П.Виноградов, Д.П.Малюга, В.В.Поликарпочкин, А.Л.Ковалевский. Н.Брундин и С.Палмквист (Швеция), Х.В.Уорен (Канада), Р.Е.Делово, Х.Л. Кеннон (США), Р.Р.Брукс (Новая Зеландия).

Биогеохимические аномалии выделяются на МПИ следующих элементов: Cu, Zn, Pb, U, Mo, Ni, B, Au и др.

К наибольшей концентрации металлов способны определенные виды растений, в золе которых – содержание отдельных металлов могут достигать Zn ($C_x > 20\%$), Ni (8%), Cu, Pb, As, Be (более 1 %). Однако такие растения малопригодны для проведения биогеохимических поисков.

Наибольших результатов биогеохимических методов следует ожидать при опробовании таких видов растений, зола которых в области биогеохимического фона характеризуется устойчиво низкими, но определенными содержаниями химических элементов.

При аномально высоких содержаниях в почве наступает прогрессивное снижение биологического поглощения, вплоть до

отрицательной корреляции между C_x (растения) и C_n (пород). Это связано с наличием у растений защитных биологических барьеров.

Поиски МПИ биогеохимическими методами основаны на изучении содержания искоемых элементов в растениях, так и использовании растительного покрова и составляющих его сообществ и видов растений в качестве индикаторов подстилающих пород (Рис.10.1)

В связи с этим различают следующие виды биогеохимического метода:

- 1. геоботанический;**
- 2. собственно биогеохимический.**

Применение метода связано, что в аридных (жарких) условиях корневая система растений достигает больших величин:

- a) у песчаной полыни (глубина порядка 25 м);
- b) саксаул 37 м и более;
- c) верблюжья колючка до 40 м и более.

У некоторых растений в зарубежных странах ($h > 70$ м).

До сих пор данные биогеохимических съемок остаются на уровне качественных результатов, что затрудняет вопрос о его замене другими геохимическими методами.

Метод неэффективен в горных, активно денудированных районах любых климатических зон, а также в районах, где возможны выходы первичных и вторичных литохимических ореолов. Применение метода предпочтительно в закрытых рудных районах ландшафтных пустынь и полупустынь аридной зоны (Рис. 10.2).

ГЕОБОТАНИЧЕСКИЙ МЕТОД ПОИСКА

Метод основан на использовании растительного покрова и составляющих его сообществ и видов растений в качестве показателей (индикаторов) тех или иных пород, полезных ископаемых или определенных гидрогеологических условий.

Этот метод может быть применен при поисках подземных вод, нефти, серы, при составлении литологических карт, прослеживании тектонических нарушений и т.д.

При геоботанических поисках рудных месторождений можно использовать виды растений, которые постоянно связаны с

определенными рудами, т.е. являются их прямыми индикаторами. Индикаторы могут быть универсальными (повсеместными) или локальными (местными).

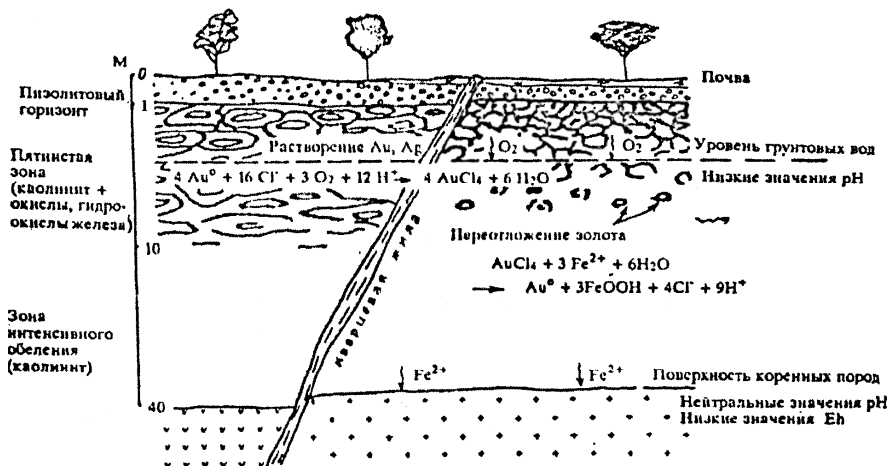


Рис.10.2. Химическая модель перераспределения золота и серебра из кварцевой жилы в зоне латеритного выветривания. Западная Австралия (А. W. Mann, 1984).

В первом случае данный вид растений будет всегда и везде указывать на наличие определенных элементов, во втором – он будет являться индикатором их только в пределах данного рудного района.

Кроме того, можно использовать специфические внешние изменения в растениях, вызываемые действием того или иного химического элемента (в ботанике такие изменения называются *тератологическими* и проявляются в виде всевозможных *уродливостей*) (Табл.10.1). Такой метод называется *тератологический*, а другой – *метод прямых индикаторов*.

Можно использовать при поисках и растительные сообщества, связанные с породами и свитами (являющихся в условиях данного района рудоносными).

В этом случае растительность дает не прямые, а лишь косвенные данные для дальнейших поисков, поэтому метод называется методом косвенных индикаторов.

Универсальные прямые индикаторы – наиболее ценная группа растений-индикаторов, но они крайне редки.

Так, *галмейская фиалка* и *галмейская ярутка* (один из видов анютиных глазок) относятся к универсальным индикаторам цинковых руд. Например, никелевой флоры – некоторые виды папоротников и гвоздик; для меди – качим и некоторые виды мхов.

Для почв, обогащенных марганцем – наперстянка, чилим, фукус. Для оловянных почв – седмичник и т.д.

Группа локальных индикаторов значительно многочисленна. Все и другие растения, произрастающие на почвах, обогащенных теми или иными элементами, сами обогащаются или целесообразнее применить собственно биогеохимический метод.

Некоторые виды растений хорошо развиваются на почвах с аномально высокими концентрациями искомых элементов, другие – болезненно реагируют либо избегают таких почв.

Некоторые почвы (богатые вредными для растения элементами) оказываются пустыми от растительности.

Подобное наблюдается над колчеданными МПИ, на участках, сильно обогащенных бором, на сильно засоленных почвах и т.д.

В Трансваале платиновые месторождения, выделяются почти полным отсутствием растительности (что объясняется бедностью питательными веществами почв над перидотитами), то же наблюдается над алмазоносными кимберлитами.

Очень перспективным представляется тератологический метод, основанный на свойстве растений при повышенных концентрациях элементов в почвах подвергаться морфологическим изменениям (меняются окраска цветов, их форма, цвет листьев; отмечается изменение облика растения и отдельных его участков и т.п.).

Так - у **эмольции** Калифорнийской цветы в присутствии солей меди – сизые, а при наличии цинка – лимонные. У полыни Ферганы при обогащении почв железом окраска ярко желто-зеленая. Известны резкие изменения окраски растений при повышенных концентрациях урана.

Кроме того, на почвах, обогащенных ураном и торием, произрастают растения с аномально развитыми, гипертрофированными формами и нарушенными пропорциями органов (*гигантские или карликовые формы*).

Подобные патологические отклонения от нормы наблюдаются и в случае повышенных концентраций в почвах и других элементов (В, Se, битумы и т.д.).

Собственно биогеохимический метод основан на факте повышенной концентрации химических элементов в растениях, произрастающих на обогащенных этими элементами почвах.

Различают два основных вида концентраций элементов растениями:

- 1) когда все растения данной местности, произрастающие на почвах и горных породах с повышенным содержанием того или иного элемента – тоже характеризуются высокими концентрациями этих же элементов;
- 2) когда только определенный вид (или род) растений селективно среди других растений исключительно высоко концентрирует данный элемент (примером могут служить известные виды Zn, Li, Al и другие виды аномальных флор).

Наиболее эффективные результаты биогеохимический метод дает при поисках месторождений Se, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Mo, Ag, Au, Sn, Pb, V, Hg (так как эти элементы образуют легко подвижные простые и комплексные ионы).

Различные растения и разные их части (корни, ветви, листья) нередко по-разному накапливают тот или иной химический элемент.

Как правило, растения с интенсивным водообменом и с глубокими корнями – лучший объект для опробования.

Биогеохимический метод поисков следует применять в тех случаях, когда он обладает преимуществами перед литохимическими методами поисков.

Наиболее целесообразно применение метода:

- а) в районах развития современных элювиально-делювиальных и древних кор выветривания с выщелоченными с поверхности литохимическими ореолами рассеяния, характерными для элементов активных водных мигрантов, в условиях гумидной зоны и замедленной денудации;
- б) неглубоко погребенных вторичных ореолов при наличии покрова аллювиально-пролювиальных, ледниковых, озерных и др. дальнеприносных отложений ограниченной мощности (2-10 м) в условиях гумидной и умеренно влажной зоны;
- с) погребенных вторичных ореолов при наличии покрова дальнеприносных, в т.ч. песчаных отложений эолового и

древнеаллювиального происхождения умеренной мощности (до 20 м), в условиях пустынь и полупустынь аридной зоны, при наличии растений с глубокой корневой системой;

- d) заболоченных равнин и торфяников при неглубоком (2-10 м) залегании пород рудовмещающей толщи и отсутствии многолетней мерзлоты;
- e) благоприятных для развития биогеохимических ореолов рассеяния.

Биогеохимические поиски проводятся в масштабе от 1:200 000 до 1:2000 (рекогносцировочные, поисковые, детальные исследования).

В зависимости от задач поисковых работ сети наблюдений определяются специальными расчетами. Для выявления отдельных рудных тел жильного типа производят сгущение пунктов наблюдения до (2-5 м). Это связано с заменой более экономичным детальным биогеохимическим опробованием дорогостоящих мелких горных выработок (канав, шурфов, мелких скважин). А при необходимости более детального изучения выявленных биогеохимических аномалий можно перейти к глубинным литохимическим поискам в сочетании с геофизическими и горными работами.

Опытные работы

Программой работ предусмотрено решение таких вопросов:

- выбор объекта опробования – живой, растительный, опада растительной подстилки, торфа и т.д. Доказательство отсутствия четких открытых вторичных литохимических ореолов рассеяния при наличии биогеохимических ореолов над известными рудными объектами .
- определение наиболее распространенных видов растений, которые могут быть использованы для отбора проб, с учетом глубинности съемки и контрастности биогеохимических аномалий;
- геометрические размеры биогеохимических ореолов рассеяния в зависимости от размеров рудных тел и других условий;
- наилучшие условия отбора, обработки и анализа проб.

Отбор проб растений производится в точках, определяемых согласно выбранной сети, с 20–30 % отклонениями.

Наиболее благоприятны для опробования *безбарьерные* или *высокобарьерные* по отношению к изучаемым элементам-индикаторам наземные части многолетних растений, имеющих наибольшие глубины проникновения корневых систем (Рис. 10.3).

При использовании древесных и кустарниковых растений следует опробовать их старые органы, что обеспечивает исключение влияния времени опробования.

Наиболее подходящими для отбора проб в лесных и таежных районах являются кора большинства видов древесных растений, наземные части многолетних трав (например, бобовых, осоковых) и живой мохово-лишайниковый покров.

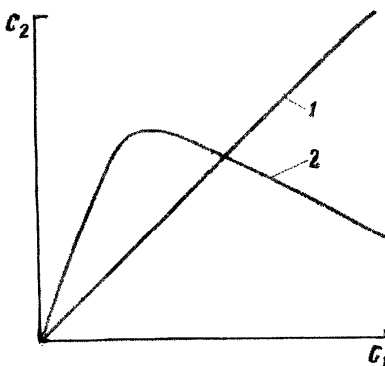


Рис. 10.3. Графики зависимостей содержаний рудных элементов в золе растений (C_2) от их содержаний в почве (C_1).

1-пропорциональное биологическое поглощение; 2-наличие биологического барьера

В степных и пустынных районах объектами опробования являются многолетние древесные, кустарниковые и травянистые растения, имеющие наибольшие глубины корней.

При необходимости получения информации о нескольких рудных элементах — на точке наблюдения следует отбирать 2–4 биогеохимические пробы, каждая из которых будет давать информацию, не искаженную барьерами поглощения, об определенном элементе-индикаторе или их комплексе. Объем пробы должен быть достаточным для проведения необходимых анализов. Для спектрального анализа навеска зола (30–100 мг).

Для получения навески золы (0,2 – 0,5 г) – достаточной для проведения 2–4 - кратного спектрального анализа и сохранения дубликата, масса сырых ветвей должна быть порядка (50 – 100 г), а коры, листьев, зеленых побегов и наземных частей травянистых растений – 50 г.

Отдельные пробы, отбираемые при детализации выявленных биогеохимических аномалий, для которых предполагается проведение химических анализов, должна иметь массу золы не менее (5 – 20 г). Опробование травянистых (многолетних) растений следует проводить в течение возможно короткого периода.

Наиболее благоприятным временем опробования их на большинство рудных элементов является осенне-зимний период, после окончания вегетации и созревания семян.

Весенний период и начало лета менее благоприятны для опробования травянистых растений, т.к. в это время происходит наиболее быстрое изменение концентраций рудных элементов в золе, а глубина проникновения корней в рыхлый покров минимальна. Осенью для ряда рудных элементов установлено увеличение контрастности биогеохимических аномалий.

Отбор проб растений нужно сопровождать необходимым минимумом геологических, почвенных, геоботанических и метеорологических наблюдений. Определение видов опробуемых растений должно производиться специалистом-ботаником.

Инструменты для отбора проб растений – садовые ножницы, садовый нож, сучкорез и топорик. Отобранные пробы упаковываются в заранее заготовленные и пронумерованные матерчатые мешочки или бумажные пакеты (15-20 x 20-25 см)

Обработка проб и анализ

Подготовка проб растений к анализу заключается в их озолении (отмывка в местностях с большим запылением).

Для озоления применяются специальные печи различных конструкций и набор тиглей, позволяющих вести одновременное сжигание 20 – 50 проб. Возможно также применение газовых печей и горелок различных конструкций.

В труднодоступных условиях и в районах с устойчивой погодой озоление проб удобно производить на костре. При этом (как и в печах) одновременно сжигаются 50 – 100 проб растений и озоление ведется

до серой или белой золы. Затем зола просеивается через алюминиевое или стальное сито.

При озолении растений происходят частичная в идеальном случае полная потеря **C, N, S**, частичная потеря **K, Na, P, Mg** и элементов, обычно используемых при биогеохимических поисках – **Pb, Zn, Cd, Ag, Hg, Se, I** и др.

Применение полевых методов озоления сырых проб растений (грубо измельченных до 0,5 – 1 см) при $T = 600-800^{\circ}\text{C}$ потерь не вызывает или оно настолько не велико, что им можно пренебречь.

Биогеохимические пробы (зола растений) при поисках рудных месторождений анализируется, в основном, с помощью эмиссионного спектрального анализа.

При поисках урановой минерализации применяется (α - анализ) золы растений, а для определения элементов-индикаторов, которые не могут быть проанализированы с помощью обычного спектрального анализа (**Au, B, F, As, Cd, Hg** и др.),- нейтронно-активационного, химического, специальные спектральные и другие виды анализов.

Современный приближенно-количественный спектральный анализ, модификации которого совершенствуются, позволяет определить 40 – 60 химических элементов из навески 30-100 мг при чувствительности обнаружения многих химических элементов от 0,0001 до 0,001 % и относительной погрешности $\pm 20-40\%$. Эта точность достаточна, т.к. природные отклонения содержания рудных элементов в растениях обычно превышают данные величины.

При необходимости случайные ошибки могут быть уменьшены с помощью 2-4- кратного анализа наиболее интересных проб и серии. При биогеохимических поисках руд. месторождений может оказаться необходимым проведение дополнительных анализов (в том числе минералогический анализ проб почв, горных пород и руд, а также грунтовых вод).

Изображение результатов анализа и их интерпретация

Важнейшей операцией обработки биогеохимического опробования является оценка местного фона (C_{ϕ}) и нижних аномальных значений содержания элементов (C_a).

