

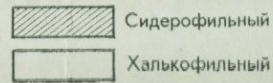
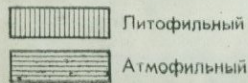
М. И. ТОЛСТОЙ

ОСНОВЫ
ГЕОХИМИЧЕСКИХ
МЕТОДОВ
ПОИСКОВ
РУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

• ВИЩА ШКОЛА •

ПЕРИОДИЧЕСКАЯ СИСТЕМА ЭЛЕМЕНТОВ Д. И. МЕНДЕЛЕЕВА

ПЕРИОДЫ	ГРУППЫ ЭЛЕМЕНТОВ															
	I		II		III		IV		V		VI		VII		VIII	
1	(H) ←										1,0079 ВОДОРОД	2 He 4,00260 ГЕЛИЙ 1,22				
2	Li 0,78 ЛИТИЙ	3 Be 0,34 БЕРИЛЛИЙ	4 5 10,81 БОР	6 B 0,2 УГЛЕРОД	7 C 12,0111 АЗОТ	8 N 14,0067 КИСЛОРОД	9 O 15,9994 1,32	10 F 18,99840 ФТОР	11 Ne 20,179 НЕОН							
3	Na 0,98 НАТРИЙ	11 Mg 22,98977 0,78 МАГНИЙ	12 13 24,305 АЛЮМИНИЙ	14 Al 26,98154 0,57 КРЕМНИЙ	15 Si 28,086 0,39 ФОСФОР	16 P 30,97376 0,35 СЕРА	17 S 32,06 1,74 0,34	18 Cl 35,453 1,81 ХЛОР	19 Ar 39,948 АРГОН							
4	K 1,33 КАЛИЙ	19 Ca 39,098 1,06 КАЛЬЦИЙ	20 Sc 40,08 0,83 СКАНДИЙ	21 Ti 44,9559 0,65 ТИТАН	22 V 47,90 0,65 0,4 ВАНАДИЙ	23 Cr 50,9414 0,64 0,4 ХРОМ	24 Mn 51,996 0,91 0,71 0,52 МАРГАНЕЦ	25 Fe 54,9380 0,83 0,87 ЖЕЛЕЗО	26 Co 55,847 0,86 58,9332 КОБАЛЬТ	27 Ni 58,71 0,78 58,71 НИКЕЛЬ						
	29 Cu 63,546 МЕДЬ	30 Zn 65,38 0,83 ЦИНК	31 Ga 69,72 0,62 ГАЛЛИЙ	32 Ge 72,59 0,44 ГЕРМАНИЙ	33 As 74,9216 0,75 МЫШЬЯК	34 Se 78,96 0,91 0,35 СЕЛЕН	35 Br 79,904 1,9 БРОМ	36 Kr 83,80 2,04 КРИПТОН								
5	Rb 1,49 РУБИДИЙ	37 Sr 85,4678 1,27 СТРОНЦИЙ	38 Y 87,62 1,08 ИТРИЙ	39 Zr 88,9059 0,87 ЦИРКОНИЙ	40 Nb 91,22 0,69 НИОБИЙ	41 Mo 92,9064 0,88 95,94 МОЛИБДЕН	42 Tc 98,9062 ТЕХНЕЦИЙ	43 Ru 101,07 0,65 РУТЕНИЙ	44 Rh 102,9055 0,68 РОДИЙ	45 Pd 106,4 ПАЛЛАДИЙ						
	47 Ag 107,868 СЕРЕБРО	48 Cd 112,40 1,03 КАДМИЙ	49 In 114,82 0,92 ИНДИЙ	50 Sn 118,69 0,74 ОЛОВО	51 Sb 121,75 СУРЬМА	52 Te 127,60 2,11 ТЕЛЛУР	53 I 126,9045 2,2 ИОД	54 Xe 131,30 2,18 КСЕНОН								
6	Cs 1,65 ЦЕЗИЙ	55 Ba 132,9054 1,43 БАРИЙ	56 La 138,9055 0,86 ЛАНТАН	57 Hf 178,49 0,86 ГАФНИЙ	72 Ta 180,9479 0,69 ТАНТАЛ	73 W 183,85 0,69 ВОЛЬФРАМ	74 Re 186,2 0,68 РЕНИЙ	75 Os 190,2 0,67 ОСМИЙ	76 Ir 192,22 0,66 ИРИДИЙ	77 Pt 195,09 ПЛАТИНА						
	79 Au 196,9665 ЗОЛОТО	80 Hg 200,59 1,37 РУТУТЬ	81 Tl 204,37 1,05 1,49 ТАЛЛИЙ	82 Pb 207,2 1,32 0,84 СВИНЕЦ	83 Bi 208,9804 0,96 ВИСМУТ	84 Po [209] ПОЛОНИЙ	85 At [210] АСТАТ	86 Rn [222] РАДОН								
7	Fr 2,01 [223] ФРАНЦИЙ	87 Ra 226,0254 1,52 РАДИЙ	88 Ac [227] 1,22 АКТИНИЙ	89-103 Ku [261] КУРЧАТОВИЙ												
* Л А Н Т А Н О И Д Ы																
Ce 140,12 ЦЕРИЙ	58 Pr 140,9077 1,06 ПРАЗЕОДИМ	59 Nd 144,24 1,04 НЕОДИМ	60 Pm [145] ПРОМЕТИЙ	61 Sm 150,4 1,0 САМАРИЙ	62 Eu 151,96 0,98 ЕВРОПИЙ	63 Gd 157,25 1,0 ГАДОЛИНИЙ	64 Tb 158,9254 0,93 ТЕРБИЙ	65 Dy 162,50 0,92 ДИСПРОЗИЙ	66 Ho 164,9304 0,91 ГОЛЬМИЙ	67 Er 167,26 0,89 ЗРБИЙ	68 Tm 168,9342 0,97 ТУЛИЙ	69 Yb 173,04 0,86 ИТТЕРБИЙ	70 Lu 174,97 0,85 ЛЮТЕЦИЙ			
** А К Т И Н О И Д Ы																
Th 232,0381 ТОРИЙ	90 Pa [231] ПРОТАКТИНИЙ	91 U 238,029 1,05 0,8 УРАН	92 Np 237,0482 НЕПТУНИЙ	93 Pu [244] ПЛУТОНИЙ	94 Am [243] АМЕРИЦИЙ	95 Cm [247] КЮРИЙ	96 Bk [247] БЕРКЛИЙ	97 Cf [251] КАЛИФОРНИЙ	98 Es [254] ЭЙНШТЕЙНИЙ	99 Fm [257] ФЕРМИЙ	100 Md [258] МЕНДЕЛЕВИЙ	101 No [259] НОБЕЛИЙ	102 Lr [260] ЛОУРЕНСИЙ			



В квадратных скобках приведены массовые числа наиболее устойчивых изотопов
III 1,22 - радиус иона для главной валентности

М. И. ТОЛСТОЙ

ОСНОВЫ
ГЕОХИМИЧЕСКИХ
МЕТОДОВ
ПОИСКОВ
РУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ
МЕТОДЫ

Допущено Министерством высшего и среднего специального образования УССР в качестве учебного пособия для студентов геологических специальностей вузов

ИЗДАТЕЛЬСКОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ «ВИЩА ШКОЛА»
ГОЛОВНОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
КИЕВ — 1976



1838

Основы геохимических методов поисков рудных месторождений. Литогеохимические методы. Толстой М. И. Издательское объединение «Вища школа», 1976, 224 с.

В учебном пособии излагаются современные данные об основных понятиях теоретической геохимии; закономерностях распределения химических элементов в горных породах; их статистической характеристике и методах количественной оценки; о методике опробования кристаллических пород; основных закономерностях размещения эндогенных рудных месторождений, их связи с магматизмом, методах количественной оценки специализации; о первичных ореолах рассеяния, методах их поисков и оценки; о ландшафтно-геохимических исследованиях; вторичных ореолах и потоках рассеяния, методах их поисков и оценки.

Пособие предназначено для студентов геологических специальностей вузов. Им могут пользоваться научные и практические работники.

Ил. 48. Табл. 36. Список литературы 86.

Редакция литературы по биологии и географии
Зав. редакцией Ю. Ф. Кирьяков

Т 20805—192
М211(04)—76 Б3—6—5—76

© Издательское объединение «Вища школа», 1976.

Научно-техническая революция на современном этапе развития общества вызвала громадный рост производительных сил, бурное развитие экономики, науки, техники, сильно повлияла на геологическую науку и практику. Потребность народного хозяйства в минеральном сырье растет невиданными темпами. Только за послевоенные годы добыча многих полезных ископаемых оказалась значительно большей, чем за всю историю человечества. Если нынешние темпы добычи сохранятся до конца столетия, то к 2000 г. мировой объем потребления полезных ископаемых по сравнению с 1950г. возрастет в 13,5 раза. В связи с этим решение стоящих перед геологией задач не может основываться на простом расширении геологоразведочных работ. Требуется разработка и внедрение в геологию новых методов, новой техники, новых идей и представлений — создание качественно обновленной геологической науки и практики, опирающихся на современные достижения фундаментальных наук.

Ответственны за решение стоящих перед геологией проблем все отрасли и звенья геологической науки и практики. Особенно большая роль в этом отводится геохимии и ее новой отрасли — прикладной геохимии.

Геохимия является наукой о распределении и миграции химических элементов в Земле в связи с ее геологической историей и протекающими процессами. Законы пространственного распределения отдельных металлов и других полезных ископаемых в земной коре «являются законами современной геохимии, и проб-

лемы производительных сил, география их распределения и даже география промышленности в значительной степени вытекают из этих геохимических законов» [7]. Именно поэтому «практически проблема поисков полезных ископаемых по существу своему проблема чисто геохимическая» [5].

Рассматривая возможные средства и методы решения стоящих перед геологией страны задач, А. Е. Ферсман отмечал: «...необходимо коренное изменение методов поисковых работ, так как без внедрения новых геохимических идей мы не сможем достаточно быстро ответить на растущую потребность социалистического хозяйства» [5], «...только новые геохимические и геофизические методы могут дать стране нужное сырье в нужном количестве, нужного качества и в соответствующих местах» [6].

„Основными направлениями развития народного хозяйства СССР на 1976 — 1980 годы“ предусмотрено „дальнейшее развитие исследований, открывающих принципиально новые пути и возможности для преобразования производительных сил страны“. Это относится и к описываемым в настоящем учебном пособии методам прикладной геохимии.

Развитие прикладной геохимии шло в основном по двум направлениям: а) изучение закономерностей распределения химических элементов в горных породах, водах, газах и растениях; б) использование принципов и методов теоретической геохимии и кристаллохимии для решения технологических задач.

В связи с развитием первого основного направления была создана новая отрасль

поисковых исследований — геохимические методы поисков полезных ископаемых, которая в настоящее время быстро развивается и широко внедряется в практику геологоразведочных работ. В связи же с развитием исследований во втором направлении были установлены новые виды полезных ископаемых и способы их извлечения.

Предметом исследований прикладной геохимии, как и геохимии вообще, является химический элемент. Его свойства определяются строением и особенностями электронных оболочек атома, а также строением его ядра. Первые обуславливают химические свойства атомов и ионов, их поведение в геосферах и различных процессах, а также некоторые физические особенности (магнитные, электрические, теплофизические и др.) пород и минералов, в то время как строение ядер атомов — устойчивость и распространенность химических элементов, их природу, радиоактивность, удельный вес и др. Изучив состав, распространение, формы нахождения, взаимоотношение и взаимодействие химических элементов, можно решать самые разнообразные геологические задачи; изучив же строение и свойства ядер атомов (ядерная геохимия), можно выяснить ряд аспектов происхождения атомов, их истории, преобразования, разделения изотопов и т. д. — вопросы, имеющие большое значение при решении задач генезиса, возраста, истории геологических тел и процессов.

Современные прикладные геохимические исследования, особенно методы поисковой геохимии, характеризуются рядом особенностей. К ним относятся: 1) получение прямой информации об элементарном составе вещества на его основных уровнях организации: горная порода — минерал — химический элемент; 2) массовость этой информации и ее количественный характер, что создает предпосылки для использования математических методов и ЭВМ при ее обработке и анализе; 3) тесная связь исследований состава и распределения химических

элементов в геологических телах с их конкретным изучением в процессе геологоразведочных, поисково-разведочных или других специальных работ.

Поэтому под прикладной геохимией на современном этапе ее развития следует понимать раздел геохимии, преимущественно изучающий количественные особенности распределения химических элементов и их изотопов в геологических образованиях в связи с их конкретным геологическим исследованием, установлением мест, условий и причин концентрации и рассеяния элементов.

Несмотря на относительно короткий период своего развития, прикладная геохимия, особенно ее важнейшее направление — геохимические методы поисков полезных ископаемых, сыграла ведущую роль в изучении природных ресурсов страны, прогноза полезных ископаемых, открытии крупных месторождений, создании фактической основы изучения геологических процессов в земной коре и мантии Земли, создании объективных приемов металлогенической оценки различных геологических тел и районов.

Под геохимическими методами поисков полезных ископаемых понимается систематическое изучение распределения химических элементов в пробах горных пород, вод, растений и газов, отобранных на определенной территории с целью обнаружения ореолов и потоков рассеяния месторождений полезных ископаемых. Их теоретической основой является учение о миграции химических элементов, приводящее к рассеянию и концентрации последних в природе. Эта миграция происходит как в процессе образования месторождения, так и позже — при его разрушении. В первом случае образуются первичные ореолы химических элементов, сингенетические с месторождением, во втором — вторичные, эпигенетические. В зависимости от способа миграции химических элементов могут образовываться механические, водные (солевые), газовые и биогеохимические ореолы и потоки рас-

сеяния месторождений. Их выявление и интерпретация являются основной задачей геохимических методов поисков.

В соответствии с основными формами миграции химических элементов, а также типами их ореолов и потоков рассеяния различают литогеохимические (металлометрические), гидрогеохимические, биогеохимические и атмогеохимические (газовые) методы поисков полезных ископаемых.

Безусловный приоритет в создании, теоретическом и методическом обосновании геохимических методов поисков принадлежит советским геологам. Возникли они на базе теоретических исследований В. И. Вернадского, А. Е. Ферсмана, В. М. Гольдшмидта, Б. Б. Полюнова, С. С. Смирнова и др.

Началом работ в области геохимических методов поисков считается исследование Н. И. Сафронова на Рудном Алтае в 1932 г. Он предложил использовать для интерпретации электрических аномалий результаты физико-химического изучения проб рыхлых образований, отобранных в пределах этих аномалий. В этом же году В. И. Соколов для интерпретации геофизических аномалий при поисках нефти и газа предложил провести исследование почвенных газов с целью обнаружения в них углеводородов. В 1932—35 гг. в разных районах СССР во все возрастающих объемах развивались металлометрические исследования (А. П. Соловов, М. Ф. Зенин, Б. Л. Флеров, Н. И. Сафронов). В 1936 г. была опубликована статья Н. И. Сафронова «К вопросу об ореолах рассеяния месторождений полезных ископаемых и их использовании при поисках и разведке». В ней впервые дана обобщенная трактовка представлений о поле и ореоле рассеяния, приведена их классификация.

В 1938 г. вышла в свет «Техническая инструкция по геофизическим методам разведки», где С. Д. Миллером был составлен раздел, касающийся методики металлометрической съемки. С этого года

металлометрическая съемка была включена в учебную программу Ленинградского горного, Московского геологоразведочного институтов и некоторых других вузов страны. В 1936 — 1938 гг. в нашей стране были заложены основы гидрогеохимического (Е. А. Сергеев, О. А. Алекин), газового (А. А. Сауков), биогеохимического (Д. П. Малюга, Н. Н. Сочеванов, С. М. Ткалич) методов.

Итогом предвоенного этапа развития геохимических методов поисков следует считать монографию А. Е. Ферсмана «Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых» (1940 г.).

Особенно быстрое развитие в стране получила металлометрическая съемка. Большую роль в ее внедрении, разработке теоретических основ, методике проведения и интерпретации данных сыграли С. Д. Миллер, А. П. Соловов. В 1951 г. А. П. Соловов, обобщив опыт исследований по этому методу, составил временную инструкцию, которая в 1956 г. была переиздана и принята в качестве официального методического руководства Министерства геологии и охраны недр СССР. В 1955 г. металлометрическая съемка введена как обязательное звено при всех геологосъемочных, поисковых и разведочных работах любого масштаба. Одновременно проводилась, особенно в послевоенный период, разработка и практическая проверка и других геохимических методов — гидрогеохимических, газовых, биогеохимических, геоботанических. Быстрыми темпами развивалась и аналитическая база (Н. М. Клер, П. А. Степанов, Е. А. Сергеев, А. К. Русанов и др.).