Для выделения биогеохимических аномалий необходима надежная оценка параметров местного фона C_{ϕ} и ϵ в золе выбранных растений-индикаторов. Нижние аномальные содержания рудных элементов

принимаются согласно критерию $C_{A,m} = C_{\phi} \bullet e^{3/\sqrt{m}}$, где $m = 2, 3, \dots, 9$ – число точек объединенных на биогеохимической карте в единый аномальный контур. Эффективные размеры биогеохимических аномалий следует определять в контуре $C_{\phi} \bullet e^3$.

Общим правилом является установление фоновых содержаний по рядам однородных проб, принадлежащих одному виду растений или однородному материалу (торф, растительная подстилка).

Фоновые и нижеаномальные содержания необходимо определять раздельно для разных органов растений, разных сроков опробования и различных элементарных геохимических ландшафтов. Данные опробования оформляют в виде карт (планов) и графиков содержаний элементов по профилям.

На картах и графиках наносят абсолютные содержания элементов в растениях (или в их золе) и при необходимости соотношение содержаний определенных пар элементов.

В качестве пар следует брать химические элементы, характеризующиеся примерно одинаковым поведением в растениях, но отличающиеся тем, что один из них концентрируется в искомым месторождениях, а другой не образует в данных местностях повышенных концентраций.

В этом случае соотношение пары элементов с большей определенностью отмечает биогеохимические аномалии, т.к. колебания, зависящие от условий поступления элементов в растение, нивелируются.

Карты и профили составляют либо на геологической основе, либо в виде калек, накладываемых на геологическую основу.

В случае, когда опробование в разных частях площади производили не по одному виду растения или в разное время, на карте должны быть оконтурены участки опробования одних и тех же видов, одного и того же времени пробоотбора, т.е. участки однородных проб.

Более простым приемом является изображение содержания элементов в изолиниях кратных фону (C_x/C_{ϕ}). В этом случае даже опробование разных видов растений (по одной площади) возможно построение единых изолиний C_x .

В результате проведения биогеохимических съемок выявляют аномалии, служащие основой для проектирования дальнейших видов

детальных поисковых работ и с последующей проходкой горной выработки с целью вскрытия рудного тела.

Основной задачей биогеохимического опробования является разделение выявленных аномалий на рудные и безрудные, и выделение среди них предположительно рудных аномалий, объектов различной перспективности и соответственно различной очередности проведения более детальных поисковых и поисково-оценочных работ.

Основными критериями отнесения аномалии к перспективной является геологическое положение участка аномалии и ее количественные параметры: протяженность, продуктивность и возможные, ожидаемые или вероятные (P_3 , P_2 , P_1) прогнозные ресурсы основных рудных элементов.

Важными характеристиками аномалий являются данные о комплексе элементов-индикаторов, количественных отношениях между ними, мультипликативных и других показателях, позволяющих судить об уровне эрозионного среза рудной минерализации и ее первичных ореолах.

Перспективные биогеохимические аномалии должны подвергаться осмотру на местности с контрольно-детализационным биогеохимическим опробованием по одному- трем профилям через центры биогеохимических ореолов.

При подтверждении перспективности аномалии производится глубинное литохимическое опробование, по результатам которого принимается решение о дальнейших геологоразведочных работах на участке аномалии.

Главной задачей предварительного осмотра биогеохимических аномалий на местности является определение объемов детализационных работ, необходимых для надежной оценки их перспективности.

Поскольку большинство площадей биогеохимических поисков располагается в закрытых ландшафтах, в планы геологоразведочных работ по проверке аномалий должны включаться достаточные объемы геологических, геофизических, геохимических работ, в т.ч. бурение скважин с лито- гидрохимическим опробованием на глубину, заведомо превышающую известную глубину корневых систем опробованных растений.

Несмотря на более чем полувековую историю развития биогеохимических методов поиска МПИ не нашли широкого

практического применения и их эффективность остается пока сравнительно невысокой.

Таблица 10.1.

ИЗМЕНЕНИЯ У РАСТЕНИЙ, СВЯЗАННЫЕ С ПОВЫШЕННЫМИ СОДЕРЖАНИЯМИ НЕКОТОРЫХ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ПОЧВАХ

Элемент	Характер изменений
U, Th, Ra	В небольших дозах ускоряют рост и развитие растений. При высоких концентрациях ведут к появлению уродливых форм побегов, карликовости, появлению темноокрашенных или осветленных листьев
Фтор (топазовые грейзены)	Чрезвычайно раннее пожелтение и опадение листьев
B	Задержка в росте, созревании семян, карликовость, стелющиеся формы. Темно-зеленые листья, опаленность краев листьев. При наличии высоких концентраций в почве полное или частичное исчезновение растительности
Mg	Покраснение стеблей и черенков листьев, скручивание и отмирание краев листьев
Cr	Пожелтение листьев, в некоторых случаях поредение растительного покрова, вплоть до полного его исчезновения
Cu	Посветление листьев, омертвление их кончиков, покраснение стеблей, образование стелющихся, вырождающихся форм. В отдельных случаях полное исчезновение растительности
Ni	Вырождение и исчезновение некоторых форм, появление белых пятен на листьях, уродливые формы, редукция лепестков венчика
Co	Появление белых пятен на листьях
Pb	Поредение растительного покрова, появление угнетенных форм, развитие аномальных форм у цветов и соцветий
Zn	Хлороз листьев и отмирание их кончиков, появление белых недоразвитых и карликовых форм
Nb	Появление белых налетов на стеблях и листьях некоторых видов растений
Be	Уродливые побеги у молодых особей сосны
TR	Резкое увеличение размеров листьев у некоторых древесных пород

Попытки разработать «зоометрический метод разведки» в рудных районах, основанный на изучении физиологического

состояния органов животных и определения в них содержаний химических элементов, не заслуживают внимания.

Поиски с помощью специально обученных рудорозыскных собак малоэффективны и не могут конкурировать с литохимическими поисками по вторичным наложенным ореолам рассеяния.

Новые перспективы для поисков погребенных месторождений могут открыться при разработке аппаратуры на принципах бионики.

В настоящее время созданы полимерные первичные преобразователи, способные количественно определять в воздухе концентрации элементов с порогом обнаружения $1 \cdot 10^{-15} - 1 \cdot 10^{-17}$ Моль/литр.

ЛЕКЦИЯ 11

АТМОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ

Сущность метода заключается в изучении распределения газов в атмосфере, почве и почвенных рыхлых отложениях с целью выявления газовых ореолов скрытых на глубине рудных месторождений, а также прослеживания разломов, в т.ч. и рудоконтролирующих.

Атмохимические методы особенно эффективны при поисках погребенных рудных месторождений в районах, где рудовмещающие породы перекрыты толщей более молодых отложений мощностью до нескольких сот метров.

Метод разрешается проводить только в тех случаях и на тех территориях, где эффективность таких поисков полностью доказана опытно-методическими работами

Наиболее широко применение метода:

- а) при поисках радиоактивных руд (радоновая, торонная);
- б) нефтяных и газовых месторождений.

В настоящее время рассматривается применение метода по комплексу газов (углекислый, углеводороды, **He, H, Ar, O₂** и др.) и газотутный метод. Эти методы пока находятся в стадии уточнения, совершенствования и апробации.

Практические применения получили лишь модификации этих методов, основанные на изучении распределения газовых компонентов в подпочвенной атмосфере рыхлых отложений (Табл. 11.1).

Таблица 11.1.

**СОСТАВ АТМОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ
МИНЕРАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Источник газовых компонентов ореолов	Состав газов
Газовая составляющая пород	Br, Cl, F, CO ₂
Газовые продукты радиоактивного распада	Rn
Газовые продукты гипергенных реакций рудных и жильных минералов	SO ₂ , CO ₂ , H ₂ S, F
Твердые и жидкие компоненты пород и руд, обладающие высокой летучестью	Hg, I

Применение способа наиболее эффективно (целесообразно) на стадии поисков МПИ. *На подстадии «геологическая съемка масштаба 1:50000 (1:25000) с составлением крупномасштабных карт» атмохимические методы могут быть выполнены самостоятельно или в комплексе с другими геохимическими методами, если имеются основания предположить наличие на глубине МПИ.*

Особое внимание должно быть уделено атмохимическим методам на данной подстадии в случаях, когда предполагается в дальнейшем переход к следующей подстадии: «глубинное геологическое картирование с прогнозированием полезных ископаемых», т.к. данные атмохимического опробования могут иметь значение для определения мест заложения картировочных скважин.

Опытно-методические работы предусматривают решение следующих основных вопросов:

- 1) выбор целесообразной глубины пробоотбора, позволяющей надежно фиксировать атмохимические ореолы рудных МПИ;
- 2) выявление ведущего комплекса газовых компонентов, характерных для атмохимических ореолов рассеяния месторождений искомого типа;
- 3) определение значений параметров местного фона (C_{ϕ}), $S(E)$ и $C_a^{\min}$ содержаний газовых компонентов-индикаторов рудных месторождений, размеров ореолов и т.д.

Опытнo-методические работы целесообразно проводить:

- на заведомо известных крупных погребенных рудных месторождений, при помощи перекрывающихся дальнеприносных отложений ($h > 10$ м), но во всех случаях нужно получить сравнительные материалы о преимуществе использования атмохимических методов при поисковых работах в конкретных геолого-ландшафтных условиях.

Отбор и анализ проб

Отбор проб свободной почвенной атмосферы производится из:

- а) призабойных частей специальных скважин;
- б) путем забивки в грунт соответствующих зондов (в случае газорутной съемки);
- в) при проведении поисков по сорбированным газам (опробуются породы перекрывающего осадочного чехла на заданной глубине).

Газоотбор производится из заранее пробуренных шнековых скважин сразу же после их проходки (пакерзонды или буровые снаряды).

Пробы подпочвенного воздуха отбирают из мелких скважин ($h = 1,5-3$ м). Отбор газовых проб с помощью специального газоотборника и обязательно ниже зоны интенсивного газообмена с атмосферы.

На заболоченных или интенсивно увлажненных участках используют газокерновое опробывание (отбираются пробы из горных пород в специальные герметические сосуды).

В лабораторных условиях газ десорбируется и производится его анализ.

Отбор газовых проб в стеклянные баллончики цилиндрической формы ($V = 0,25$ л) с 2-мя отрезками стеклянных трубочек диаметром 5 мм, впаенными в основание.

Отбор проб породы при атмохимических поисках по сорбированным газам производится в стеклянные банки вместимостью 0,5 л.

Основными документами атмохимических поисков являются:

- полевой журнал;
- план расположения профилей, точек;
- план наблюдений (пикетов);

- графики или планы изоконцентраций по участку работ.

В *полевом журнале* отмечаются: номера пикетов, профиля, глубина погружения зондов, характер рыхлых отложений (песок, глины, суглинки).

В *примечании* отмечаются: геоморфологические данные (склон, вершина, долина, плато и д.р.). Характер грунта (плотный, рыхлый); наличие влаги в грунте. Фиксируется температура почвы 3 раза, погода: ветер, солнечно и т.п.

Повторно-контрольный пробоотбор производится в объеме 10% от общего числа точек наблюдения в полном соответствии с требованием инструкции.

Интерпретация результатов

При интерпретации результатов атмохимических методов рудных месторождений особое внимание уделяется геолого-структурному положению выделенных газовых аномалий и связи с дезъюнктивными тектоническими нарушениями, зонами повышенной пористости и трещиноватости горных пород.

Камеральная обработка предусматривает построение карт изоконцентраций и планов-графиков газов в масштабе поисков.

По характерным профилям строятся геологические разрезы с графиками концентраций газов (Рис. 11.1).

Для усиления контрастности слабых газовых аномалий, связанных с процессами окисления, происходящих на глубине эффективно построение карт и графиков мультипликативного показателя

$$CO_2 / \Delta O_2, \text{ где } \Delta O_2 = C_i - C_\phi$$

Оценка выявленных атмохимических аномалий начинают с их геологического осмотра на местности и с производства повторно-контрольных измерений.

В дальнейшем на участках аномалий (с захватом фоновой области) производится детализация, при которой число газовых компонентов (определяется в пробе) целесообразно увеличить против первоначального.

Важнейшее значение для установления рудной природы атмохимических аномалий имеет их подтверждение результатами наземных литохимических поисков, основанных на выявлении вторичных наложенных ореолов рассеяния рудных элементов.

Окончательное решение вопроса о перспективности атмохимических аномалий выносят после проведения глубинного литохимического опробования.

Для этого: по 3-5 профилям, пересекающим вкрест простираения в ее центральной части, проходятся скважины с шагом 50-100 м с пробоотбором из пестроцветного горизонта остаточной коры выветривания (2-3 пробы из каждой скважины) или при отсутствии коры выветривания из коренных пород фундамента с углубкой в них на 4-5 метров.

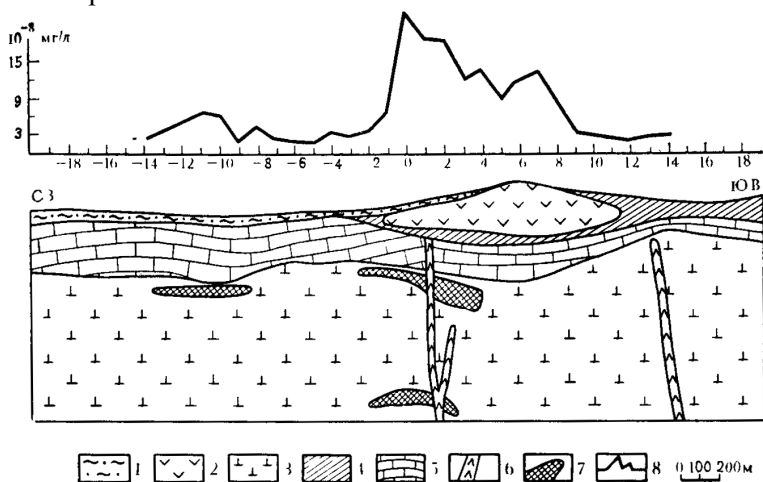


Рис.11.1.1. Результаты измерений паров ртути в почвенном воздухе А и разрез по Узельгинскому месторождению В (по В. З. Фурсову):

1 — суглинки и глины, 2 — андезитовые порфиры, 3 — липариты, 4 — кремнистые сланцы, 5 — известняки, 6 — дайки габбро-диабазов, 7 — медноколчеданные рудные тела, 8 — содержание паров ртути в почвенном воздухе; наблюдения 28—29/VI 73 г

ГЕЛИЕВЫЕ СЪЕМКИ

Гелиевые съемки — геохимический метод картирования крупных блоков земной коры, имеющий ограниченное поисковое значение, хотя содержание He определяется при атмохимических поисках.

В качестве самостоятельного вида работ гелиевые съемки выполняются в масштабах 2 500 000 — 1:1000000.

В подземных условиях свободный подвижной Не неравномерно распределен во всех фазах вмещающей среды: минералах и породах, подземных водах и свободных газах.

На практике широко применяется водогелиевая съемка (содержание гелия в воде исследуемой области соответствует интенсивности его потока). Содержание гелия определяют с помощью магниторазрядных индикаторов типа ИНГЕМ. Результаты анализа выражают в Па (1 мл/л $+10^5$ Па). В параметрах парциального давления оценивается гелиенасыщение исследуемой геологической среды в широких диапазонах изменения температуры, минерализации и газонасыщения.

Приповерхностное поле гелия отражает современный газообмен в верхней части литосферы, происходящий по зонам повышенной проницаемости.

Так на фоне нормального поля гелия выделяются аномалии, связанные с его восходящей фильтрационной нагрузкой. Фоновые концентрации воднорастворенного Не возрастают с глубиной, составляя в интервале глубин 10-100 м порядка $(1-100) \cdot 10^{-5}$ мл/л Не. Интенсивность гелиевых аномалий может на 3-5 порядков превышать местный геохимический фон.

Среди различных вариантов различают:

1. Газогелиевая съемка
2. Водогелиевая съемка
3. Керновая гелиевая съемка

ГАЗОГЕЛИЕВАЯ СЪЕМКА

Газогелиевая съемка выполняется по шпурам в варианте обычной наземной газовой съемки. Проходка шпуров - механическая с помощью различных вибро- и гидрозадавливателей глубиной от 2—3 до 10—15 м.

Различные способы отсоса газовой пробы из шпура: с тампонажем и без тампонажа; возможны варианты с измерения сразу после проходки и с экспозицией. Для тампонажа применяются пакер-зонды, а также пробки с цементацией устья и заливкой глинистым раствором. Отсос из шпуров производится вакуумно-циркуляционным способом (ручные насосы Камовского и Шинца, форвакуумные насосы).

Газовыделения в зонах разломов, как правило, отличаются относительной стабильностью во времени. Режимные наблюдения показали достаточную стабильность аномалий.

В достаточно пористых грунтах (песках, супесях, лёссах) концентрация гелия на аномальных участках постепенно возрастает до глубины 7—10 м, и ниже наблюдается зона некоторого насыщения. Интенсивное рассеяние в пределах первых метров в этом случае обусловлено известным эффектом «дыхания» почвы, связанным с изменениями атмосферного давления и температуры.

В плотных глинах и суглинках распределение более сложное: проходка куста шпуров на разную глубину, как правило, показывает здесь фоновую концентрацию до тех пор, пока снаряд не войдет в проницаемые породы (например, в щебенистую кору выветривания). После их обнажения концентрация гелия в стволе скважины быстро возрастала, достигая вскоре практически постоянного значения, которое сохранялось до конца периода наблюдений.

Общая схема распределения гелия в области мобильного разлома при его перекрытии покровными суглинками показана на Рис.11.2. При малой глубине шпуров (1—2 м) аномальная концентрация здесь фиксируется только в очень локальной по ширине зоне нарушения суглинков, в то время как по шпурам, вскрывающим весь экранирующий слой, отмечается достаточно обширная область растекания аномальных концентраций. Гелиевая съемка по шпурам и скважинам горных выработок не вызывает особых затруднений, поскольку газ в них интенсивно выделяется из стенок и вытекающей воды. Совершенствование съемки предусматривает одновременное изучение гелия и других газовых индикаторов: метана, водорода, углекислого газа, парообразной ртути и т.п.

Целесообразность комплексной газовой съемки определяется большими вариациями компонентного состава подземных газов, явно связанными с тектоническим режимом фрагментов земной коры (Еремеев, Ершов, Яницкий, 1971г.). В условиях резкого уменьшения интенсивности какого-то одного компонента (в том числе и гелия) комплексная съемка будет фиксировать другие индикаторы, аномальные значения которых характеризуют различия геодинамики участков литосферы.

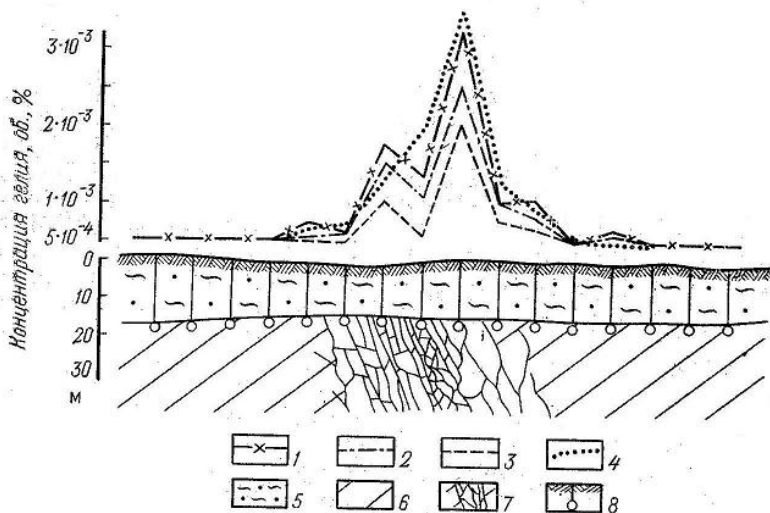


Рис.11.2 Схема распределения концентраций гелия в кровле щебенистой коры выветривания в зоне глубинного разлома (Северный Казахстан, 1964г.). График отражает пульсирующий характер аномалии, проявившейся при четырехкратном повторном опробовании: 4 — шпуров гелиевой съемки 5 — покровные суглинки; 6 — коренные породы; 7 — зона разлома, 8 —

ВОДНОГЕЛИЕВАЯ

СЪЕМКА

Подземные воды имеют повсеместное распространение. Ниже пьезометрического уровня они занимают практически все свободное пространство(сообщающиеся поры, трещины раскрытого типа). Поэтому подземные воды являются наиболее распространенным растворителем и носителем гелия. Растворимость гелия в воде достаточно высокая. При стопроцентной концентрации, атмосферном давлении и температуре + 5°C в 1 л воды может раствориться 9 мл гелия. Соответственно упругость его при этом равна $1 \cdot 10^5$ Па. С увеличением давления растворимость растет практически линейно.

С увеличением температуры растворимость гелия также повышается, но в меньшей степени. Наличие в воде повышенных концентраций других газов, в том числе часто встречаемых в

подземных условиях азота и метана, существенно увеличивает растворимость (адсорбцию) гелия.

Все перечисленные и обычно одновременно действующие в природных условиях факторы увеличивают возможность растворения гелия. Единственным, несколько сдерживающим фактором, является минерализация воды. Так, при молярной концентрации NaCl в 1 л воды может раствориться не 9 мл, а только 7,6 мл гелия, при двухмолярной — 6 мл, при пятимолярной (рассол) около 4 мл. Однако этот фактор действует намного слабее суммы других, что определяет практически неограниченные возможности растворения гелия в подземных водах на больших глубинах.

Таблица 11.2

Отношение фактических и возможных концентраций гелия в воде

Глубина, м	Концентрация гелия, мл/л		Отношение C_1/C_2
	установленная в подземных водах C_1	теоретически возможная C_2	
100	10	90	0,11
500	30	500	0,06
2000	54	1600	0,03

В табл. 11.2. приведены реальные и возможные концентрации растворенного в воде гелия, а также числа, показывающие отношение этих величин.

Распределение подземных вод в литосфере по вертикали неравномерное. В общем случае водообильность увеличивается от зеркала вниз и достигает какого-то максимума в той части разреза, где наибольшая эффективная пористость пород сочетается с наилучшими условиями литания подземных вод. В осадочной толще водообильность чередуется от больших величин в пластах-коллекторах до минимальных значений в разделяющих их экранах. Для пород кристаллического субстрата максимальная водообильность щебенистого и жильно-трещинных коллекторов в условиях равнинного рельефа отмечается на глубине 30—70м, т.е. в области

сочленения раскрытых тектонических нарушений с зоной выветривания.

Ниже с повышением горного давления трещиноватость и водообильность уменьшаются, что установлено во многих случаях при проходке глубоких шахт, где на уровне 300—500 м обводненные зоны встречаются весьма редко. Так, становятся экзотичными обводненные зоны на горизонтах 390 и 430 м золоторудных месторождений Северного Казахстана — Джеламбет и Бестюбе.

Гелий в воде находится в состоянии истинного раствора. Его упругость в растворе равновесна концентрации в окружающей среде — породах и газах. Разумеется, полное равновесие возможно только в идеализированных условиях. В реальных условиях подземной геосферы происходит восстановление постоянно нарушаемого равновесия, именуемого динамическим равновесием. В наземных водоемах (озерах, болотах, морях и океанах), а также в водотоках (ручьях, реках) содержание гелия более равномерное; оно преимущественно равновесно концентрации гелия в атмосферном воздухе ($5 \cdot 10^{-5}$ мл/л). Но и здесь на локальных участках донной разгрузки содержание гелия увеличивается в соответствии с интенсивностью питающего источника.

Требования к опробованию подземных и открытых водоемов различны: в первом случае оказывается достоверной приповерхностная зона (30—50 м для условий выхода фундамента на поверхность и до 120 м для мощной осадочной толщи); во втором случае съемку необходимо вести по придонному слою. Объяснение указанного различия для обоих случаев одинаковое: вариации поля гелия контрастнее выражены в зоне максимального вертикального градиента его концентрации. В первом случае — это приповерхностные слои активного водогазообмена; во втором — придонные слои, куда по донным трещинам внедряются подземные воды. Выделившийся газ выжимался с помощью резиновой камеры в газоприемник. В процессе такой дегазации извлекалось около 90% растворенного в воде гелия (вакуумная дегазация по В. П. Савченко). Достаточно надежный способ дегазации по методу Савченко оказался малопроизводительным в полевых условиях. Поэтому на практике может быть применен упрощенный способ с объемом дегазатора 1 л и с вытеснением опробуемой водой выделившегося газа в пробозаборник (Рис. 11.3). Давление в дегазаторе во время напуска

пробы изменялось примерно от 1 до 100 кПа, что существенно уменьшило уровень извлечения растворенного газа и гелия, который не превышал 50%.

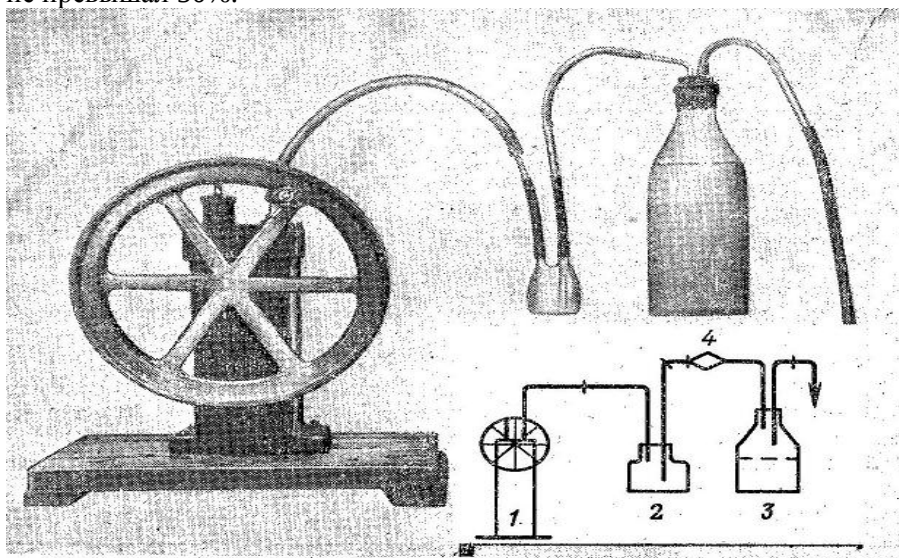


Рис. 11,3. Схема дегазации воды упрощенным способом с выжиманием выделившегося газа водой в промывалку. 1 — насос Камовского; 2 — пробозаборник; 3 — дегазатор емкостью 1 л; 4 — стеклянные переходники.

С созданием прибора мембранного типа стал возможен прямой: анализ гелия в воде без каких-либо промежуточных операций его извлечения. Это повысило чувствительность анализа в десятки раз и позволило выполнять массовые исследования проб непосредственно на водопункте.

Водогелиевая съемка осуществленная в различных геологических, морфологических и климатических условиях: Кольский полуостров и Карелия; Прибалтика и Молдавия; равнины Русской платформы, Зауралья и Западно-Сибирской низменности; горы Крыма, Кавказа и Средней Азии, включая Памир, и др. Варианты съемки опробованы на трассе БАМ, в районах вечной мерзлоты (Якутия), в термальных и

вулканических зонах — Забайкалье, Куриль-ские острова, Камчатка, Исландия. Результаты применения этого метода подтвердили его достаточную высокую информативность, как полевого метода исследований.

КЕРНОВАЯ ГЕЛИЕВАЯ СЪЕМКА

На раннем этапе исследований, как и при углеводородной съемке, отсос свободного газа из породы производился вакуумным способом. Поиск более эффективных способов обработки позволил отказаться от вакуумирования. Еще в 30-х годах В. Г. Хлопин показал, что глубокое вакуумирование образца не дает столь высокого извлечения из него гелия, как при частичном разрежении $[(3—4) \times 10^4 \text{ Па}]$ в атмосфере метана. Тот же эффект был получен позже различными исследователями при использовании в качестве газа-наполнителя азота и водорода.

Физико-химическая основа процесса объясняется отмеченным выше наличием ближних межатомных связей гелия с вмещающей средой. Эти связи имеют место в реакции гелия, как с твердым веществом породы, так и с заполняющими ее газами. При высоком разрежении связь гелия с газом-наполнителем становится меньше уровня связи с породой, вследствие чего миграция гелия из образца в вакуум практически прекращается. Отмеченные особенности позволили использовать для керновой съемки аналог распределительного способа, описанного выше для воды. По этой методике поднятый из скважины керн сразу же эвакуировали в герметичный сосуд (керновый стакан), заполненный водой. После завинчивания крышки к стакану присоединяли через два штуцера стеклянную колбу-барбтер, заполненную водой и атмосферным воздухом (Рис. 11.4). Дозу воздуха прибавляли на ранней стадии работ, когда анализ выполняли масс-спектрометрическим способом и газовая фаза требовалась для напуска в прибор. Наличие двух

соединительных трубок обеспечивало в закрытой системе циркуляцию воздуха и воды. Нормальное положение кернового стакана с подключенным барбатором показано на рис. 10. При этом воздух находился в стакане в контакте с испытуемой породой. Выделяющийся из керна гелий попадал в воду или сразу в газовую фазу. Через небольшое время (1— 2 сут) при трех-пятикратном переворачивании системы возникало равновесие свободного подвижного гелия: его содержание в воде, газе и породе уравнивалось.

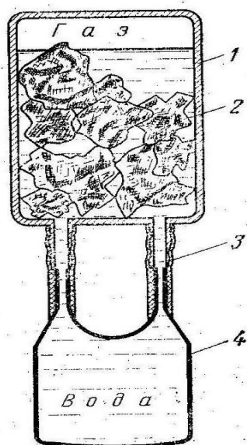


Рис. 11.4. Система для изучения количества свободного подвижного гелия в твердой фазе (керне или штуфах).

- 1 — керновый стакан;
- 2 — куски породы;
- 3 — переходники с зажимами;
- 4 — сменный стеклянный пробозаборник.

Для определения выделившегося количества гелия систему переворачивали в исходное положение и легким встряхиванием добивались полного перетекания газовой фазы в барбатор, после чего соединительные трубки перекрывали зажимами и отсоединяли. В отключенном барбатере определяли содержание гелия в газе и уточняли объем газа, а к керновому стакану сразу же подключали другой барбатор с атмосферным воздухом и чистой водой. Такие циклы повторяли до прекращения изменений содержания гелия в газовой фазе. Количество циклов зависело от первичной гелиенасыщенности образца: при низкой

концентрации достаточно было выполнить три-пять циклов; в аномальном случае число их могло достигать 15.

С применением приборов мембранного типа анализ может быть упрощен, а точность его значительно повышена путем использования в качестве фазы-наполнителя кернового стакана одной воды. Добавление воздуха целесообразно только при изучении сильно гелие-насыщенных образцов. Время газоотделения также можно уменьшить за счет создания подогреваемой до 30—40°C конвективной циркуляционной системы. Рассмотренный способ керновой съемки дает только нижнюю границу гелиенасыщения породы, поскольку часть свободного подвижного гелия теряется при выбуривании керна и при его подъеме на поверхность, сопровождающемся сбросом гидростатического давления. Эти потери в определенной мере пропорциональны глубине бурения. Для проведения точных исследований требуется применение устройств, обеспечивающих надежную герметизацию керна еще на забое скважины.

Параллельные исследования газа, воды и керна в пределах локальных участков показали удовлетворительное соответствие в оценке уровня гелиенасыщения, что позволяет рекомендовать, использование в производственных масштабах наиболее простого способа. Таким способом оказалась водногелиевая съемка. Этот вид работ позволяет изучать поле гелия в любых условиях с максимальной экономической эффективностью.

Остальные варианты следует рассматривать только как вспомогательные, пригодные для решения, главным образом дополнительных задач.