Огромное стимулирующее влияние на развитие геохимических методов поисков в стране оказали всесоюзные совещания по геохимическим методам поисков, организация в системе геологической службы СССР Геохимического треста, появление ряда итоговых и методических работ — труды I Всесоюзного совещания по геохи-

мическим методам поисков рудных месторождений «Геохимические методы поисков рудных месторождений в СССР» (под редакцией В. И. Красникова, 1957); монографии И. И. Гинзбурга «Опыт разработки теоретических основ геохимических методов поисков руд цветных и редких металлов» (1957), В. И. Красникова «Рациональные поиски рудных месторождений» (1959), А. Н. Соловова «Основы теории и практики металлотрических съемок» (1959) и др. Это привело к значительному возрастанию объемов геохимических исследований в самых различных районах страны и главным образом в Казахстане, Средней Азии, Забайкалье, на Дальнем Востоке. Только за период с 1948 по 1957 г. в Советском Союзе отобрано и проанализировано более 30 млн. проб (в 1961 г. — свыше 6 млн. проб). В результате металлотрических съемок только в Казахстане было открыто или заново переоценено более 200 рудопроявлений цветных и редких металлов. Ряд месторождений редкого колчедана, вольфрама, бериллия был открыт на Урале; свинца, цинка, флюорита, вольфрама, молибдена — в Забайкалье; олова, золота, вольфрама, молибдена, ванадия, никеля — на Дальнем Востоке; золота, ртути, сурьмы — в Средней Азии; свинца, молибдена, ванадия — в Кузнецком Алатау; свинца, цинка и других металлов — в Рудном Алтае; молибдена и свинцово-цинковых руд — в Армении и т. д.

За рубежом геохимические методы поисков начали применяться несколько позже, чем в Советском Союзе. Первыми стали работать в этой области с середины 30-х годов XX ст. шведские и финские исследователи. Они в основном развивали биогеохимические методы поисков. В 1947 г. почвенно-геохимическая съемка была проведена в США (Х. Е. Хокс, Р. Б. Фултон, Т. С. Ловеринг, Х. Т. Моррис и др.). Примерно в это же время геохимические методы поисков стали применяться также в Англии (Дж. С. Уэбб), Канаде (У. Х. Гросс, Т. В. Уоррен,

Р. Е. Делаво), в Африке (Дж. С. Уэбб, А. П. Мильман). Наиболее интересные работы иностранных исследователей были опубликованы в сборнике статей под редакцией В. И. Смирнова «Геохимические методы поисков рудных месторождений» (1954), в монографии Х. Е. Хокса и Дж. С. Уэбба «Герхимические методы поисков минеральных месторождений» (1964), сборнике «Геохимические поиски» (1973).

Несмотря на значительно меньшие объемы геохимических поисков за рубежом, их использование также позволило открыть ряд месторождений: олова, вольфрама — в Англии; хрома — в Греции; никеля и меди — в Финляндии; цинка и олова — в Швеции; кобальта, урана, цинка, свинца, серебра, меди — в США и Канаде и т. д.

Новый современный этап в развитии геохимических методов поисков начался в первой половине 60-х годов. Он характеризуется существенным повышением эффективности исследований, расширением возможностей решения поисковых и геологических задач. Особенности этапа являются: 1) широкое использование при планировании, обработке и интерпретации геохимических данных математических методов и ЭВМ, прежде всего методов математической статистики (А. Б. Вистелиус, Д. А. Родионов, И. П. Шарапов, Р. И. Дубов, М. И. Толстой, Н. Н. Жуков, А. Н. Бугаец и др.); 2) перевооружение аналитической базы, внедрение в практику геохимических исследований новой высокоточной и чувствительной аппаратуры (дифракционных спектрографов, атомно-адсорбционных спектрофотометров, ядерно-физической аппаратуры и др.), а также новых более эффективных и достоверных приемов и методов анализа (В. В. Хохлов, В. Г. Хитров, В. Г. Тепляков, Б. Я. Юфа, Н. Д. Топор, В. З. Фурсов и др.), разработка и внедрение единых, достоверных стандартов горных пород; 3) разработка теоретических основ формиро-

вания ореолов и потоков рассеяния химических элементов в горных породах (А. П. Соловов, Р. И. Дубов, В. В. Поликарпочкин и др.) и создание на этой базе новых способов количественной оценки литогеохимических поисков (А. П. Соловов, Р. И. Дубов, Е. М. Квятковский, С. В. Григорян, В. В. Поликарпочкин и др.).

В связи с указанными особенностями литогеохимических поисков значительно расширились как области их использования, так и объемы проводимых работ.

В ряде районов (в частности, в Центральном Казахстане) оказалось целесообразным заново покрыть ряд площадей металлометрической съемкой повышенной точности с большей чувствительностью определений химических элементов. Это привело к открытию и переоценке ряда рудопоявлений и месторождений. Большую роль в развитии геохимических методов поисков сыграла организация в СССР Всесоюзного, республиканских и зональных Советов по разработке научных основ геохимических методов поисков рудных полезных ископаемых. Научно-организационная деятельность этих Советов, систематическое рассмотрение и обсуждение достижений в области прикладной геохимии и смежных наук, обмен опытом теоретических и практических исследований способствовали ускоренному развитию геохимических поисков.

Значительные успехи в развитии геохимических методов поисков достигнуты также в ряде зарубежных стран. По данным ЮНЕСКО, за последние 10 лет из 150 компаний одиннадцати стран 135 систематически используют геохимические методы поисков. При этом отбирается около 8 млн. проб в год. Были открыты значительные запасы (около 250 млн. т) меднопорфировых руд в разных странах; месторождения никелевых руд в Австралии, Центральной Африке (с запасом около 100 млн. т); полиметалли-

ческих руд в Ирландии (около 60 млн. т) и др.

Особенно большое развитие получили исследования в области совершенствования аналитической базы, средств опробования, машинной обработки геохимической информации, методов обнаружения газовых ореолов растения [1].

Как в Советском Союзе, так и за рубежом предпринимаются меры по подготовке необходимых кадров в области геохимических методов поисков. В учебные планы подготовки геологов различных специальностей вводятся соответствующие специальные курсы. В связи с этим необходима учебная литература. Имеющиеся в настоящее время учебные пособия [2, 28] не полностью отражают вопросы геохимических поисков и требуют существенного дополнения.

Настоящее учебное пособие является основной частью спецкурса «Геохимические методы поисков полезных ископаемых», читаемого автором в течение ряда лет студентам геологического факультета, а также слушателям ежегодных курсов повышения квалификации работников Министерства геологии УССР на геологическом факультете Киевского университета. В пособии нашли отражение не только вопросы, непосредственно относящиеся к литогеохимическим методам поисков рудных месторождений, но и ряд сведений, облегчающих восприятие основного материала.

Автор стремился включить в пособие то новое, что появилось в практике литогеохимических поисков за последние годы и прошло проверку временем, а также максимально насытить его справочным и методическим материалом, содействующим практическому внедрению метода. Насколько это удалось — судить читателю.

Автор пользовался советами и замечаниями академика АН УССР А. С. Поваренных, докторов геолого-минералогических наук Б. Ф. Мицкевича,

профессоров Е. М. Квятковского, В. К. Куликовского, помощью своих коллег — старших научных сотрудников Н. Н. Жукова, И. М. Остафийчук, за что он выражает им искреннюю благодарность.

Данное учебное пособие не претендует на исчерпывающее изложение материала по рассматриваемой теме. Прилагаемый список литературы может служить ему важным дополнением и ориентировать читателя в более углубленном изучении вопроса. Автор сознает, что в условиях продолжающегося бурного развития гео-

рии и практики геохимических методов поисков полезных ископаемых некоторые из приведенных положений могут оказаться неточными или малоэффективными. Все замечания и предложения по этому поводу, ведущие к совершенствованию изложенного материала, будут восприняты с благодарностью. Просим присылать их по адресу: 252022, Киев-22, ул. Васильковская, 90, Киевский ордена Ленина государственный университет им. Т. Г. Шевченко, геологический факультет, проблемная лаборатория физико-химических исследований горных пород.

Глава 1

ПОНЯТИЯ ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ ГЕОХИМИИ. ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ МИГРАЦИИ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ ГЕОХИМИИ

Природные вещества, включая и составляющие их химические элементы, находятся в состоянии непрерывного движения в результате действия различных геологических процессов. Перемещение химических элементов в земной коре, ведущее к их рассеянию или концентрации, называется *миграцией*. Перемещение атомов химических элементов может происходить в жидких системах (магматические расплавы, флюиды, подземные и поверхностные растворы), в виде газообразной фазы (газы атмосферы, вулканические газы, радиоактивные газы и т. п.) и в твердых минеральных массах (явления диффузии атомов в горных породах, перемещение твердых частиц под действием сил гравитации и т. д.). Осуществляется миграция вещества в атомной (инертные газы, пары ртути и т. п.), ионной (растворы, расплавы и коллоидные системы), молекулярной (растворы, силикатные расплавы), коллоидной, а также грубодисперсной (обломки пород, минералов) форме.