ИЗМЕРИТЕЛЬНАЯ АППАРАТУРА

Основным анализатором концентрации гелия в настоящее время является магниторазрядный индикатор ИНГЕМ–1. Общий вид этого прибора показан на (Рис. 11.5,а). Его чувствительным элементом является датчик (Рис. 11.5б)представляющий, собой миниатюрный

ионный насос, герметичная вакуумированная камера которого отделена от внешнего входного баллона трубкой-переходником с тонкой кварцевой мембраной. Исследуемые газы или жидкость вводятся способом свободного потока во внешний баллон. В результате избирательной диффузии через мембрану в магнито-разрядный насос (датчик) селективно проникает практически только гелий.

Принцип работы датчика заключается в ионизации молекул и атомов газа и удалении ионов из рабочей камеры путем их эффективного поглощения на катодах. Насос действует в магнитном поле напряженностью 1000 Э, ориентированном вдоль оси анода; анодное напряжение 3,2 кВ поддерживает в камере постоянный газовый разряд. Разрядный ток насоса зависит от давления в камере и служит мерой давления; в данном приборе разрядный ток является мерой содержания гелия в анализируемом веществе.

Благодаря высокоэффективной ионизации газовый разряд сохраняется до очень низких давлений, составляющих при его работе 10–9—10–10 Па. В откачанном до низкого давления насосе повторное зажигание разряда после выключения тока практически невозможно. Для упрощения зажигания повышают давление, для чего датчик снабжен внутренним газовыделяющим источником — накальной вольфрамовой нитью. Если при подаче анодного напряжения разряд не возбуждается, то на короткое время (доли секунды) на нить подается ток.

Количество выделяющегося при ее нагревании газа достаточно для повышения внутри датчика давления до 10–3 Па, при котором зажигание разряда происходит без затруднений. После, зажигания выделившийся газ откачивается за 20—30 мин.

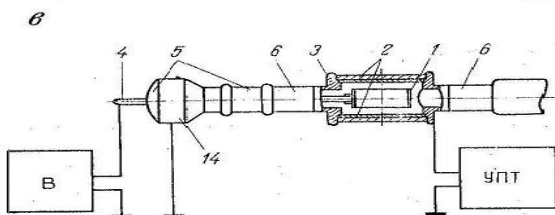
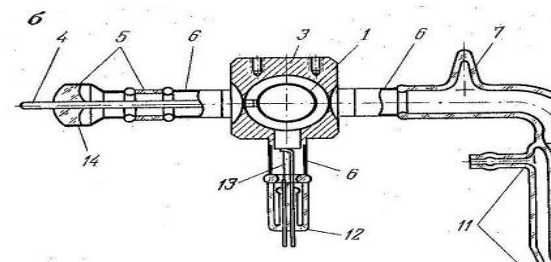
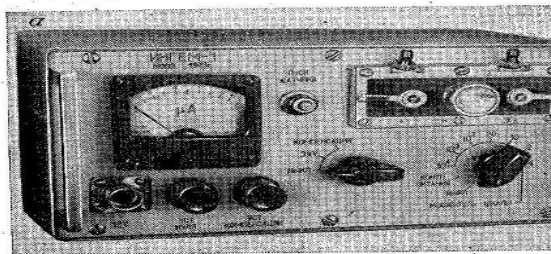


Рис 11.5. Общий вид прибора ИНГЕМ-1 (а), конструкция магнеторазрядного датчика (б), принципиальная схема включения датчика в измерительную цепь (в).

1 – анод;
 2 – катодные пластины;
 3 – корпус;
 4 – анодный ввод;
 5 – стеклянные изоляторы;
 6 – высокоизоляционные трубки;
 7 – отпаянный штенгель предварительного вакуумирования системы;
 8 – кварц-молибденовая трубка-переходник;
 9 – мембрана из кварцевого стекла;
 10 – внешний (напускной) баллон;
 11 – входной и выходной штуцеры;
 12 – ножка крепления;
 13 – вольфрамовая нить пуска датчика;
 14 – коваровая втулка;
 В – высоковольтный выпрямитель;
 УПТ – усилитель постоянного тока;
 ИП – измерительный прибор – микроамперметр.

Контакт мембраны с атмосферным воздухом обеспечивает поступление в датчик постоянного потока гелия. При равной скорости натекания и быстроты откачки газов внутри датчика устанавливается

стабильное давление, которому соответствует некоторое значение фонового разрядного тока. Введение в напускной баллон газа с повышенной концентрацией гелия (состав газа безразличен) увеличивает поток последнего через кварцевую мембрану, что ведет к повышению давления в камере и разрядного тока датчика. Этот ток после электрометрического усилителя фиксируется микроамперметром. Его изменение пропорционально изменениям парциального давления гелия в баллоне и служит мерой содержания последнего в исследуемом газе. Концентрация гелия в пробе оценивается путем сравнения с концентрацией эталонной смеси. Диффузия гелия через мембрану происходит не только из газовой среды, но и из жидкости. Это позволяет применять прибор для прямого определения содержания гелия в жидкостях. Эксперименты показали, что разрядный ток в датчике от, равновесных по содержанию гелия газовой и водной фаз одинаков. Используя этот эффект, на приборе ИНГЕМ-1 выполняют анализ гелия в водных пробах с чувствительностью, многократно превышающей максимально возможную, которую можно достигнуть на системах с вакуумной дегазацией. Абсолютная чувствительность датчика определяется геометрическими размерами (площадью, толщиной) и температурой кварцевой мембраны. Экспериментально подобраны размеры мембраны: площадь рабочей поверхности $0,1 \text{ см}^2$, толщина 10 мкм. При 20°C такие мембраны обеспечивают чувствительность датчиков к парциальному давлению гелия до $3,7 \times 10^{-12} \text{ А/Па}$.

Влияние температуры анализируемого вещества на метрические характеристики датчика может быть учтено введением поправок в результаты измерений. Однако для достижения максимальной точности анализа лучше с помощью термостатирования обеспечивать одинаковую температуру для исследуемого вещества и прибора. Инерционность датчика определяется временем проникновения гелия через мембрану, которое зависит от ее толщины. При 20°C и принятой толщине мембраны это время не превышает 30 сек. Кроме гелия практически проникающими через кварцевое стекло газами при нормальной температуре являются водород и неон. Однако проницаемость кварцевого стекла для водорода и неона, ниже, чем для гелия, примерно в 1000 раз. Прямая градуировка датчиков по чистому водороду при атмосферном давлении и нормальной температуре подтвердила указанные диффузионные параметры (едва заметное

увеличение разрядного тока наблюдалось только через 30 мин). Таким образом, присутствие в анализируемом газе водорода практически не влияет на точность определения содержания гелия, поскольку полное время анализа пробы не превышает первых минут. Техническая характеристика прибора: ИНГЕМ-1. На верхней панели прибора смонтированы устройства для подключения и управления, измерительный стрелочный микроамперметр, а также входной и выходной штуцеры: для подачи и вывода исследуемой пробы. Внутри корпуса размещены датчик и основные блоки: высоковольтный выпрямитель для питания датчика, усилитель постоянного тока, стабилизатор и преобразователь напряжения, выпрямители для питания усилителя и блока компенсации. Высоковольтный выпрямитель выполнен по схеме умножения напряжения, обеспечивающей на аноде датчика напряжение + 3,2 кВ. Накал газовыделяющей нити датчика для зажигания разряда осуществляется от внешнего источника питания (12 В). Балластное сопротивление в цепи накала ограничивает пусковой ток в пределах 200—250 мА. Усиление разрядного тока датчика осуществляется транзисторным преобразователем, во входном каскаде которого используется электрометрическая лампа ЭМ-7. Сигнал на выходе усилителя измеряется микроамперметром типа М-4205 (10 мкА). Применение в усилителе двух входных переключаемых с помощью реле сопротивлений (10 ГОм и 100 МОм) обеспечивает возможность измерения разрядного тока датчика от 1×10^{-1} до 1×10^{-7} А при отклонении стрелки измерительного прибора на всю шкалу. Диапазон измерения токов распределен по семи шкалам с кратностью: 1, 2, 10, 20, 100, 1000 и 10 000. Дрейф нуля усилителя не превышает 10 мВ/ч при флуктуациях не более +2 мВ. Питание усилителя постоянного тока, блока компенсации и высоковольтного выпрямителя осуществляется от двух преобразователей напряжения, работающих на частоте 5 кГц. Стабилизатор напряжения обеспечивает нормальную работу прибора при питании от внешнего источника постоянного тока напряжением от 10,2 до 14,4 В. Внешние габариты прибора 240x143x210 мм; масса 4,5 кг.

Систематическая, градуировка по газовым и водным эталонам, производившаяся в процессе испытаний и опытной эксплуатации нескольких приборов ИНГЕМ-1, показала, что их чувствительность со временем (в условиях нормальной влажности) практически не

изменяется. При повышенной влажности ухудшается стабильность метрических параметров прибора.

ОБРАБОТКА РЕЗУЛЬТАТОВ ГЕЛИЕВОЙ СЪЕМКИ

1. Расчет полной гелиенасыщенности порового пространства подземной среды
2. Выбор универсального выражения интенсивности поля гелия
3. Составление картографического материала
4. Интерпретация данных гелиевой съемки

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ ГЕЛИЕВОЙ СЪЕМКИ

Всесторонние исследования структуры поля гелия выполненные в различных регионах (Северный и Восточный Казахстан, Днепровско-Донецкая впадина, Московская синеклиза и Прибалтика др.) и сравненные с основными геологическими, гидрогеологическими и геофизическими материалами (картами силы тяжести Δg , магнитных аномалий ΔT , тектоническими схемами и картами разломов, неотектоническими построениями, данными высотной и космической съемок) показали, что данные гелиевой съемки не конкурируют ни с одним из этих методов, поскольку они несут информацию иного типа, и направлены на изучение проницаемости земной коры и характера ее геодинамической активности. На рис. 11.6 представлена геологическая карта Северного Казахстана в границах схем и карт гелиевой съемки. В области выходящего на поверхность земли докайнозойского фундамента здесь выделены линии глубинных разломов, образующие комбинацию концентрических и диагональных систем. На

площади развития кайнозойских пород (северная часть) разломы обычными методами геологического картирования не установлены.

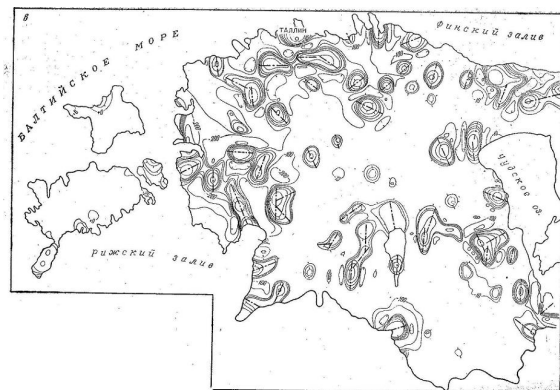


Рис. 116. а — карта интерполяционной поверхности.

Изолинии проведены по значениям 50, 200, 500, 1000, 2000 и 5000 x 10⁻⁵ мл/л; б — карта тренда. Изолинии те же; в — карта остаточной компоненты.

Изолинии проведены по значениям отклонений —1000, —500, —200, —100, —10, 0, 10, 100, 200, 500 и 1000

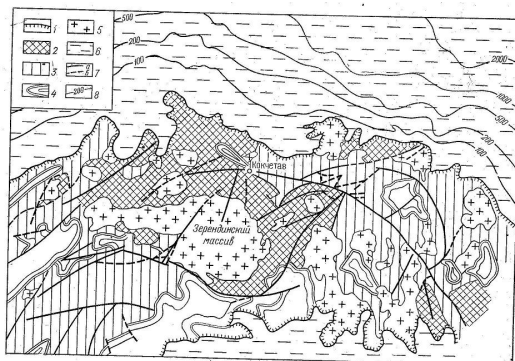


Рис. 11.7. Геологическая карта Северного Казахстана (1974г., упрощенный вариант).

1 — область приповерхностного залегания докайнозойских

пород, в том числе:

2 — доверхнепротерозойского возраста.

3 — доверхнедевонского возраста.

4 — докайнозойского возраста,

5 — гранитоидного состава всех возрастных групп;

6 — область залегания кайнозойских и мощных четвертичных

пород:

7 — главные системы разломов (а — достоверные, б — предполагаемые);

8 — изоглубины залегания фундамента (в метрах).



Рис. 11.8. Карта разрывных нарушений Северного Казахстана в поле гелия, выделенных по комплексу наземного геологического картирования.

1–3 — системы соответственно крупных, средних предполагаемых разломов.

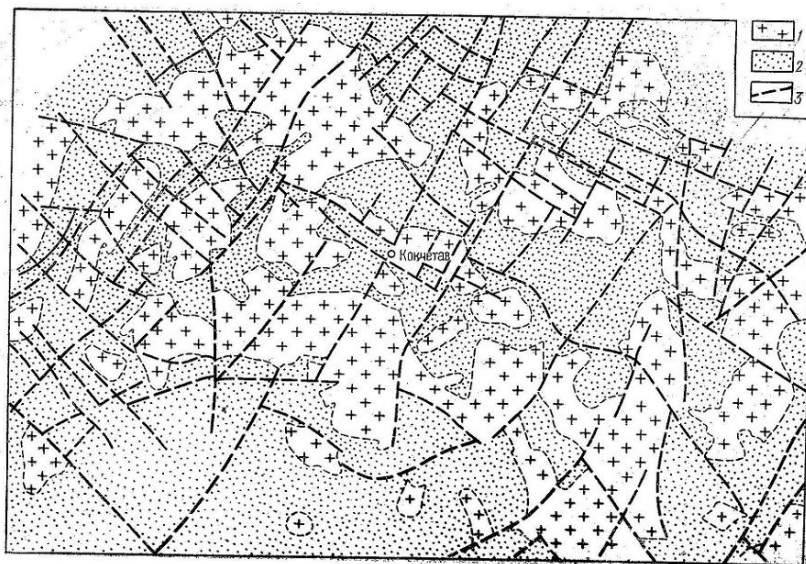


Рис. 11.9. Схема разломов и гранитоидных тел Северного Казахстана для глубины 5—10 км

(по данным О. Д. Иванова, М. И. Мелентьева, 1966г.).

1 — гранитоиды;

2 — метаморфический комплекс;

3 — разломы.

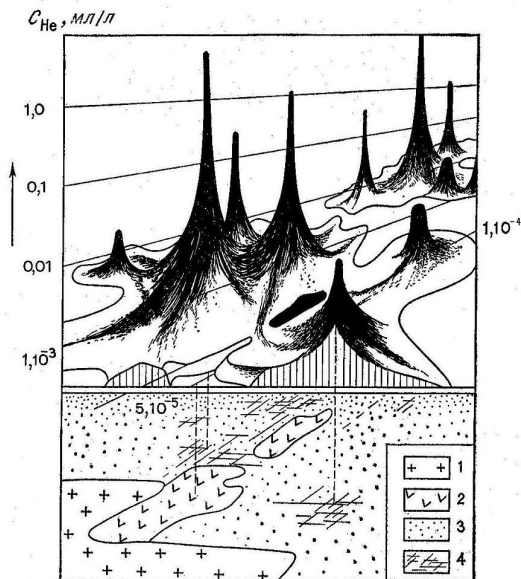


Рис. 11.10. Концентрационная поверхность поля гелия с определяющей ее геологической ситуацией (внизу).

Чрезвычайно высокая информативность гелиевой съемки позволяет выявлять современные мобильные разломы при любой мощности осадочного чехла и наложенном характере физических полей в разных горизонтах, т. е. в тех сложных условиях, когда многие методы структурного картирования не дают результатов. Приведенный материал позволяет рекомендовать апробированную схему интерпретации данных гелиевой съемки, в ходе которой следует анализировать всю имеющуюся информацию о строении исследуемого района, особенно в отношении глубинного тектонического строения, гидрогеологии и газового режима.