Химические элементы отличаются друг от друга по миграционной способности, которая может меняться при изменении термодинамических условий среды. К активно мигрирующим элементам в различных термодинамических условиях относятся галогены, щелочные металлы, летучие газы; к слабомигрирующим — платиноиды, тантал, ниобий, цирконий и др.

Причины миграции химических элементов весьма разнообразны и, по А. Е.

Ферсману, условно могут быть сведены к двум основным группам факторов: 1) внешним факторам миграции, определяющим термодинамическую обстановку миграции и 2) внутренним факторам, связанным со свойствами самих атомов химических элементов и их соединений. Взаимодействие, противоречия между этими двумя группами факторов и являются основной причиной процессов геохимической миграции. Физико-химические процессы в земной коре стремятся привести ее составляющие, как и всю земную кору, в состояние термодинамического равновесия, тогда как внутрипланетные, космические, ядерные процессы, подчиняясь своим законам, постоянно нарушают это стремление, приводят к наблюдаемым круговоротам, перемещениям, перегруппировкам, перераспределению химических элементов в земной коре.

Основной задачей геохимии является изучение законов миграции атомов в Земле, их истории, распределения в различных породах, поведения в различных условиях и процессах, установление сочетаний и природы взаимодействия. Все это так или иначе связано с особенностями строения и свойствами атомов.

К основным характеристикам, с которыми наиболее часто приходится сталкиваться при изучении миграции химических элементов, относятся размер атома или иона, потенциал ионизации и сродство к электрону, характер химической связи, валентность, координационное число, энергия кристаллической решетки, изоморфизм. Первичными

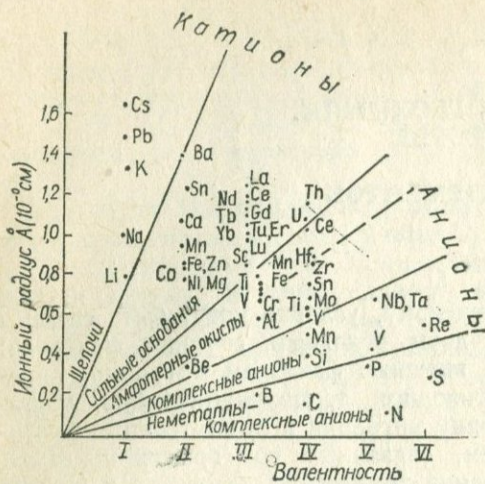


Рис. 1.

свойствами из них обладают размеры атомов, потенциалы ионизации, сродство к электрону, валентность; вторичными — атомные и ионные радиусы, координационные числа, изоморфизм, энергия кристаллических решеток.

Размеры атомов зависят от характера связи и координации, а также от строения, заряда и массы ядер атомов. В геохимии их принято характеризовать атомными радиусами атомов и ионов.

Атомный объем — это объем грамм-атома в кубических сантиметрах, т. е. пространство, занимаемое $6,02 \cdot 10^{23}$ атомами (вместе с пустотами). Рассматривая кристаллические структуры как плотнейшие шаровые упаковки, расстояние между центрами двух соседних атомов или ионов одного и того же элемента можно считать равным сумме их радиусов в ангстремах (10^{-8} см). Экспериментальные рентгеноструктурные измерения этих расстояний в кристаллических структурах позволили вычислить эффективные радиусы. Они являются одной из характерных констант атомов и ионов, определяемых зарядом ядра атома, числом и строением электронных оболочек (рис. 1).

Для одних и тех же элементов величи-

ны ионных радиусов могут изменяться в зависимости от типа химической связи, заряда (валентности) иона, природы взаимодействующих атомов и координационного числа. С увеличением положительного заряда (т. е. с уменьшением числа валентных электронов в его оболочке) ионные радиусы уменьшаются, с увеличением отрицательного заряда (т. е. с увеличением количества валентных электронов) они увеличиваются. Например:

Mn^{2+}	Mn^{3+}	Mn^{4+}
0,91	0,70	0,52

Химические элементы по величине радиусов ионов в таблице Менделеева располагаются вполне закономерно: в малых периодах по горизонтальным рядам слева направо они уменьшаются, по вертикальным группам сверху вниз увеличиваются. Поэтому по диагональным рядам они равны или близки, а это облегчает процессы замещения различных элементов в природных соединениях — минералах (рис. 2).

С увеличением радиусов ионов (при прочих равных условиях) увеличивается растворимость соединений, уменьшается их прочность и твердость, понижается точка плавления.

Под потенциалом ионизации понимается энергия, которую необходимо затратить, чтобы оторвать электрон и удалить его в бесконечность. Зависит потенциал ионизации от заряда ядра, эффективного радиуса атома и типа внешней электронной оболочки. Увеличение заряда ядра приводит (при равных прочих условиях) к повышению потенциалов ионизации. Элементы с большими потенциалами ионизации (и соответственно с малыми величинами атомных радиусов) дают атомные и атомно-ионные решетки более устойчивые, чем ионные.

Сходство радиусов ионов (как и атомов) в известной степени обуславливает сходство путей миграции. Способность атомов к миграции увеличивается с переходом

Ряды	I	II	III	IV	V	VI	VII	0	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII			Ряды
1								H 1,59	He 1,22	Li 0,78	Be 0,34								2a
2b		(Be) 0,34	B 0,20	C 0,20	N 0,1-0,2	O 1,32	F 1,33	Ne 1,52	Na 0,98	Mg 0,78									3a
3b			Al 0,57	Si 0,39	P 0,35	S I,174 II,034	Cl 1,81	Ar 1,92	K 1,35	Ca 1,06	Sc 0,85	Ti 0,65	V III,065 IV,040	Cr III,064 IV,04	Mn II,091 III,070 IV,052	Fe II,083 III,087	Co 0,82	Ni 0,78	4
5	Cu -0,96	Zn 0,83	Ga 0,62	Ge 0,44	As неср.	Se II,191 IV,035	Br 1,90	Kr 2,04	Rb 1,49	Sr 1,27	Y 1,08	Zr 0,87	Nb 0,69	Mo 0,88	Ma ?	Ru IV,065	Rh III,068	Pd ?	6
7	Ag 1,13	Cd 1,03	In 0,92	Sn 0,74	Sb неср.	Te II,211	J 2,20	Xe 2,18	Cs 1,65	Ba 1,43	TR 1,22- -0,99	Hf 0,86	Ta (0,69)	W 0,69	Re 0,68	Os IV,067	Jr 0,66	Pt ?	8
9	Au 1,37	Hg 1,12	Tl II,105 I,149	Pb II,132 IV,084	Bi неср.	Po	At	Rn	Va	Ra	Ac	Th 1,10	Pa	U IV,105					10

Рис. 2. Таблица Д. И. Менделеева с величинами радиусов ионов для главнейших валентностей

от атомов со средней величиной радиуса к крайним. Близость размеров ионов является одним из важнейших условий изоморфизма в кристаллических решетках с ионной связью. Однако изоморфизм возможен только в случае сходства химических связей.

Среди химических связей между элементами в кристаллах различают ионные, атомные (ковалентные), металлические и ван-дерваальсовские связи. Тот или иной тип связей определяется суммарной способностью каждого атома к удержанию своего и присоединению чужого электрона, или электроотрицательностью. Согласно А. С. Поваренных [10], электроотрицательность — это энергия притяжения данным атомом валентных электронов при соединении его с другими атомами: $E = I_n/n + \Gamma$, где E — электроотрицательность; I_n — потенциал ионизации атома до определенного валентного состояния; n — валентность атомов в соединении; Γ — сродство к электрону.

Чем выше разность электроотрицательностей атомов двух взаимодействующих

элементов, тем сильнее выражается тенденция к перетягиванию электронов одним из них (более электроотрицательным) у другого (менее электроотрицательного) с образованием ионной связи между ними. С уменьшением разности электроотрицательностей взаимодействующих элементов увеличивается доля атомной (ковалентной) связи в соединении. Представление о порядке величин электроотрицательностей (ЭО) дает табл. 1.

Минимальными значениями электроотрицательности характеризуются атомы щелочных металлов, максимальными — галлоиды. В соединениях их друг с другом образуется существенно ионная связь. При доминирующей ионной связи у ионов возникает конфигурация электронных оболочек типа благородных газов (восьмиэлектронная оболочка) или типа купро (с восемнадцатью электронными оболочками). Ионы в кристаллической решетке удерживаются силами электростатического притяжения.

Для жидкостей, газов, органических соединений характерны атомные, или

Таблица 1. Величины электроотрицательностей (ЭО) (по А. С. Поваренных)

Элемент	ЭО, ккал	Элемент	ЭО, ккал	Элемент	ЭО, ккал	Элемент	ЭО, ккал
Цезий	90	Итрий	160	Сурьма	270	Сера	385
Рубидий	97	Скандий	200	Бор	290	Бром	425
Калий	100	Бериллий	210	Мышьяк	310	Азот	450
Барий	115	Алюминий	220	Теллур	310	Хлор	460
Натрий	118	Цирконий	200	Фосфор	320	Кислород	530
Литий	125	Титан	260	Водород	312	Фтор	605
Стронций	125	Олово	235	Селен	360		
Кальций	137	Церий	265	Иод	375		
Магний	175	Кремний	270	Углерод	1370		

ковалентные, связи. В этом случае образуются атомные решетки, в которых связь между атомами осуществляется путем совместного владения одним или несколькими электронами. Связь в этом случае осуществляется на основе квантово-механического взаимодействия (электронными силами), сущность которого заключается в заполнении внешних электронных слоев с имитацией того или иного типа законченной электронной оболочки.

В природе наиболее распространены кристаллические тела с промежуточной *ионно-атомной* связью. Приближение связи к тому или другому предельному типу зависит от различия в электроотрицательности взаимодействующих атомов.

Характер связей играет важную роль в процессах магматической кристаллизации, в дифференциации и миграции химических соединений. Так, по характеру связей В. И. Лебедев разделяет химические элементы на две группы: 1) элементы, образующие ионные связи, и 2) элементы, образующие ковалентные или металлические связи.

Структуры ионных и атомных кристаллов являются координационными, так как узлы в них занимают определенные атомы или ионы. Могут быть простые (NaCl, KCl, ZnS, FeS₂ и др.) и комплексные соединения, когда наряду с простыми ионами узлы кристаллической решетки занимают комплексные ионы или ра-

дикалы, например Ca(CO₃), Mg(SiO₃), Fe(WO₄) и др.

Металлические связи характерны для металлов, некоторых сульфидов, арсенидов и других соединений. При этом типе связи часть валентных электронов являются общими для всех атомов в данном соединении. Поэтому они могут свободно передвигаться, напоминая поведение в газе. Связь между ионами осуществляется притяжением между положительно заряженными ионами атомов и всеми электронами. Незакрепленность электронов обуславливает высокую электро- и теплопроводность, нелетучесть, твердость решеток минералов.

Межмолекулярные, или *вандерваальсовские*, связи существуют отдельными молекулами веществ, внутри которых связи между атомами или ионами могут быть ионного или атомного типа. Молекулярные связи весьма слабы и осуществляются так называемыми вандерваальсовскими силами, т. е. силами ориентационными, дисперсионными и индукционными. Наиболее распространены эти связи в некоторых кристаллических веществах, образующихся при пневматолитовых и гипергенных процессах. Наиболее слабой химической и сильной межмолекулярной связью следует считать *водородную* связь. Ее энергия выше вандерваальсовской, но ниже химической. Осуществляется эта связь проникающим практически в любую атомную структуру ионом водорода H⁺.

Ионная, атомная, металлическая и межмолекулярная связи в чистом виде проявляются лишь в предельных случаях. В реальных кристаллических решетках минералов проявляются различные комбинации этих связей.

Координационным числом (КЧ) атома (иона) называется число непосредственно окружающих его других (реже — аналогичных) атомов (ионов) в структуре минерала, расстояния между центрами которых и центром окружающего атома приблизительно равны. Координационным числом принято считать число атомов или атомных групп, непосредственно присоединенных к данному центральному атому в комплексном соединении.

Прочность химической связи зависит от межатомных расстояний (d), валентности атомов и степени ковалентности связи. Чем меньше координационное число, тем прочнее связь атомов (ионов). Для случая единичной валентности уравнение, связывающее координационное число ($KЧ$) с межатомными расстояниями и ковалентностью связи (E), может быть записано как $KЧ = d/E$. Наиболее распространенными $KЧ$ кристаллических решеток является 6, затем в порядке понижения распространенности следует 4, 8 и 12.

Структура кристалла определяется тенденцией составляющих ее атомов занять положения, соответствующие минимуму их общей потенциальной энергии. Эту тенденцию выражают посредством введения понятия *энергии решетки*. Эта энергия измеряется работой, которую надо затратить, чтобы разорвать грамм-молекулу вещества на составляющие ее ионы. Энергия кристаллических решеток различна для кристаллов с неодинаковой химической связью. Она определяется числом структурных единиц (ионов) кристалла, их валентностями, межатомными расстояниями и степенью ионности химической связи.

Энергия решетки зависит от баланса следующих факторов: а) электростати-

ческих сил, действующих между ионами противоположного заряда и приводящих к их взаимному притяжению, сила которого падает пропорционально квадрату расстояния; б) межмолекулярных сил отталкивания, которые очень быстро уменьшаются с расстоянием.

Взаимодействие притяжения и отталкивания приводит к равновесному состоянию с минимальной потенциальной энергией, и если суммировать эту энергию по всем ионам, получим величину, численно равную энергии кристаллической решетки.

Энергия кристаллических веществ ионных соединений, не содержащих сильно поляризующих сил или поляризуемых ионов, возрастает с увеличением числа структурных единиц (ионов) и их валентности, а, следовательно, и с уменьшением их размеров. Для бинарных соединений энергия решетки рассчитывается по уравнению Борна — Ланде

$$U = \frac{NAZ_cZ_a}{r} \left(1 - \frac{1}{n}\right),$$

где U — энергия решетки; N — число Авогадро; A — константа Маделунга, характерная для каждого типа кристаллической структуры; Z_a, Z_c — заряды аниона и катиона; r — кратчайшее расстояние между анионом и катионом; n — фактор, учитывающий межъядерное отталкивание (n обычно имеет значение, близкое к 10).

По А. Ф. Капустинскому

$$U = 287,2 \frac{W_k W_a \sum n}{r_k + r_a} \left(1 - \frac{0,345}{r_k + r_a}\right),$$

где W_k, W_a — валентности катиона и аниона; r_k, r_a — радиусы катиона и аниона; $\sum n$ — число атомов в химической молекуле.

А. Е. Ферсман одним из первых показал значение энергии кристаллической решетки для характеристики процессов, вычислил энергетические коэффициенты отдельных катионов и анионов, ввел понятия «ЭК» и «ВЭК», ЭК (энергетический

коэффициенту) — это энергия, выделяемая ионом при образовании кристаллической решетки из рассеянных в бесконечности ионов в расчете на 1 моль в больших калориях при абсолютном нуле. ЭК является эмпирической константой элемента, представляющей собой вклад элемента в энергию решетки его соединений. Сумма экв, входящих в соединения ионов, дает ВЭК (валентный энергетический коэффициент) и отвечает той же энергии в расчете на единицу связи (валентности).

А. Е. Ферсманом был установлен закон последовательности геохимической кристаллизации: последовательность кристаллизации следует понижению энергии кристаллической решетки¹. Как показал Г. Г. Леймлейн, реакционный ряд образования минералов из магматических расплавов Н. Л. Боуэна (оливин — пироксен — амфиболы — биотит — полевой шпат — кварц) в общем соответствует последовательному убыванию энергии кристаллической решетки, отнесенной к числу атомов (Si + Al).

От величины энергии кристаллической решетки зависит ряд свойств минералов и особенностей геохимических процессов, а именно: механическая прочность соединений, термическая стойкость, общий состав эвтектики, растворимость и последовательность кристаллизации, парагенезис минералов, направление изоморфного замещения и др.

Одна из важнейших задач геохимии — изучение ассоциаций химических элементов в минералах, условий и закономерностей, управляющих распределением химических элементов в минералах и на этой основе — предсказание новых видов минерального сырья. В этом изучении важное место занимает явление изоморфизма. *Изоморфизм* — это свойство атомов и ионов химических элементов заме-

щать друг друга в кристаллических решетках при условии близости размеров составляющих кристаллическую решетку единиц (атомы, ионы и их группы) и тождества знака (но не величины) заряда.

Совместное нахождение элементов в природе связано с их положением в периодической системе и физико-химическими условиями минералообразования (парагенетических ассоциаций минералов и горных пород).