ТЕМА 12

НОВЕЙШИЕ ВАРИАНТЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ СЪЕМОК

В производственных условиях используются следующие основные модификации геоэлектрохимических методов:

1. Метод поисков по металлоорганическим формам нахождения элементов в почвах (метод почвенных форм – МПФ).
2. Терромагнитный геохимический метод – ТМГМ. 40
3. Метод диффузионного извлечения металлов – МДИ.
4. Метод ионно-парообразных форм – ИПФ.
5. Метод частичного извлечения металлов – ЧИМ.
6. Ионно-потенциометрический метод.

Метод почвенных форм (МПФ) основан на определении элементов, взаимодействующих с природными фульво- и гуминовыми кислотами почв. Опробуется гумусовый слой почвы. Проба отбирается «конвертом» из 5 рядом расположенных точек, высушивается и просеивается. Затем проба помещается в 0,06 М раствор пирофосфата натрия и выдерживается при комнатной температуре 3–4 часа. Полученную вытяжку, которая содержит фульво- и гуминовые кислоты, анализируют на комплекс элементов-индикаторов методами атомно-абсорбционной спектроскопии (ААС) или масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP MS).

Терромагнитный метод (ТМГМ) основан на том, что содержащиеся в глинистом горизонте почв гидроокислы железа и марганца адсорбируют на себя рудные элементы из водных и газовых потоков, проходящих через месторождения. В валовых пробах доля этих гидроокислов невысока и аномалии рудных элементов не обнаруживаются. Для того, чтобы получить концентрат, отобранную из глинистого горизонта пробу обжигают при температуре 800°C в специальной муфельной печи без доступа кислорода. Гидроокислы железа переходят в магнетит и легко извлекаются магнитом. Полученный концентрат анализируется количественным спектральным или рентгеноспектральными методами.

Метод диффузионного извлечения металлов (МДИ) основан на извлечении элементов, сорбированных почвой. В почву помещается полупроницаемый сосуд с электролитом и выдерживается несколько часов.

В результате диффузии и диализа происходит накопление в электролите ионно-подвижных форм рудных элементов, содержание которых анализируется затем методами ААС и ICP MS.

Метод ионно-парообразных форм (ИПФ) отличается от предыдущего тем, что полупроницаемая оболочка сосуда интенсивно охлаждается, в результате чего на ней происходит конденсация парообразных соединений из почвенного воздуха, что значительно увеличивает скорость их диффузии внутрь сосуда. Размеры пор в стенках сосуда позволяют проникнуть внутрь его только ионным формам элементов, что обеспечивает селективность извлечения в пробу именно таких форм рудных элементов.

Метод частичного извлечения металлов (ЧИМ) основан на селективном извлечении ионных форм металлов под действием электрического тока, пропускаемого между заземленными электродами. В этих условиях основными продуктами электролиза являются H^+ и OH^- , движущиеся к катоду катионы металлов реагируют с OH^- , образуя труднорастворимые гидраты и до катода в итоге не доходят. Чтобы обеспечить накопление металлов на катоде, его помещают в пористый сосуд с азотной кислотой, которая нейтрализует OH^- . Ток пропускают в течение 40–50 часов, затем электрод извлекают и анализируют на содержание рудных элементов. Серийная станция, смонтированная на автомобиле, содержит одновременно несколько работающих элементоприемников.

Ионо-потенциометрический метод основан на измерении концентраций в почве основных ионов (K^+ , Na^+ , NH_4^+ , Cl^-), а также величин Eh и pH среды. Пробы отбираются с глубины 20 см, высушиваются и просеиваются через сито 0,25 мм. Затем смешиваются с дистиллированной водой в соотношении 1:1 и на специальном приборе с ионоселективными электродами производятся замеры содержания ионов, Eh и pH . Установлено, что над сульфидными телами pH снижается (образование серной кислоты при окислении сульфидов), а над кварцевокарбонатными и золото-углеродистыми рудами pH повышается, а Eh уменьшается. K^+ , NH_4^+ , Cl^- образуют над рудными телами положительные ореолы, а Na^+ – отрицательные.

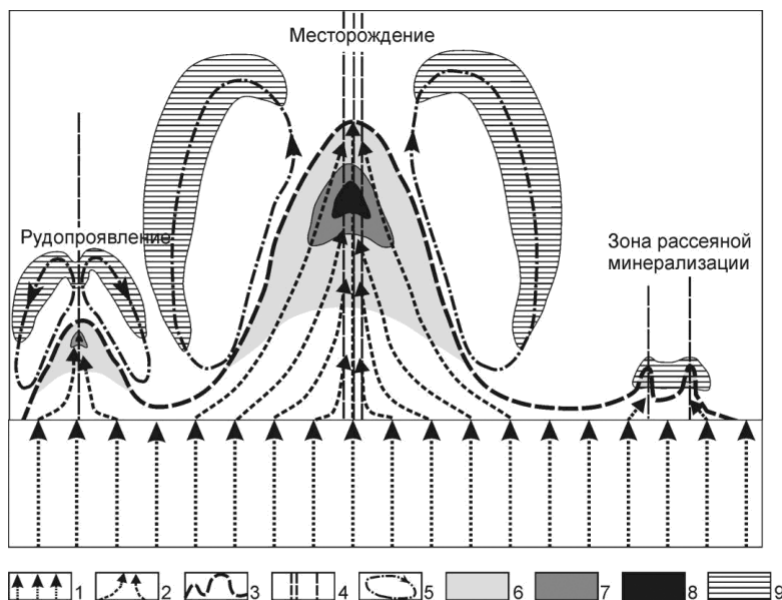


Рис.12.1. Модель формирования структуры аномального геохимического поля рудогенерирующей термофлюидной системы

- 1 – поток надкритических флюидов; 2 – гидротермальные растворы;
 3 – фронт движения ювенильных гидротермальных растворов;
 4 – разрывные нарушения; 5 – конвекция в местных поровых флюидах;
 6–9 – области развития типичных геохимических ассоциаций: 6 – Fe, As, Co, Au;
 7 – Cu, Pb, Zn, Au, Ag; 8 – Au, Te, Bi, Ag; 9 – Fe, Ni, Co, Cr, V

Поскольку эволюция температуры и состава эндогенного флюида обеспечивает скользящий характер границы соприкосновения растворов, размеры области рудоотложения и характер смены состава осаждающихся минералов зависят от режима функционирования гидротермальной системы. Известно, что крупные и уникальные месторождения золота являются полихронными и, часто, полигенными образованиями с многократным перераспределением металла в пределах единых структур.

В контексте излагаемой концепции это означает, что масштабы накопления продуктивной минерализации в значительной степени определяются характером унаследованности флюидоконтролирующих

структур. С этих позиций в строении АСПП можно выделить три предельных случая:

1) Наиболее перспективны концентрические АСПП с четко выраженной центральной (ядерной) зоной накопления рудных элементов, окруженной обширной зоной их пониженных концентраций и далее – зоной внешнего (фронтального) обогащения рудными элементами. Такими полями, возникающими при длительном и стабильном развитии гидротермальной системы, обычно сопровождаются крупные и уникальные месторождения с концентрированным оруденением.

2) Менее благоприятны для обнаружения промышленной минерализации комплексные полиэлементные ореолы без четко выраженной закономерности в размещении моноэлементных аномалий относительно рудоконтролирующих структур. Такие поля формируются при неоднократных изменениях плана деформаций и характера проницаемости структур в процессе рудообразования и обычно сопровождают мелкие месторождения и непромышленные рудоправления.

3) Наименее перспективны аномальные поля, представленные разобщенными моноэлементными ореолами. Такие азональные поля возникают при нестабильном функционировании рудообразующей системы, на фоне неблагоприятной для оруденения тектонической обстановки и сопровождают, как правило, участки с рассеянной (непромышленной) минерализацией.

Первая ситуация характерна для хорошо сформированных ядерных зон АСПП, структуры 2-го и 3-го типов формируются во фронтальных зонах накопления.

Вещественное выражение излагаемой концепции можно проиллюстрировать на примере плутоногенного Центрального золоторудного поля (Кузнецкий Алатау). Оруденение здесь представлено кварцево-золото-сульфидными жилами с березитами, локализованными в пределах крупного гранитоидного плутона лакколитообразной формы.

В масштабах рудного поля отчетливо проявлена латеральная зональность метасоматитов и руд, выражающаяся в снижении температуры рудоотложения (на 80–100°) с севера на юг, по мере удаления от глубинного разлома, со сменой следующих минералогических зон (по характерным минералам): турмалиновая,

шеелитовая, халькопирит-молибденитовая, галенит-сфалеритовая, арсенопиритовая. В этом же направлении увеличивается количество сульфидов в жилах (от 5–8 до 50–80 %), снижается пробность золота (с 930 до 650), кварцево-мусковитовая фация березитов сменяются кварцево-карбонатсерцитовой, тип проводимости в пиритах сменяется с электронного на дырочный, закономерно изменяются типоморфные свойства жильного кварца и калишпата прерудных калиевых метасоматитов. Границы между минералогическими зонами резкие, а вертикальная зональность в их пределах проявлена неотчетливо, поэтому можно говорить о многокорневом характере развития оруденения.

Все кварцево-жильные золоторудные тела с березитами пространственно тяготеют к зонам развития прерудных кварцевокалишпатовых метасоматитов и пропицитов. В то же время, в наиболее пронцаемых частях этих зон жилы представлены пережимами и пронками, а кварцево-сульфидные линзы и рудные столбы локализованы в слабо измененных гранодиоритах. Судя по всему, пронкновение флюидов в достаточно обособленные трещины, оперяющие зоны повышенной пронцаемости, сопровождалось падением их давления и, частично, вскипанием. Остающийся раствор отжимался высоконапорным паром вдоль трещины, что способствовало явлению гидроразрыва и дальнейшему разрастанию жильной структуры. Увеличение объема полости, в свою очередь, благоприятствовало дальнейшему охлаждению, конденсации парообразного флюида и, в итоге, его вовлечению в конвективную систему, общую с вадозовыми водами. Функционированию конвективных ячеек способствовало подпруживание флюидных потоков дайками спессартитов. Кроме того, смешиванию растворов благоприятствовало стягивание их в открытые трещины на фоне снижения общей пронцаемости среды.

Ввиду того, что рудная минерализация гидротермальных месторождений золота представлена преимущественно сульфидами, для понимания механизма формирования АСПП большой интерес представляет анализ закономерностей возникновения и функционирования сероводородного барьера. Как показывают исследования современных геотермальных систем, металлоносные растворы в них (преимущественно, хлоридные) резко обеднены сульфидной серой. То же самое мы обычно видим в составе газовой-

жидких включений в гидротермальных месторождениях. В природных условиях мощные восходящие потоки сульфидной серы характерны для надинтрузивных зон и вулканических аппаратов. При разгрузке их под дном моря, в местах скопления обогащенных тяжелыми металлами рассолов, создаются благоприятные условия для формирования колчеданно-полиметаллических месторождений. Наземная эксгалиационная деятельность вулканов к таким последствиям не приводит, зато накапливаются мощные залежи самородной серы. При образовании магматогенных гидротермальных месторождений сероводород мигрирует по ослабленным зонам в составе высоконапорных нагретых флюидов. Сульфидная минерализация для этих зон не характерна, поскольку высокая температура не способствует образованию гидросульфидных комплексов. При резком раскрытии ограниченных по объему трещин наиболее подвижные кислые газы, включая сероводород, быстро заполняют их, вследствие чего концентрация сульфидной серы здесь многократно возрастает. В результате при дальнейшей конденсации металлоносных флюидов и понижении их температуры хлоридные комплексы металлов замещаются на гидросульфидные комплексы, что является закономерным процессом. После вовлечения трещины в общую с вадозовыми водами конвективную систему концентрация сероводорода в ней начинает уменьшаться вследствие разбавления флюидов. Гидросульфидные комплексы становятся неустойчивыми и начинается выпадение сульфидов в последовательности, которая в целом выдерживается для всех гидротермальных месторождений: пирит – арсенопирит – сульфиды Cu, Zn, Pb – сульфосоли. Утечка сероводорода максимальна по периферии трещины, поэтому отложение кварцево-пиритового агрегата начинается отсюда, а оставшиеся растворы отжимаются к центру полости. Этот же процесс приводит к закрытию трещины и ее изоляции от магистрального потока флюидов. Последними выпадают сульфиды металлов, гидросульфидные комплексы которых наиболее устойчивы. Их отложение, как правило, сопряжено с возникновением трещин, возникающих в ранее сформировавшемся кварцево-сульфидном агрегате в результате его температурной усадки или локальных тектонических подвижек. Эти минералы обычно в наибольшей степени золотоносны, поскольку растворимость золота в

гидротермальных растворах также падает по мере снижения температуры, давления и концентрации сероводорода.

Нередко наблюдаемое резкое обеднение внутренних зон березитов теми элементами, которые концентрируются в сопряженном участке жилы в виде локальных минеральных скоплений, а также формирование в березитах зон пониженных концентраций элементов по периферии рудных столбов мы связываем с возникновением локальных зон разрежения в рудовмещающих трещинах. Растворы устремляются в эти участки из всего окружающего пространства, что приводит к их перемешиванию. Поскольку трещина быстро изолируется от раствороподводящих зон отлагающимися минералами, в перемешивание вовлекаются только оставшиеся в раскрывающемся участке трещины растворы и поровые околотрещинные флюиды. Это приводит к последовательному отложению в жиле все более низкокларковых элементов и сопряженному выносу их из внутренней зоны околотрещинных метасоматитов вследствие проявления эффекта выравнивания химических потенциалов.

Применительно к строению аномальных геохимических полей полученные выводы означают, что от начальных этапов формирования гидротермальных систем к финальным центробежная минерально-геохимическая зональность сменяется концентрической центростремительной. Очень важно при этом, что АСГП разных иерархических уровней являются фигурами подобия. На этом фоне появление в геохимических полях зон пониженных концентраций рудных элементов, сопряженных с их интенсивными положительными аномалиями, является индикатором завершенности процессов минералообразования и формирования концентрированного оруденения. Рис. 12.2 иллюстрирует минерально-геохимическую зональность Центрального рудного поля (Кузнецкий Алатау). На фоне латеральной температурной зональности, вектор которой направлен с юга на север (температура гомогенизации ГЖВ в жильном кварце снижается в этом направлении на 80–100°), отчетливо фиксируется концентрическая сходящаяся зональность, обусловленная накоплением поздних золотоносных минеральных ассоциаций в жилах северной части рудного поля.

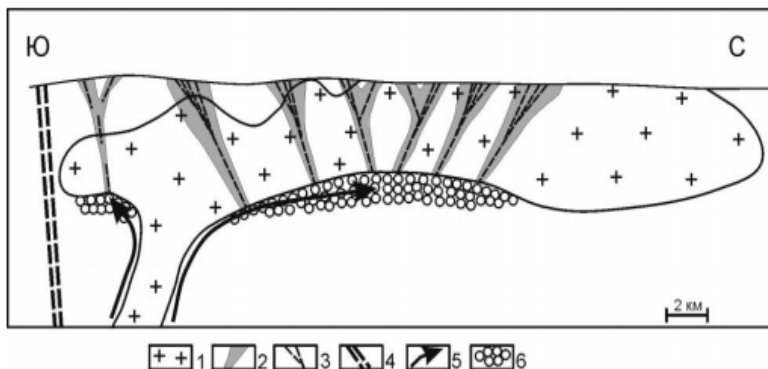


Рис. 12. 2 . Схема формирования латеральной зональности

Центрального рудного поля (Кузнецкий Алатау)

1 – контур Центрального гранитоидного массива; 2 – предрудные кварцево-полевошпатовые магматиты и пропилиты; 3 – кварцево-золото-сульфидные жилы с березитами; 4 – Кузнецко-Алтайский глубинный разлом; 5 – пути движения интрателлурических флюидов на этапе консолидации массива; 6 – область накопления газообразного флюида под покровной остывающего интрузива

Как видно из приведенных данных, область рудоотложения коррелирует той части гидротермальной системы, где в результате тектонических подвижек происходит локальное снижение давления и температуры.