Возможность взаимного замещения элементов определяется близостью свойств ионов, обусловленных строением их внешней электронной оболочки, сходством типов соединений и кристаллическим подобием структуры решетки. Различают два случая изоморфного замещения: 1) взаимное замещение одного элемента другим в пределах до 100% — совершенный или полный изоморфизм; 2) частичное замещение одного элемента другим в пределах от 0,01 до нескольких процентов — несовершенный, или частичный, изоморфизм.

Примерами совершенного изовалентного изоморфизма могут служить Ta^{5+} ($r = 0,68$) и Nb^{5+} ($r = 0,69$) в минеральном ряду колумбит — танталит; Mg^{2+} — Fe^{2+} и Fe^{2+} — Mn^{2+} — в группах оливинов, пироксенов, амфиболов. Примерами частичного изовалентного изоморфизма являются Zr^{4+} ($r = 0,87$) и Hf^{4+} ($0,86$) в цирконах; K^{+} ($1,33$) и Rb^{+} ($1,49$) в полевых шпатах и слюдах; Mg^{2+} ($0,78$) и Ni^{2+} ($0,78$) в оливинах.

Для ионных и ионно-ковалентных решеток различают два вида изоморфизма: *изовалентный* и *гетеровалентный*. При изовалентном изоморфизме взаимозамещаются ионы, имеющие одинаковый заряд (валентность), при гетеровалентном — различные заряды. Ионы в замещение вовлекаются таким образом, чтобы суммарный электростатический баланс решетки минерала остался неизменным. Степень, в какой атомы различных элементов могут замещать друг друга, определяется

¹ Последующими исследованиями был установлен ограниченный характер этого закона, преимущественно проявляющийся для простых случаев (М. Т.).

типом структуры, близким соответствием ионных радиусов и температур образования вещества. Существенное значение для атомных замещений имеет размер иона, поскольку замещающий ион должен занять в кристалле положение, не вызывающая заметных нарушений в структуре.

Способность изоморфного замещения у разных элементов различна. Можно говорить о нормальной изоморфии, когда оба элемента количественно примерно равноценны, и о *эндокриптии*, когда замещающий элемент маскируется в решетке ведущего (германий — в силикатах, индий — в цинковых обманках и др.).

При разнице зарядов, большей чем единица, атомные замещения затруднены, поскольку в этом случае необходимо сбалансировать разницу зарядов. Компенсация может осуществляться несколькими способами: 1) путем замещения одного катиона с повышенным зарядом несколькими катионами с пониженными зарядами; 2) замещением катиона с меньшим зарядом на катион с большим зарядом параллельно с вхождением другого катиона с еще меньшим зарядом ($2\text{Mg}^{2+} - \text{Al}^{3+} + \text{Li}^+ -$ в пироксенах; $2\text{Ca}^{2+} - \Sigma \text{TR}^{3+} + \text{Na}^+ -$ в апатитах); 3) при замещении катиона с меньшим зарядом — большим, одновременно происходит замещение аниона с меньшим зарядом — большим ($\text{Ca}^{2+} + \text{F}^- - \Sigma \text{TR}^{3+} + \text{O}^{2-} -$ в апатитах).

Если при закономерном изменении химического состава наблюдаются резкие изменения структуры образующихся минералов, то мы имеем дело с *морфотропией*. Ряд таких изменений создают *полиморфизм* в отличие от *изоструктурности* (изотипности), когда наблюдается структурное сходство кристаллических решеток химических соединений различного состава.

В некоторых случаях существует неодинаковая способность ионов замещать друг друга. А. Е. Ферсман приводит два ряда таких элементов, из которых элемен-

ты нижнего ряда могут замещать верхние, а обратное замещение отсутствует:

K	Fe	Ca	Ti		
0,36	2,15	1,75	8,4		
B	Sc	U	Nb		
1,35	4,65	7,0	13,6		
TR	Ca		Ti	Mg	
3,6 — 4,1	1,75		8,4	2,2	
Th	Y	Ta	Zr	Sc	
6,8	3,95	13,6	7,8	4,65	

Такой тип направленного изоморфизма называется *полярным*. Приведенные в рядах цифры величин эквов указывают на энергетическую выгоду подобного замещения, на основании чего А. Е. Ферсман сформулировал *правило полярного изоморфизма*: ионы элементов только в том случае улавливаются из растворов другой решеткой, если они по своим размерам и по своему типу могут образовывать изоморфную постройку и если эта постройка будет энергетически выгоднее, чем «чистая» решетка (табл. 2).

Минералы, особенно минералы переменного состава, отражают своим составом и составом элементов-примесей примерный состав раствора или расплава, из которого они образовались. Это определяется законом действующих масс и является приблизительным отражением зависимости состава природных изоморфных примесей минералов от геохимической среды и степени концентрации элементов. При постройке определенными минералообразующими элементами решетки минерала иногда в соответствующих расплавах нет достаточного количества необходимых (в соответствии с типом связи) элементов, с которыми обычно строится данный минерал. В этом случае они замещаются изоморфными элементами.

Изоморфное замещение зависит от ряда внешних факторов: концентрации ионов, температуры и давления. В условиях высоких температур изоморфное

Таблица 2. Характерные элементы полярного изоморфизма и значения коэффициентов «выигрыша» энергии (ЭК) (по А. А. Саукову)

Замещается			Замещает			ЭК (выигр- рыш)
Ион	$r_i, \text{Å}$	ЭК	Ион	$r_i, \text{Å}$	ЭК	
Ca^{2+}	0,99	1,75	Y^{3+}	0,92	3,95	2,20
Mo^{2+}	0,66	2,10	Sc^{3+}	0,81	4,65	2,55
Ge^{2+}	0,74	2,12	Sc^{3+}	0,81	4,65	2,53
Sc^{3+}	0,81	4,65	$\text{Zr}^{4+} (\text{Hf}^{4+})$	0,79	7,85	3,20
K^+	1,33	0,36	Pb	1,20	1,65	1,29
Ti^{4+}	0,68	8,40	$\text{Nb}^{5+} (\text{Ta}^{5+})$	0,69	13,60	5,20
Na^+	0,97	0,45	Ca^{2+}	0,99	1,75	1,30

Таблица 3. Изоморфные ряды (по В. И. Вернадскому)

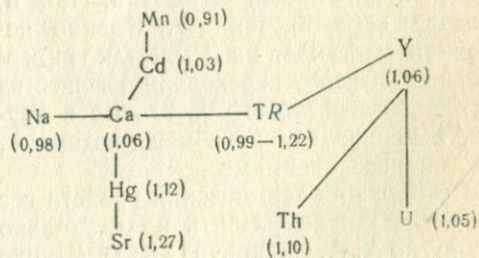
1. $\text{Al} \cdot \text{Fe} \cdot \text{Cr} \cdot \text{MnTi} \cdot \text{B} \cdot [\text{Y}] \cdot [\text{Ce}] \cdot \text{Y}$ I II III	10. $\text{Au} \cdot \text{Ag} \cdot \text{Hg} \cdot \text{Cu} \cdot \text{Pb} \cdot \text{Tl}$ II, III I
2. $\text{Ba} \cdot \text{Ca} \cdot \text{Sr} \cdot \text{Pb}$ I, II I	11. $\text{Pt} \cdot \text{Fe} \cdot \text{Pd} \cdot \text{Ir} \cdot \text{Rh} \cdot \text{Cu}$ III
3. $\text{Br} \cdot \text{J} \cdot \text{Cl} \cdot \text{F} \cdot \text{OH}$ I II, III	12. $\text{Os} \cdot \text{Ru} \cdot \text{Rh} \cdot \text{Ir}$ III
4. $\text{V} \cdot \text{P} \cdot \text{AS} \cdot \text{Sb?}$ I	13. $\text{Ca} \cdot \text{Mg} \cdot \text{Mn}$ I? II, III
5. $\text{Bi} \cdot \text{Sb} \cdot \text{AS}$ II, III?	14. $\text{O} \cdot \text{F} \cdot \text{OH}$ III?
6. $\text{NH}_4 \cdot \text{K} \cdot \text{Na} \cdot \text{Cs} \cdot \text{Rb} \cdot \text{Tl} \cdot \text{Li} \cdot \text{H}$ I II, III?	15. $\text{Co} \cdot \text{Fe} \cdot \text{Ni}$ I II
7. $\text{W} \cdot \text{Mo}$ I	16. $\text{Si} \cdot \text{Ti} \cdot \text{Zr} \cdot \text{Sn} \cdot \text{Mn} \cdot \text{Th?}$ II, III
8. $\text{Ge} \cdot \text{Sn}$ I	17. $\text{Nb} \cdot \text{Ta}$ L, II, III
9. $\text{Mg} \cdot \text{Mn} \cdot \text{Fe} \cdot \text{Zn} \cdot \text{Be?} \cdot \text{Cd} \cdot \text{Cu} \cdot \text{Ni} \cdot \text{Co}$ I II, III	18. $\text{S} \cdot \text{Se} \cdot \text{Te?}$ II, III

замещение компонентов происходит в более широких пределах. Это свойство повышения возможностей атомных замещений с повышением температуры позволяет использовать данные о содержании изоморфных элементов в минералах для определения температуры их образования (геологическая термометрия). Минералы, выделяющиеся в широком интервале температур, более богаты изоморфными примесями в начале кристаллизации и значительно беднее — в конечных. Высокотемпературные генерации минералов более богаты примесями, чем низкотемпературные. Это явление А. Е. Ферсман назвал *явлением самоочистки*, или *автолизии*. Примером могут служить соединения урана. В высокотемпературных пегматитах они содержат ThO_2 и TR_2O_3 , в пневматолитовых образованиях минералы урана существенно обеднены торием, а в настуранах гидротермальных образований они почти не содержат тория и редких земель.

В земной коре происходит не только образование, но и распад изоморфных соединений. Основным фактором разделения изоморфных смесей является изменение термодинамических условий. А. А. Беус сравнительное постоянство состава микропримесей в пределах единого массива или комплекса объясняет близостью термодинамических условий их магматической кристаллизации. В то же время при переходе от магматических расплавов к гидротермальным водным растворам (т. е. при понижении температуры) может происходить накопление изоморфных примесей в минерале-«хозяине». Так, в типичных магматических гранитах отношение K/Rb составляет в среднем 196 ± 20 , тогда как в гранитах с заметным проявлением поздней послемагматической микроклинизации и альбитизации оно снижается до 97, достигая в отдельных метасоматических разновидностях гранитов 400 — 600 [15].

Наблюдающиеся в природе случаи изоморфного замещения позволяют у-

верждать, что чаще происходит замещение элементов по изовалентным рядам, отвечающим вертикальным направлениям периодической таблицы Менделеева ($\text{Rb}^+ \rightarrow \text{Cs}^+$, $\text{Nb}^{5+} \rightarrow \text{Ta}^{5+}$, $\text{Sr}^{2+} \rightarrow \text{Ba}^{2+}$). Вместе с тем отмечается также довольно большое количество элементов, замещение которых происходит по диагоналям, секущим Менделеевскую таблицу сверху слева — вниз направо (рис. 2). При этом в большинстве случаев замещающий элемент имеет более высокую валентность, чем замещаемый (полярный изоморфизм). А. Е. Ферсман рекомендует для практических целей использовать так называемые звезды изоморфизма, которые в литературе получили название геохимических звезд А. Е. Ферсмана. Они позволяют предсказывать изоморфные замещения элементов. Сущность построения звезд состоит в выписывании вокруг определенного элемента других элементов, обладающих близкими атомными, ионными радиусами и эками. При анализе таких звезд нужно помнить, что они построены без учета геохимической среды. Примером построения такой звезды является звезда кальция (цифры в скобках — радиусы ионов):



В. И. Вернадский, обобщив достижения геологии и минералогии в изучении парагенезиса элементов и минералов в земной коре, указывал, что все соединения можно представить в виде единообразной таблицы изоморфных рядов. В земной коре он выделил три резко различные термодинамические области

образования специфических изоморфных рядов: I. Кору выветривания — область низких температур и давления; II. Область метаморфизации — с высоким давлением (P) и не очень высокой температурой (T); III. Глубокие слои литосферы — область магматизации с высокими P и T . Для этих областей В. И. Вернадский предложил 18 изоморфных рядов (табл. 3). Они не потеряли своего значения и до настоящего времени.

ВНУТРЕННИЕ ФАКТОРЫ МИГРАЦИИ

К внутренним факторам миграции, по А. Е. Ферсману, относятся свойства связи, химические свойства соединений, энергетические свойства ионов, некоторые физические свойства атомов (электрические, гравитационные, радиоактивные).

Под *свойствами связи* понимают способность элементов или их соединений противостоять силам, направленным к разобщению их атомов, ионов или молекул. Эти свойства тесно связаны с энергией кристаллической решетки.

В качестве разъединяющих сил могут выступать как механические силы, способствующие измельчению, истиранию и разделению отдельных частиц, так и, главным образом, теплота. Именно последняя выступает на Земле как универсальный фактор, переводящий вещества из одного агрегатного состояния в другое, изменяющий связи между атомами, ионами и соединениями.

В отношении термических свойств все элементы можно разбить на несколько групп (по А. А. Саукову [11]): 1) летучие газы (He, Ar, N и др.) с низкими температурами плавления и кипения, обладающие высокой миграционной способностью и подвижностью; 2) подвижные металлоиды (F, Cl, Br, I, S, P), образующие с рядом элементов летучие соединения и в связи с этим хорошо мигрирующие при вулканических процессах, пневматолитизе, в гидротермах и др.; 3) щелочные и

щелочноземельные металлы (Li, Rb, Cs, K, Na, Ca, Mg и др.) — легко образуют устойчивые окислы и галлоидные соединения; 4) летучие металлы (Hg, In, Tl, Bi) — могут переходить в газообразное состояние и легко мигрировать в элементарном виде; 5) обычные металлы (Fe, Pb, Co, Ni, Cu и др.) могут образовывать летучие соединения с металлоидами; 6) труднолетучие элементы (Pt — группа, W, Cr, Ta, Mo, Hf, V, Zr и др.).

Вероятный интервал внутрикоровых магматических температур примерно составляет (по Ф. Тернеру и Дж. Ферхугену) 700 — 1100°. В этих условиях подавляющее большинство элементов находится в форме химических соединений — окислов, силикатов, сульфидов и др. Свойства их связи и определяют в основном миграционные свойства элементов, их разделение при процессах магматической дифференциации. Температура плавления различных соединений определяет последовательность образования изверженных пород. Так, по П. Фохту, температуры затвердевания наиболее распространенных из них следующие: дунит — 1500—1600°, перидотит — 1400°, габбро — 1250°, диорит — 1200°, гранит — 1000°.

Миграция элементов в магматическом процессе зависит от химических свойств их соединений и определяется: 1) устойчивостью основных соединений данного элемента в соответствующих термодинамических и физико-химических условиях; 2) температурой образования различных минералов; 3) характером связи между атомами, ионами, молекулами; 4) сродством к кислороду и сере; 5) потенциалом ионизации. Так, для сульфидов, выделяющихся из охлаждающихся гидротерм, последовательность кристаллизации минералов следует, согласно А. Е. Ферсману, порядку убывания теплот их образования: Mo — Zn — Fe — Cd — Pd — Cu — Hg — Ag. В этом же направлении убывает разница между атомными и ионными радиусами и, как след-

ствие, понижается сродство к кислороду и возрастает сродство с серой.

При геохимическом изучении горных пород наибольший интерес представляет процесс перехода соответствующих веществ из жидкого состояния (расплавы, растворы) в твердое с переходом элементов из ионного состояния с большим запасом свободной энергии в кристаллическую форму с меньшим запасом энергии. При этом последовательность кристаллизации минералов следует уменьшению энергии кристаллической решетки (U), как это можно видеть на примере реакционного ряда Н. Л. Боуэна, иллюстрирующего петрологическое правило Розенбуша для силикатов:

Минерал	$\frac{U}{Si+Al} \cdot 10^3$
Оливин	4,2
Пироксен	4,1
Амфибол	3,8
Биотит	3,0
Полевой шпат	2,4
Кварц	2,6

Это же можно демонстрировать и на примере выделения сульфидных минералов:

Минерал	U (по экам)
Молибденит	2766
Пирит	1132
Сфалерит	858
Галенит	717

В природных процессах эта зависимость последовательности кристаллизации от энергии кристаллической решетки сложнее и требует учета ряда факторов внешней среды и свойств кристаллической решетки (диссоциация, концентрация элементов, тип решетки и др.).