Аналогичная структура минеральной и геохимической зональности проявлена и в более крупном масштабе, на уровне месторождений и отдельных рудных тел. Вертикальная зональность жил, связанная с движением флюидного потока снизу вверх, является прямой, расходящейся и заключается в незначительном увеличении с глубиной температуры декрепитации и гомогенизации газовой-жидких включений в кварце, доли пиритов с электронным типом проводимости, уменьшении интенсивности естественной термолюминесценции жильного кварца, снижении концентрации в березитах Pb, Zn, Cu и увеличении содержаний в них Cr, Ni, Co.

Центростремительная зональность рудных столбов, обусловленная повторными тектоническими подвижками, проявлена значительно контрастнее и заключается в концентрическом изменении состава минерализации и вышеуказанных типоморфных свойств минералов относительно центров максимального оруденения.

Таким образом, для формирования богатого оруденения гидротермального генезиса необходимо наличие долгоживущих дренирующих зон, проницаемость которых поддерживается регулярными тектоническими подвижками. О многократном чередовании открытия и закрытия трещин в период рудоотложения на среднеглубинных месторождениях золота указывают значения показателя «закрытости» системы, рассчитываемого по соотношению давлений воды и газов в газово-жидких включениях жильных минералов. На резкое падение давления в зоне рудоотложения указывает также значительное снижение здесь концентрации углекислоты в газовой-жидких включениях.

Для формирования концентрированного оруденения обязательным условием является возникновение локальных зон разрежения. Только в пределах таких зон возможно быстрое и масштабное смешивание плотных высокотемпературных глубинных флюидов с более холодными и менее плотными местными растворами (а это одна из главных причин рудоотложения).

Геохимические поиски глубокозалегающих рудным месторождений по металлоорганическим формам нахождения элементов (МПФ)

Одним из путей увеличения глубинности поисков является использование геохимических методов, основанных на закономерностях миграции подвижных форм нахождения рудных элементов от рудных источников к поверхности.

При пострудных изменениях в результате электрохимических и химических процессов происходит преобразование рудного вещества, переход рудных элементов из закрепленных – в подвижные формы и миграция их в окружающую среду.

Последующее взаимодействие подвижных компонентов с вмещающей средой приводит к образованию ореолов рассеяния с широким спектром вторичных форм нахождения элементов.

Последние закономерно распределяются относительно оруденения, обуславливая вертикальную и горизонтальную зональность в распределении форм нахождения элементов.

Зональность проявляется в относительном изменении состава форм при удалении от оруденения, в локальном распределении

отдельных форм около руд и преимущественном нахождении соответствующих форм в различных вертикальных зонах.

Закономерности распределения различных групп форм нахождения элементов в каждой зоне могут быть использованы для поисков рудных месторождений.

Для глубинных поисков целесообразно исследовать горизонт почв, в котором элементы преимущественно находятся в металлоорганических, воднорастворимых и сорбированных формах.

Почва – сложное образование, где существенную роль играют органические соединения, являющиеся активными геохимическими аккумуляторами в подвижных формах.

Накопление элементов в почвах происходит в виде гуматов и фульватов металлов, а также других металлоорганических соединений. На рудных участках их больше, чем на безрудных.

Поиски по металлоорганическим формам (МПФ)

Наблюдения ведутся путем отбора проб почв; выделения из них гуматов и фульватов и определение в них интересующих элементов.

Анализ почвенных проб с определением в гуматно-фульватном комплексе химических элементов позволяет обнаружить рудные объекты под покровом рыхлых отложений мощностью более 100 м.

Выделение из почв гуматов и фульватов производится с помощью обработки проб 0,1 м раствором пирогенного фосфата натрия. За счет его селективного действия гуматы и фульваты переходят в раствор и отделяются от остальной пробы.

Часть полученного раствора используется для определения С-углерода, который является мерой оценки органического вещества в составе гуматно-фульватного комплекса, другая часть для оценки (определения) металлов.

Органические соединения, перешедшие в раствор, разрушаются H_2SO_4 и HNO_3 и металлы переводятся в соляно-кислый раствор, где анализируются искомым элементом, например, **Mo**, **Cu**, **Fe**.

Результаты представляются в виде отношения $\text{Me/C} \%$ (металл/углерод).

ЛЕКЦИЯ 13. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Трудами крупнейших ученых, таких как В.И Вернадский, В.М.Гольдмидт, Ф.Кларк, А.Л.Ферсман, Б.Б.Полынов родилась в начале XX века наука «Геохимия», со временем у неё появилась масса ответвлений и направлений, одними из которых стали геохимические методы поисков полезных ископаемых, прежде всего, твердых.

Как было отмечено одной из замечательных работ проф. А.И.Перельмана - честь разработки геохимических методов поисков и их внедрения в практику принадлежала группе молодых инженеров-геофизиков, а позднее крупных ученых, признанных основателей нового метода поисков Н.И.Сафронову, А.П.Соловову, Е.А.Сергееву и др.

Почему же за геохимические методы поисков взялись геофизики? Для того, чтобы геохимическими методами искать руду, необходимо быстро определять малые «рассеянные» количества элементов в горных породах и почвах. Таким методом располагала физика. Это спектральный анализ, который позволяет в одной пробе десятки элементов при их содержании (0.001 – 0.000001) и даже менее. Так, в спектральных лабораториях крупных поисковых экспедиций в год анализировались сотни тысяч проб (в каждой анализировалось от 30 до 55 и более элементов).

В последнее время возможности методов определения низких концентраций элементов значительно пополнились другими физическими (атомно-абсорбционный, рентгеноструктурный анализы) и ядерно-геофизическими методами измерений, которые позволяют определять в т.ч. и докларковые количества не только в лабораториях, но, самое важное, и в полевых условиях (в т.ч. и в горных выработках и буровых скважинах).

В 20-х и 30-х годах быстро развивались геофизические методы поисков и разведки – магнитометрия, сейсмометрия, электрометрия, гравиметрия, основанные на изучении физических полей в природе. Эти идеи были использованы и при разработке теории геохимических поисков, в частности возникло представление о «геохимическом поле» и её аномалиях, позволившие создать простую методику поисков. Она получила название сначала «металлометрической», а затем с легкой руки В.И.Красникова – литохимической. Позднее

наряду с литохимическими съемками по первичным и вторичным ореолам рассеяния возникли гидрогеохимические, биогеохимические, атмохимические (газовые) методы поисков, в совокупности образующие единые геохимические методы поисков полезных ископаемых.

Геохимические методы намного ускоряют и удешевляют поиски полезных ископаемых, а главное, позволяют отыскивать трудно открываемые месторождения, основной фонд которых пока недоступен для хозяйства страны.

Методы могут реализовываться в любых ландшафтных и климатических условиях и показали за долгие годы применения большой геологический и экономический эффект. Особенно когда они комплексированы с различными вариантами, модификациями и направлениями геофизических методов исследования.

Идеи разведочной геофизики легли в основу, как обработки геохимических материалов, так и в их истолкование (с применением приемов качественной и количественной интерпретации).

Геохимические методы поисков в настоящее время являются одним из эффективных средств выявления месторождений полезных ископаемых, прежде всего, труднооткрываемых, скрытых на глубине и не имеющих на поверхности визуальных признаков. Основными направлениями дальнейшего развития геохимических методов поисков являются:

- 1) разработка теоретических основ формирования аномальных геохимических полей рангов рудных районов, узлов и полей. В настоящее время детально исследован механизм образования и разработана методика количественной оценки первичных и вторичных ореолов на уровне рудных тел и месторождений. Для более крупных подразделений эти вопросы находятся в стадии разработки. Актуальность их решения определяется необходимостью выявления новых рудных районов и узлов в процессе средне- и мелкомасштабных исследований;

- 2) дальнейшая разработка теоретических основ и совершенствование методических приемов выявления труднооткрываемых («слепых») месторождений;

- 3) совершенствование аналитической базы. Постановка задачи выявления слабо проявленного скрытого оруденения диктует необходимость широкого внедрения высокоточных и экспрессных

аналитических методик, прежде всего, ICP MS, а также специальных методик селективного анализа;

4) совершенствование методики и качества проведения полевых геохимических работ с целью повышения их эффективности;

5) совершенствование методов интерпретации аномальных геохимических полей в увязке с комплексом геолого-геофизических и космоструктурных данных, результатами топоминералогического картирования, изучения метасоматитов, с учетом ландшафтно-геохимической обстановки проведения работ;

6) Широкое использование и совершенствование компьютерных технологий обработки геохимических данных и построения специализированных карт.

В целом, приоритетной задачей геологии в XXI веке является экспрессная локализация перспективных территорий, с высокой долей вероятности содержащих в своих глубинах крупно объемные месторождения. Решение поставленной задачи возможно только на основе научно обоснованных, методически отработанных, доказавших свою эффективность технологий. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых в полной мере отвечают этим требованиям.

Литература

Основная

1. Алексеенко В.А. Геохимические методы поисков месторождений полезных. –М.: Высшая школа, 1989. – М.: Логос, 2005. – 354 с.
2. Беус А.А., Григорян С.В. Геохимические методы поисков месторождений твердых полезных ископаемых. – М.: Недра, 1975. – 280 с.
3. Ворошилов В.Г. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых: учебное пособие. – Томск: изд. ТПУ, 2011. – 104 с.
4. Квятковский Е.М. Литохимические методы поисков эндогенных рудных месторождений. Л., Недра, 1977.
5. Левинсон А. Введение в поисковую геохимию. -М.: Мир, 1976.
6. Матвеев А.А. Геохимические поиски месторождений полезных ископаемых (краткий курс лекций). –М.:изд. МГУ, 2003,110с.
7. Соловов А.П. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. – М.: Недра, 1985. – 294 с.
8. Толстой М.И. Основы геохимических методов поисков рудных месторождений. –Киев:Вища школа, 1976.
9. Хокс Х.Е., Уэбб Дж.О. Геохимические методы поисков минеральных месторождений.- М.: Мир, 1964.

Дополнительная

1. Аристов В.В. Методика геохимических поисков твердых полезных ископаемых.- М.: Недра, 1984.
2. Бойль Р. Геохимические поиски.- М.: Мир, 1973.
3. Барабанов В.Ф. Геохимия. -Л.: Недра, 1985.
4. Бойцов В.Е. Геология урановых месторождений.- М.: Недра, 1988.
5. Каждан А.Б., Соловьев Н.Н. Поиски и разведка месторождений редких и радиоактивных металлов -М.: Недра , 1982.
6. Ковалевский А.Л. Биогеохимические поиски рудных месторождений.-М.: Недра, 1974.
7. Перельман А.И. Геохимия.- М.: Недра, 1990.
8. Русанов А.К. Основы количественного спектрального анализа руд и минералов.- М.:Недра, 1978.
9. Якубович А.Л. и др. Ядерно-геофизические методы анализа минерального сырья.-М.: Атомиздат, 1986.
10. Яницкий И.Н. Гелиевая съемка. - М.: Недра, 1979.

Литература для лабораторных и практических занятий

1. Соловов А.П., Матвеев А.А., Ряховский В.М. Геохимические методы поисков рудных месторождений. Сборник задач. -М.: изд. МГУ, 1978.

Справочная литература и инструкции

1. Разведочная ядерная геофизика. Справочник геофизика. Под ред. О. Л. Кузнецова, А.Л. Поляченко.- М.: Недра, 1986.

2. Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых. Под ред. А.П.Соловова.- М.: Недра, 1990. .

3. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. -М.: Недра, 1983.

Научно-популярная

1. Бондарев Л.Г. Микроэлементы: благо и зло. -М.: Мысль, 1989.

2. Бондарев Л.Г. Ландшафты, металлы и человек.- М.: Мысль, 1976.

3. Глазовская М.А., Парфенова Е.И., Перельман А.И. Борис Борисович Полюнов. - М.:Наука, 1977.

4. Лукашев К.И. Кладовая планеты. -М.: Знание, 1974.

5. Маркелова Л.П. Ключи к планетам.- М.: Знание, 1976.

6. Перельман А.И. Геохимия биосферы. -М.:Наука, 1973.

7. Перельман А.И. Биокосные системы земли.-М.:Наука, 1977.

8. Сауков А.А. Радиоактивные элементы земли -М.: Госатомиздат, 1961.

9. Соколов В.А. Газы Земли. - М.: Наука, 1966.

10. Ферсман А.Е. Занимательная геохимия. -Л.: изд.Детской литературы, 1954.

Ключевые слова

Атмогеохимические методы, биогеохимический метод поисков, геоботанический метод, гелиевая съемка, геохимия, геохимические съемки, геохимическое поле, гидрогеохимия, кларк элементов, кларк концентрации, литохимические методы, металлометрия, миграция химических элементов, опробование, ореолы рассеяния, продуктивность ореолов, шлиховая съемка

СПИСОК ОСНОВНЫХ ТЕРМИНОВ

Автометаморфизм – метаморфизм магматических пород, протекающий в процессе их образования под воздействием высокой температуры, летучих веществ и растворов.

Автохтон (*гр. авто – сам и хтон – земля*) – основание тектонического покрова, залегающее под надвинутыми на него горных пород.

Абсорбция – поглощение всей массой коллоида.

Адсорбция – поглощение коллоидом из раствора веществ, которые уменьшают поверхностную энергию данного коллоида.

Аллохтон – (*гр. греч. аллос – другой и хтон – земля, почва*). – часть тектонического покрова, надвинутая на горные породы автохтона.

Анализ химический – определение содержания элементов в минерале или горной породе с помощью различных химических методов.

Ареал (*лат. area – площадь*) – область распространения на суше или в водной среде определенного вида (рода, семейства и т.д.) животных или растений.

Водородный показатель, pH (лат. *pondus Hydrogenii* - сила водорода — мера активности (в очень разбавленных растворах она эквивалентна концентрации) ионов водорода в растворе, и количественно выражающая его кислотность, вычисляется как отрицательный (взятый с обратным знаком) десятичный логарифм активности водородных ионов, выраженной в молях на один литр:

$$pH = -\lg [H^+]$$

Вторичные ореолы рассеяния - участки рыхлых образований, непосредственно тяготеющие к выходам месторождений и характеризующиеся повышенным содержанием главных или парагенетически связанных с ними химических элементов из состава месторождения и его первичного ореола. (*гр. авто – сам и хтон – земля*).

Гипергенез (*гр. гипер – сверху и генезис – происхождение*) поверхностные процессы, протекающие в атмосфере, гидросфере и верхней части литосферы, приводящие к разрушению и измельчению минералов и горных пород, образовавшихся в иных термодинамических условиях.

Гипогенные минералы, руды - их формирование связано с эндогенными процессами, происходящими в глубоких частях земной коры.

Гранитоиды – все разновидности гранитов, включая переходные разновидности к кварцевым диоритам.

Гумидный климат – (от лат. измидас – влажный) – избыточно влажный климат, при котором количество выпадающих осадков во много раз превышает испарение.

ГС – геохимический спектр - это характеристика вещественного состава ореола, выраженная в коэффициентах концентрации относительно кларка ($KK = C_{\text{средн./кларк}}$), упорядоченных по их убыванию, например: $Au100Ag50Cu30Pb10Ba3Ni2$.

Жесткость воды – одна из геохимических характеристик воды, выражающаяся содержанием в ней ионов Са и Mg.

Изоморфизм (греч. морфэ – форма) - способность химических элементов (атомов и ионов) замещать друг друга в кристаллических решетках, не нарушая их структуры. Существует несколько видов И.: изовалентный, гетеровалентный и др.

Кларк элемента в литосфере, гидросфере или атмосфере - это среднее его содержание для каждой из этих геосфер.

Контактный ореол (*франц. ореол – нимб, сияние вокруг чего-то*) – измененные вмещающие породы на контакте с магматическим телом.

Кора выветривания - образования в верхней части земной коры, переработанные в условиях влажного жаркого климата процессами выветривания, *главн. образ.* химического.

Коренные породы - все горные породы в их естественном залегании, кроме рыхлых четвертичных (элювия, делювия, пролювия, коллювия, аллювия и др.)

Ликвация (лат. *ликвацио* – *разжижение*) - разделение расплава (магмы) при остывании на две несмешивающиеся жидкости.

Литосфера (греч. *литос* – *камень* и *сфера* – *шар*) – наружная, твердая оболочка Земли, включающая в себя земную кору и часть верхней мантии.

Метасоматоз (греч. *мета* – *после* и *соматоз* – *тело, как форма вещества*) – метаморфизм с изменением химического состава исходных горных пород.

Ореолы рассеяния - зоны повышенных концентраций тех или иных элементов в горных породах, растениях или подземных водах вблизи месторождений, с которыми они генетически связаны.

Область аридная (лат. *аридус* – *сухой*) - территория с сухим (аридным) климатом.

Обработка проб – система приемов, приводящая к доведению массы проб до минимальной, необходимой для выполнения тех или иных исследований: хим. анализа, физ. испытаний и пр.

Опробование - отбор проб полезных ископаемых в горных выработках, скважинах или естественных обнажениях для последующих анализов и различных испытаний.

Парагенезис минералов - совместное нахождение минералов, обусловленное одновременным или последовательным их образованием при каком-либо геологическом процессе в сходных физико-химических условиях. Например, для гидротермального процесса: сфалерит, галенит, халькопирит, блеклая руда и пр.

Потоки рассеяния – области повышенных содержаний искомого элемента, развивающегося на путях поверхностного или подземного водного, газообразного или твердого стока с суши, прилегающую к ореолу МПИ и характеризующую дальнейшим убыванием аномальных значений поля рассеяния.

Поле рассеяния – верхние горизонты современной суши, в которых протекают процессы выветривания и денудации, ведущие к разрушению и ликвидации ранее образовавшихся местных концентраций химических элементов.

Поисковые критерии – это факторы, позволяющие судить по прошедшим в данном районе геологическим и геохимическим

процессам о возможности концентрации элементов и о нахождении в районе МПИ определенного типа.

Поисковые признаки – целый ряд факторов, указывающих на присутствие месторождения.

Редкоземельные элементы (металлы) (РЗЭ, TR) - 15 элементов, занимающие 57 клетку табл. Д.И.Менделеева. Их атомные номера от 57 до 71. Все **TR** очень сходны по физическим свойствам, в природе встречаются друг с другом.

Сорбция - явления (процессы) поглощения коллоидом тех или иных веществ.

Типоморфные минералы - типичные и устойчивые для конкретных условий формирования горных пород.

Шлих - концентрат (остаток) тяжелых минералов, полученный в результате промывки рыхлых отложений в лотке или промывочном ковше. Он обычно обогащен магнетитом, гранатом, топазом и другими минералами высокой прочности.

Элемент-индикатор (элементы спутники) – это элемент, образующий наиболее обширный или далеко расположенный ореол, он не входит (как правило) в состав главных рудных минералов, однако в геохимическом отношении именно он связан с месторождением наиболее тесно.

Эндемические геохимические ореолы представляют собой окаймляющие рудные тела и месторождения зоны распространения химических элементов, привнесенных рудными растворами в процессе рудообразования.

СПИСОК встречающихся сокращений

АГСМ - аэрогамма-спектрометрия

АГП – аномальное геохимическое поле

АГСП – аномальная структура геохимического поля – топологически замкнутая конструкция, отражающая зональное строение аномального

геохимического поля определенного иерархического уровня,

АГХМП - атмогеохимический метод поисков

БГХМП - биогеохимический метод поисков

ГЖВ -газово-жидких включениях (ГЖВ) минералов,

ГГМ - гамма-гамма-метод

ГГМ_с-С - гамма-гамма метод селективный (спектрометрический вариант)

ГК - гамма-каротаж

ГМП - геохимические методы поисков

ГО - гамма- опробование

ГС – геохимический спектр

ГЭА - гамма-экспресс- анализ

ЛГХПО - литохимический метод поисков по первичным ореолам

ЛГХПВОР - литохимический метод поисков по вторичным ореолам рассеяния

ГГХМП - гидрогеохимический метод поисков

К_в – коэффициент видообразования

К_з - коэффициент зональности

К_к - кларк концентрации

КМ - контрольный маршрут

МРМ - малая рудная модель

М_р - линейная продуктивность полезного ископаемого в м % (*количество металла в сечении рудной зоны*)

НАМ - нейтроноактивационный метод

ОРХЭ – ореолы рассеяния химических элементов

ПКК - предельные кларки концентраций

ПРН - природные радионуклиды

Р_р - площадная продуктивность ореола рассеяния (в м²*%)

(Р_з, Р₂, Р₁) - прогнозные ресурсы основных рудных элементов.

РРМО - рентгенорадиометрический метод опробования

САН - съемка способом активного налета

С_а^{min} - нижнее (минимальное) содержание элемента в аномалии

С_ф - фоновое содержание элемента

ЭСА - эмиссионно-спектральный анализ

ЯГР - метод ядерного гамма-резонанса (Мёссбауерский метод)

Таблицы приложений

Т а б л и ц а 1. Геохимические группы элементов по В. И. Вернадскому (1934)

Группа	Состав группы	Число элементов	Процент от общего числа элементов (92)	Абсолютная масса элементов в земной коре, т	Процент от общей массы земной коры
I. Благородные газы	He, Ne, Ar, Kr, Xe	5	5,44	10^{14}	$5 \cdot 10^{-4}$
II. Благородные металлы	Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt, Au	7	7,61	10^{12}	$5 \cdot 10^{-6}$
III. Циклические элементы	H, (Be), B, C, N, O, F, Na, Mg, Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Ti, V, (Cr), Mn, Fe, Co, (Ni), Cu, Zn, (Ge)?, As, Se, Sr, (Zr)?, Mo, Ag, Cd, (Sn), (Sb), (Te), Ba, (Hf), (W), (Re), (Hg), (Tl), (Rb), (Bi), , ,	44	47,82	$2 \cdot 10^{19}$	99,8
IV. Рассеянные элементы	Li, Sc, Ga, Br, Rb, Y, (Nb), In, I, Cs, Ta	11	11,95	10^{16}	$5 \cdot 10^{-2}$
V. Сильно радиоактивные элементы	Po, Rn, Ra, Ac, Th, Pa, U	7	7,61	10^{15}	$5 \cdot 10^{-3}$
VI. Элементы редких земель	La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu	15	16,30	10^{16}	$5 \cdot 10^{-2}$

Т а б л и ц а 3. Способность к минералообразованию у элементов с близкими кларками

Элемент	Кларк в земной коре, K	Число минералов по А. С. Поваренных, n		Способность к минералообразованию $M=n/K$	
		в земной коре	в гипогенных условиях	в земной коре	в гипогенных условиях
Cr	$8,3 \cdot 10^{-3}$	17	6	$2 \cdot 10^3$	$7 \cdot 10^2$
Zn	$8,3 \cdot 10^{-3}$	66	29	$8 \cdot 10^3$	$3,5 \cdot 10^2$
V	$9 \cdot 10^{-3}$	61	10	$6,8 \cdot 10^3$	$1,1 \cdot 10^3$
Ni	$5,8 \cdot 10^{-3}$	53	40	$9,1 \cdot 10^3$	$7 \cdot 10^3$
Mo	$1,1 \cdot 10^{-4}$	15	4	$1,36 \cdot 10^5$	$3,6 \cdot 10^4$
U	$2,5 \cdot 10^{-4}$	104	8	$4,1 \cdot 10^5$	$3,2 \cdot 10^4$
Tl	$1 \cdot 10^{-4}$	7	6	$7 \cdot 10^4$	$6 \cdot 10^4$
Hf	$1 \cdot 10^{-4}$	—	—	0	0
Sn	$2,5 \cdot 10^{-4}$	24	23	$9,6 \cdot 10^4$	$9,2 \cdot 10^4$
Ge	$1,4 \cdot 10^{-4}$	9	5	$6,4 \cdot 10^4$	$3,5 \cdot 10^4$

СРЕДНИЙ ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЛИТОСФЕРЫ И ЕЕ ОБОЛОЧЕК, ВЕС. %

Оксиды	Литосфера — вся, без оса- дочной обо- лочки	Литосфера континентальная, без осадочной оболочки	Базальтовая оболочка	Гранитная оболочка	Осадочная обо- лочка континен- тов (включая эф- фузивы)*
SiO ₂	57,4	69,6	53,3	66,1	49,82
Al ₂ O ₃	15,4	15,3	15,4	15,2	12,97
Fe ₂ O ₃	2,4	2,5	2,8	2,0	2,97
FeO	5,5	5,0	6,1	2,7	2,81
MgO	5,0	4,0	5,0	2,0	3,09
MnO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,11
CaO	7,1	6,0	7,2	3,5	11,64
Na ₂ O	3,1	3,2	3,2	3,12	1,57
K ₂ O	1,9	2,3	1,8	3,24	2,03
TiO ₂	1,1	1,0	1,2	0,60	0,65
P ₂ O ₅	0,2	0,2	0,2	0,28	0,17
H ₂ O +	0,7	0,65	0,6	0,76	2,91
CO ₂ }					8,73
SO ₃ }	0,1	0,15	0,1	0,4	0,33
Cl }					0,13

Состав (масс. доля в %) осадочной оболочки континентов и океанов, гранитно-метаморфической, гранулит-базитовой оболочек континентов и базальтовой оболочки океанов.

По данным А. Б. Ронова, А. А. Ярошевского и А. А. Мигдисова (1989)

Компонент	Осадочная оболочка		Континентальная кора		Базальтовая оболочка океа- нической коры
	континенталь- ной коры	океанической коры	гранитно-ме- таморфическая оболочка	гранулит- базитовая оболочка	
SiO ₂	51,82	34,62	63,08	49,56	50,01
TiO ₂	0,66	0,48	0,54	1,88	1,40
Al ₂ O ₃	12,90	8,45	15,38	17,64	15,02
Fe ₂ O ₃	2,50	4,46	2,24	—	2,47
FeO	2,92	0,94	3,60	11,28	7,48
MnO	0,11	0,83	0,10	0,18	0,18
MgO	5,31	2,36	2,96	6,41	7,70
CaO	9,94	22,50	3,79	8,74	11,69
Na ₂ O	1,95	2,43	2,71	3,32	2,42
K ₂ O	2,22	1,29	2,89	0,63	0,19
P ₂ O ₅	0,16	0,15	0,16	0,36	0,14
C _{орг}	0,48	0,65	0,05	—	—
CO ₂	7,21	15,81	0,81	—	—
SO ₃	0,22	—	0,10	—	—
S _{нир.}	0,22	0,03	0,06	—	—
Cl	0,54	—	0,02	—	—
F	0,05	0,05	0,05	—	—
H ₂ O	3,04	4,95	1,46	—	—

ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ ХИМИИ

Все химические вещества состоят из *частиц*, классификация которых в химии (и физике!) достаточно сложна; химические превращения связывают, прежде всего, с такими частицами, как *атом, молекула, ядро, электрон, протон, нейтрон, атомные и молекулярные ионы, радикалы*.

Атом. Принято считать, что *атом* — это наименьшая химическая частица вещества, хотя, как мы знаем, каждый атом состоит из так называемых «элементарных частиц». Атом состоит из определенного числа протонов p , нейтронов n и электронов e . Атом — наименьшая частица химического элемента, входящая в состав молекул простых и сложных веществ. Химические свойства элемента определяются строением его атома.

Атом — электронейтральная система взаимодействующих элементарных частиц, состоящая из ядра (образованного протонами и нейтронами) и электронов.

Хотя атомы образуются при взаимодействии всего лишь трех типов элементарных частиц, при их сочетании возникает большой набор разнообразных устойчивых или неустойчивых (*радиоактивных!*) систем.

При этом выяснилось, что всю совокупность образовавшихся таким образом атомов легко классифицировать всего лишь по одному параметру — *заряду ядра Z* .

Электрон. Первые указания о сложном строении атома были получены при изучении процессов прохождения электрического тока через жидкости и газы. Опыты выдающегося английского ученого М. Фарадея в 30-х гг. XIX в. навели на мысль о том, что *электричество существует в виде отдельных единичных зарядов*.

Величины этих единичных зарядов электричества были определены в более поздних экспериментах по пропусканию электрического тока через газы (опыты с так называемыми катодными лучами). Было установлено, что катодные лучи — это поток *отрицательно заряженных частиц, которые получили название электронов*.

Двойственная природа электрона. В основе современной теории строения атома лежат следующие основные положения:

1. *Электрон имеет двойственную (корпускулярно волновую) природу*. Он может вести себя и как частица, и как волна: подобно

частице, электрон обладает определенной массой и зарядом; в то же время движущийся поток электронов проявляет волновые свойства, например характеризуется способностью к дифракции. Длина волны электрона λ , и его скорость v связаны соотношением де Бройля:

$$\lambda = h / mv, \text{ где } m — \text{масса электрона.}$$

2. Для электрона невозможно одновременно точно измерить координату и скорость. Чем точнее мы измеряем скорость, тем больше неопределенность в координате, и наоборот. Математическим выражением принципа неопределенности служит соотношение

$$\Delta x \cdot m \cdot \Delta v > h / 2,$$

где Δx — неопределенность положения координаты, m — масса электрона, Δv — погрешность измерения скорости.

3. Электрон в атоме не движется по определенным траекториям, а может находиться в любой части околоядерного пространства, однако вероятность его нахождения в разных частях этого пространства неодинакова.

Атомные орбитали. Пространство вокруг ядра, в котором вероятность нахождения электрона достаточно велика, называют **орбиталью**.

Орбиталь — совокупность положений электрона в атоме, т. е. область пространства, в которой наиболее вероятно нахождение электрона.

Квантовые числа. **Главное квантовое число n** определяет общую энергию электрона на данной орбитали. Оно может принимать любые целые значения, начиная с единицы ($n = 1, 2, 3, \dots$). **Под главным квантовым числом, равным n , подразумевают, что электрону сообщена энергия, достаточная для его полного отделения от ядра (ионизация атома).**

В пределах определенных уровней энергии электроны могут отличаться своими энергетическими **подуровнями**. Существование различий в энергетическом состоянии электронов, принадлежащих к различным подуровням данного энергетического уровня, отражается **побочным** (иногда его называют **орбитальным**) **квантовым числом l** . Это квантовое число может принимать целочисленные значения от 0 до $n - 1$ ($l = 0, 1, \dots, n - 1$). Обычно численные значения l принято обозначать следующими буквенными символами:

Значение l : 0 1 2 3 4

Буквенное обозначение: s p d f g

В этом случае говорят о s-, p-, d-, f-, g-состояниях электронов, или о s-, p-, d-, f-, g-орбиталях.

Побочное (орбитальное) квантовое число l характеризует различное энергетическое состояние электронов на данном уровне, определяет форму электронного облака, а также орбитальный момент p — момент импульса электрона при его вращении вокруг ядра (отсюда и второе название этого квантового числа — орбитальное)

$$p = \hbar \sqrt{l(l+1)}.$$

Таким образом, электрон, обладая свойствами частицы и волны, с наибольшей вероятностью движется вокруг ядра, образуя электронное облако, форма которого в s-, p-, d-, f-, g-состояниях различна.

Форма электронного облака зависит от значения побочного квантового числа l . Так, если $l = 0$ (s-орбиталь), то электронное облако имеет сферическую форму (шаровидную симметрию) и не обладает направленностью в пространстве. При $l = 1$ (p-орбиталь) электронное облако имеет форму гантели, т. е. форму тела вращения, полученного из “восьмерки”. Формы электронных облаков d-, f- и g-электронов намного сложнее.

Движение электрического заряда (электрона) по замкнутой орбите вызывает появление магнитного поля. Состояние электрона, обусловленное орбитальным магнитным моментом электрона (в результате его движения по орбите), характеризуется третьим квантовым числом — **магнитным m_l** . **Это квантовое число характеризует ориентацию орбитали в пространстве**, выражая проекцию орбитального момента импульса на направление магнитного поля.

Соответственно ориентации орбитали относительно направления вектора напряженности внешнего магнитного поля магнитное квантовое число m_l может принимать значения любых целых чисел, как положительных, так и отрицательных, от $-l$ до $+l$, включая 0, т.е. всего $(2l + 1)$ значений. Например, при $l = 0$ $m_l = 0$; при $l = 1$ $m_l = -1, 0, +1$; при $l = 3$, например, магнитное квантовое число может иметь семь $(2l + 1 = 7)$ значений: $-3, -2, -1, 0, +1, +2, +3$.

Таким образом, m_l характеризует величину проекции вектора орбитального момента количества движения на выделенное направление. Например, р-орбиталь (“гантель”) в магнитном поле может ориентироваться в пространстве в трех различных положениях, так как в случае $l = 1$ магнитное квантовое число может иметь три значения: $-1, 0, +1$. Поэтому электронные облака вытянуты по координатным осям x, y и z , причем ось каждого из них перпендикулярна двум другим.

Для полного объяснения всех свойств атома была выдвинута гипотеза о наличии у электрона так называемого *спина*. ***Спин — это чисто квантовое свойство электрона, не имеющее классических аналогов. Спин — это собственный момент импульса электрона, не связанный с движением в пространстве.*** Для всех электронов абсолютное значение спина всегда равно $s = 1/2$. Проекция спина на ось z (магнитное спиновое число m_s) может иметь лишь два значения: $m_s = +1/2$ или $m_s = -1/2$.

Поскольку спин электрона s является величиной постоянной, его обычно не включают в набор квантовых чисел, характеризующих движение электрода в атоме, и говорят о ***четырёх квантовых числах***.

Так как при химических реакциях ядра реагирующих атомов остаются без изменения (за исключением радиоактивных превращений), то физические и химические свойства атомов зависят, прежде всего, от строения электронных оболочек атомов.

Принцип Паули. В атоме не может быть двух электронов, у которых все четыре квантовых числа были бы одинаковы.

Хотя бы одно из квантовых чисел n, l, m_l и m_s должно обязательно отличаться. Так, электроны с одинаковыми квантовыми числами n, l и m_l должны обязательно различаться проекцией спина. Поэтому в атоме могут быть лишь два электрона с одинаковыми n, l, m_l : один $m_s = +1/2$, другой $m_s = -1/2$.

Напротив, если проекции спина двух электронов одинаковы, должно отличаться одно из квантовых чисел n, l или m_l .

Зная принцип Паули, рассмотрим, сколько электронов в атоме может находиться на определенной “орбите” с главным квантовым числом n . Первой “орбите” соответствует $n = 1$. Тогда $l = 0, m_l = 0$ и m_s может иметь произвольные значения: $+1/2$, или $-1/2$. Т. е. при $n = 1$, таких электронов может быть только два.

В общем случае при любом заданном значении n электроны прежде всего отличаются побочным квантовым числом l принимающим значения от 0 до $n - 1$. При заданных n и l может быть $(2l + 1)$ электронов с разными значениями магнитного квантового числа m_l . Это число должно быть удвоено, так как заданным значениям n , l , и m_l соответствуют два разных значения проекции спина m_s .

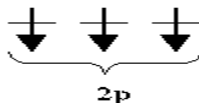
Следовательно, максимальное число электронов с одинаковым квантовым числом n выражается суммой

$$N = \sum_{l=0}^{n-1} 2(2l + 1) = 2(1 + 3 + 5 + \dots) = 2n^2.$$

Отсюда ясно, почему на первом энергетическом уровне может быть не больше 2 электронов, на втором — 8, на третьем — 18 и т. д.

Правило Гунда. *При данном значении l (т. е. в пределах определенного подуровня) электроны располагаются таким образом, чтобы суммарный спин был максимальным.*

Если, например, в трех p -ячейках атома азота необходимо распределить три электрона, то они будут располагаться каждый в отдельной ячейке, т. е. размещаться на трех разных p -орбиталях:



Рассмотрим электронную конфигурацию атома четвертого периода $_{19}\text{K}$. Первые 18 электронов заполняют следующие орбитали: $1s^2 2s^2 2p^6 3s^2 3p^6$. Казалось бы, что девятнадцатый электрон атома калия $_{19}\text{K}$ должен попасть на подуровень $3d$, которому соответствуют $n = 3$ и $l = 2$. Однако на самом деле валентный электрон атома калия располагается на орбитали $4s$. Дальнейшее заполнение оболочек после 18-го элемента происходит не в такой последовательности, как в двух первых периодах. Электроны в атомах располагаются в соответствии с принципом Паули и правилом Гунда, но так, чтобы их энергия была наименьшей.

Принцип наименьшей энергии. *В атоме каждый электрон располагается так, чтобы его энергия была минимальной (что отвечает наибольшей его связи с ядром).*

Энергия электрона в основном определяется главным квантовым числом n и побочным квантовым числом l , поэтому сначала

заполняются те подуровни, для которых сумма значений квантовых чисел n и l является наименьшей. Например, энергия электрона на подуровне $4s$ меньше, чем на подуровне $3d$, так как в первом случае $n + l = 4 + 0 = 4$, а во втором $n + l = 3 + 2 = 5$; на подуровне $5s$ ($n + l = 5 + 0 = 5$) энергия меньше, чем на $4d$ ($n + l = 4 + 2 = 6$); на $5p$ ($n + l = 5 + 1 = 6$) энергия меньше, чем на $4f$ ($n + l = 4 + 3 = 7$) и т. д.

В. М. Клечковский сформулировал общее положение, гласящее, что *электрон занимает в основном состоянии уровень не с минимально возможным значением n , а с наименьшим значением суммы $n + l$.*

В том случае, когда для двух подуровней суммы значений n и l равны, сначала идет заполнение подуровня с меньшим значением n . Например, на подуровнях $3d$, $4p$, $5s$ сумма значений n и l равна 5. В этом случае происходит сначала заполнение подуровней с меньшими значениями n , т. е. $3d$ - $4p$ - $5s$ и т. д.

Принцип наименьшей энергии справедлив только для основных состояний атомов. В возбужденных состояниях электроны могут находиться на любых орбиталях атомов, если при этом не нарушается принцип Паули.

Химический элемент. Определенный вид атомов, характеризующийся одинаковым зарядом ядра, называется *химическим элементом*.

Каждый элемент имеет свое *название* и свой *символ*, например элементы гелий He, медь Cu, фосфор P и т. д. (см. периодическую таблицу).

Молекула. Следующей, более сложной после атома частицей может рассматриваться *молекула*.

Молекула — это электронейтральная наименьшая совокупность атомов, образующих определенную структуру посредством химических связей. Молекула — это наименьшая частица данного вещества, обладающая его химическими свойствами. Химические свойства молекулы определяются ее составом и химическим строением.

Химическая формула. Наименование и символы элементов — химическая азбука, позволяющая описать состав любого вещества *химической формулой*.

Вещество. Молекулы могут содержать атомы только одного элемента, например молекула кислорода содержит два атома

кислорода и описывается формулой O_2 , молекула озона состоит из трех атомов кислорода — O_3 , молекула белого фосфора — из четырех атомов фосфора P_4 , молекула брома — из двух атомов Br_2 и т. д.; такие вещества называют **простыми веществами**.

Вещества, молекулы которых состоят из атомов разных элементов, называют **сложными веществами** или *химическими соединениями*, например оксид водорода (вода) H_2O , азотная кислота HNO_3 , глюкоза $C_6H_{12}O_6$ и т. д.

Согласно современным представлениям из молекул состоят вещества в газообразном и парообразном состоянии. В твердом состоянии из молекул состоят лишь вещества, кристаллическая решетка которых имеет *молекулярную структуру*. Например, органические вещества, неметаллы (за небольшим исключением), оксид углерода (IV), вода. Большинство же твердых неорганических веществ не имеет молекулярной структуры: их решетка состоит не из молекул, а из других частиц (ионов, атомов); они существуют в виде макротел (кристалл хлорида натрия, друза кварца, кусок меди и др.). Не имеют молекулярной структуры соли, оксиды металлов, алмаз, кремний, металлы.

Химическая связь между молекулами у вещества с молекулярной структурой менее прочная, чем между атомами, поэтому их температуры плавления и кипения сравнительно низкие. У веществ с немолекулярной структурой химическая связь между частицами весьма прочная, поэтому их температуры плавления и кипения высокие. Современная химия изучает свойства микрочастиц (атомов, молекул, ионов и др.) и макротел.

Относительная атомная масса. *Относительной атомной массой элемента* называют отношение абсолютной массы атома к $1/12$ части абсолютной массы атома изотопа углерода ^{12}C . Обозначают относительную атомную массу элемента символом A_r , где r - начальная буква английского слова *relative* (относительный).

Относительная молекулярная масса. *Относительной молекулярной массой* M_r называют отношение абсолютной массы молекулы к $1/12$ массы атома изотопа углерода ^{12}C . Обратите внимание на то, что относительные массы по определению являются *безразмерными* величинами.

Таким образом, мерой относительных атомных и молекулярных масс избрана 1/12 часть массы атома изотопа углерода ^{12}C , которая называется **атомной единицей массы (а.е.м.)**:

$$1\text{ а.е.м.} = \frac{1}{12} m_A(\text{C}) = 1,66 \cdot 10^{-24} \text{ г} = 1,66 \cdot 10^{-27} \text{ кг}.$$

Абсолютные и относительные массы связаны простыми соотношениями:

$$m_A = A_r \cdot 1\text{ а.е.м.}$$

$$m_M = M_r \cdot 1\text{ а.е.м.}$$

Моль. В химии чрезвычайное значение имеет особая величина — **количество вещества**.

Количество вещества определяется числом структурных единиц (атомов, молекул, ионов или других частиц) этого вещества, оно обозначается обычно ν и выражается в молях (моль).

Моль — это единица количества вещества, содержащая столько же структурных единиц данного вещества, сколько атомов содержится в 12 г углерода, состоящего только из изотопа ^{12}C .

Число Авогадро. Определение моля базируется на числе структурных единиц, содержащихся в 12 г углерода. Установлено, что данная масса углерода содержит $6,02 \times 10^{23}$ атомов углерода. Следовательно, *любое вещество количеством 1 моль содержит $6,02 \times 10^{23}$ структурных единиц (атомов, молекул, ионов)*.

Число частиц $6,02 \times 10^{23}$ называется **числом Авогадро** или **постоянной Авогадро** и обозначается N_A :

$$N_A = 6,02 \times 10^{23} \text{ моль}^{-1}.$$

Молярная масса. Для удобства расчетов, проводимых на основании химических реакций и учитывающих количества исходных реагентов и продуктов взаимодействия в молях, вводится понятие **молярной массы вещества**.

Молярная масса M вещества представляет собой отношение его массы к количеству вещества:

$$M = m / \nu,$$

где m — масса в граммах, ν — количество вещества в молях, M — молярная масса в г/моль — постоянная величина для каждого данного вещества.

Значение молярной массы численно совпадает с относительной молекулярной массой вещества или относительной атомной массой элемента.

Классификация химических веществ. Индивидуальные вещества, смеси, растворы. Все вещества подразделяются на смеси и чистые вещества. *Смеси* состоят из нескольких веществ, каждое из которых сохраняет свои индивидуальные свойства и может быть выделено в чистом виде.

Смеси могут быть гомогенными (однородными) и гетерогенными (неоднородными). Примером гомогенной смеси могут служить растворы, гетерогенной — бетон, смесь сахара и соли и т.д.

Для получения чистых химических используются различные химические и физические методы очистки. Однако на практике любое вещество содержит какое-то количество примесей. При высокой степени очистки содержание последних настолько мало, что практически не влияет на химические и физические свойства веществ.

Химические вещества подразделяются на простые и сложные.

Простые вещества — это вещества, образованные из атомов одного элемента.

Например, простое вещество уголь образовано атомами элемента углерода, простое вещество железо — атомами элемента железа, простое вещество азот — атомами элемента азота.

Понятие «простое вещество» нельзя отождествлять с понятием «химический элемент». Простое вещество характеризуется определенной плотностью, растворимостью, температурами плавления и кипения и т.п. Эти свойства относятся к совокупности атомов и для разных простых веществ они различны. Химический элемент характеризуется определенным положительным зарядом ядра атома (порядковым номером), степенью окисления, изотопным составом и т.д. Свойства элементов относятся к его отдельным атомам.

Сложные вещества, или химические соединения, — это вещества, образованные атомами разных элементов.

Так, оксид меди (II) образован атомами элементов меди и кислорода, вода — атомами элементов водорода и кислорода.

Сложные вещества состоят не из простых веществ, а из элементов. Например, вода состоит не из простых веществ водорода и кислорода, а из элементов водорода и кислорода. Названия элементов обычно

совпадают с названиями соответствующих им простых веществ (исключения: углерод и одно из простых веществ кислорода — озон).

Аллотропия. В настоящее время известно 110 элементов, а число образуемых ими простых веществ около 400. Такое различие объясняется *способностью того или иного элемента существовать в виде различных простых веществ, отличающихся по свойствам.* Это явление называется *аллотропией*, а образующиеся вещества — *аллотропными видоизменениями* или *модификациями*. Так, элемент кислород образует две аллотропные модификации — кислород и озон; элемент углерод — три: алмаз, графит и карбин; несколько модификаций образует элемент фосфор. Аллотропные формы элемента кислорода отличаются числом атомов в их молекулах. Аллотропные формы элемента углерода — алмаз, графит и карбин отличаются строением их кристаллических решеток.

Таким образом, явление аллотропии вызывается двумя причинами: 1) различным числом атомов в молекуле (например, кислород O_2 и озон O_3) или 2) образованием различных кристаллических форм.

Валентность элементов в соединениях. Современные представления о природе химической связи основаны на *электронной (спиновой) теории валентности*, в соответствии с которой атомы, образуя связи, стремятся к достижению наиболее устойчивой (т. е. имеющей наименьшую энергию) электронной конфигурации. При этом электроны, принимающие участие в образовании химических связей, называются *валентными*.

Согласно спиновой теории, *валентность атома определяется числом его неспаренных электронов, способных участвовать в образовании химических связей с другими атомами*, поэтому понятно, что валентность всегда выражается небольшими целыми числами.

Степень окисления. Для полярных соединений также часто используют понятие степени окисления, условно считая, что такие соединения состоят только из ионов. Так, в галогеноводородах и воде водород имеет формально положительную валентность, равную $1+$, галогены — формально отрицательную валентность $1-$, кислород — отрицательную валентность $2-$, как это обозначено в формулах H^+F^- , H^+Cl^- , $H^+_2O^{2-}$.

Понятие степени окисления было введено в предположении о полном смещении пар электронов к тому или другому атому (показывая при этом заряд ионов, образующих ионное соединение). Поэтому в полярных

соединениях степень окисления означает число электронов, лишь смещенных от данного атома к атому, связанному с ним.

Совсем формальное понятие “степень окисления” используется при рассмотрении ковалентного соединения, поскольку степень окисления — это условный заряд атома в молекуле, вычисленный исходя из предположения, что молекула состоит только из ионов. В действительности никаких ионов в ковалентных соединениях нет.

Содержание

Лекция 1. ВВЕДЕНИЕ	3
Лекция 2. Закономерности химического состава земной коры	9
Лекция 3. Кларки и кларки концентраций	22
Лекция 4. Миграция химических элементов в земной коре	28
Лекция 5. Общие сведения об ореолах	41
Лекция 6. Ландшафтно-геохимическое районирование	52
Лекция 7. Литохимические методы поисков (эндогенных месторождений) по их первичным ореолам	74
Лекция 8. Литохимический метод по вторичным ореолам и потокам рассеяния	86
Лекция 9. Гидрохимический метод поисков месторождений полезных ископаемых	99
Лекция 10. Биогеохимический метод поисков	109
Лекция 11. Атмохимический метод поисков	122
Лекция 12. Различные модификации методов	145
Лекция 13. Заключение	155
Информационно-методическое обеспечение	158
Ключевые слова	160
Список основных терминов	160
Список сокращений	163
Приложения	165

Редактор

Ахметжанова Г.М.