ВНЕШНИЕ ФАКТОРЫ МИГРАЦИИ

К внешним факторам миграции относятся температура, давление, концентрация вещества, химический состав среды

миграции, сорбционные силы и некоторые другие. Проявление тех или иных факторов возможно лишь в том случае, если на мигрирующее вещество действуют силы, которые произведут соответствующую работу. Источником этих сил служат следующие энергетические факторы: 1) гравитационная энергия; 2) энергия Солнца и других небесных тел; 3) энергия радиоактивного распада; 4) теплота земных глубин. Кроме этих основных энергетических факторов, А. Е. Ферсман указывает также на лучистую (световое давление, фотохимизм), электромагнитную, связанную с наружными электронами (химические, электролитические процессы, явления кристаллизации, отчасти капиллярные), тепловую, связанную с молекулярным и тепловым движением (диффузия, изменение агрегатного состояния вещества, преодоление сил, препятствующих движению и т. п.), физико-химическую энергию живого вещества.

Взаимосвязь геохимических и космохимических процессов находит свое выражение, прежде всего, во взаимообмене вещества Земли и Космоса. Влияние космического вещества на химический состав Земли пока изучено мало. При падении метеоритов поступают Fe, Co, Ni, Cu, меньше Si, Al. Некоторые авторы считают, что высокое (до 0,1%) содержание Ni в современных осадках Тихого океана связано именно с космическим веществом.

Вместе с тем происходит постоянная потеря части земного вещества (газов и пыли) путем выхода его из поля земного притяжения и светового давления в области газового хвоста планеты.

Важной стороной взаимосвязи Земли с Космосом является взаимодействие космических лучей с веществом Земли. Первичное космическое излучение, приходящее из глубин мирового пространства, представляет собой поток протонов, нейтронов и ядер He, Li, Be, B, C, N, O, Ne, Mg, Si и других элементов. На прото-

ны приходится 80% космического излучения. Подсчитано, что в атмосферу на площадь в 1 м^2 каждую секунду падает около 22 тыс. частиц. Из них 66% приходится на долю ядер H, 26% — He, 5% — C, N, O, 3% — Si, Mg, Fe и др.

Обладая высокими скоростями, первичное космическое излучение характеризуется высокой проникающей способностью и вызывает ядерные реакции, превращение и образование элементарных частиц. Взаимодействуя с веществом горных пород, космическое излучение вызывает ядерные превращения, приводящие к образованию как стабильных, так и радиоактивных изотопов.

Кроме образования новых ядер и изотопов, космическое излучение способно вызывать разложение и синтез веществ, окислительные и восстановительные процессы, коагуляцию и стабилизацию коллоидов, полимеризацию и деполимеризацию органических соединений, радиохимические изменения.

Наиболее важную роль в процессах перемещения огромных масс вещества атмосферы, гидросферы, литосферы играет солнечная энергия. Энергия Солнца расходуется на геохимические процессы и аккумулируется живым веществом нашей планеты и веществом литосферы. Она может трансформироваться в глубинах планеты на тектонические, магматические, метаморфические и другие процессы.

В последние годы получены новые данные о тесной связи деятельности Солнца и земных процессов. Так, установлена определенная цикличность солнечной активности и процессов атмосферы, гидросферы, теплового режима Земли, вызывающих ритмичность изменений климата и, как следствие этого, ритмичность геохимических процессов, связанных с осадкообразованием, развитием коры выветривания, деятельностью живого вещества.

Основные факторы, которыми определяется эндогенная энергия и характер ее

проявления в недрах Земли, — это тепловые, химические, гравитационные и механические процессы, их различные сочетания и взаимодействия. Ими вызываются тепловые и электромагнитные потоки в толще земной коры, процессы расплавления, разворонения, диффузии, испарения, гравитационная дифференциация веществ и динамическое перемещение земных масс с больших глубин на поверхность Земли.

Важным энергетическим фактором, с которым связаны значительные геологические катаклизмы, различные физические и геохимические процессы, протекающие в недрах Земли, является ее тепловой режим, обусловленный температурой. *Температура* является одним из главных внешних факторов миграции элементов. От нее зависит подвижность и агрегатное состояние вещества, скорость химических реакций, последовательность кристаллизации минералов из расплавов и растворов, дифференциация вещества. С температурой связана летучесть элементов и их соединений, что приводит к разобщению атомов, находящихся в одной системе.

Колебания температуры для земного шара составляют несколько тысяч градусов, а для поверхности Земли — от 85 до —80. В этих температурных пределах и осуществляются все процессы на Земле. Температурный режим всех геохимических систем не постоянен. Практически наиболее важны для земной коры явления, связанные с понижением (ниже 1800° — температуры кристаллизации дунита) температуры, т. к. именно с ними связаны процессы формирования горных пород, рудных месторождений, процессы гипергенеза. При понижении температуры происходит разобщение металлов от нерудных элементов, легколетучих газов от труднолетучих соединений и т. д.

О температуре геохимических процессов судят по так называемым геологическим, или минералогическим, термомет-

рам — минералам, их комбинациям или свойствам минералов, для которых известны температуры их образования, превращения или изменения. В качестве минералогических термометров в последние годы широко используют так называемые типоморфные свойства минералов (облик кристаллов, окраска, химический состав, наличие примесей и др.), а также газожидкие включения в минералах (минералогическая термометрия). Типоморфными называют такие минералы, которые занимают строго определенное место в геохимических процессах. Они определяют температурные условия и время геохимического процесса. Примером типоморфного минерала может служить киноварь, температура выделения которой ниже 140° . При температуре около 1000° плавится эгирин, 580° — рамзаит. Температуры характерных полиморфных превращений ряда минералов также могут служить реперами:

α -кварц	→ β -кварц	575°
β -кварц	→ β -тридимит	870°
β -тридимит	→ β -кристобалит	1470°
арагонит	→ кальцит	410°
метацинабарит	→ киноварь	400°
марказит	→ пирит	450°

При использовании этих данных нужно помнить, что повышение давления на соответствующих глубинах приводит к определенным смещениям температур в сторону их повышения; это требует введения соответствующих поправок.

Использование газожидких включений в минералах для определения температур геохимических процессов основано на том, что при кристаллизации минерала он захватывает и консервирует гомогенные частицы исходного раствора, которые при обычных температурах находятся в виде одно-, двух- или трехфазных систем: жидкость, газ, соли. Если такое включение нагреть, то при определенной температуре оно снова гомогенизируется. Эта температура примерно указывает на температуру исходного раствора в момент консервации включения.

Исключительно большое влияние на миграцию химических элементов оказывает *давление*, особенно при его резких изменениях, вследствие проявления тектонических процессов. Так, уменьшение давления над магматическим очагом может привести к выделению летучих соединений, дающих начало пневматолитовым и гидротермальным процессам и интенсивной миграции элементов из магматического очага в окружающую среду. Давление смещает точку плавления вещества, оказывает влияние на направление и границы изоморфной смесимости. В гипергенных процессах с изменением давления связано изменение содержания в окружающей среде кислорода, углекислоты и других газов, оказывающих большое влияние на характер и интенсивность этих процессов. Особое влияние на миграцию элементов оказывает стресс — боковое давление, которое увеличивает растворимость минералов в направлении давления. Минералы при этом распадаются своими широкими плоскостями перпендикулярно давлению (например, слюды в гнейсах).

В условиях земной коры колебания давления происходят в диапазоне от 1 атм (на поверхности Земли) до 7500 — $10\,000 \text{ атм}$ на границе коры, увеличиваясь с глубиной в среднем на 250 — 300 атм на 1 км . Колебания давления тесно связаны с колебаниями температур. Вместе они определяют изменения физического состояния элементов, характер и интенсивность их миграции — расплавление, растворение, отщепление газовой фазы или наоборот — кристаллизацию и снижение вещества.

Концентрация вещества определяется отношением количества данного элемента к количеству других компонентов системы. Исходя из закона действующих масс, в случае равновесия системы, увеличение концентрации какого-либо вещества должно в свою очередь приводить к увеличению концентрации образующихся из него веществ.

Количество растворенного вещества d_m , прошедшего через фильтр, пропорционально объему прошедшего через фильтр раствора dV и его концентрации, т. е. $d_m = \varphi CdV$, где φ — коэффициент фильтрации, характеризующий проницаемость фильтра для данного вещества; при $\varphi < 1$ (труднопроницаемые горные породы) наблюдается задержка растворенного вещества, приводящая к повышению его концентрации в растворе перед фильтром и снижению концентрации после прохождения фильтра, что обуславливает так называемый фильтрационный эффект. Последний отсутствует при $\varphi = 1$. С фильтрационным эффектом Д. С. Коржинский, Р. Мэкей связывают формирование ореолов рассеяния элементов и их зональность. Так, Р. Мэкей считает, что зональность в распределении олова, вольфрама, меди, цинка, свинца, ртути на разных расстояниях от интрузий объясняется различием фильтрационного эффекта этих элементов, а не снижением температуры их отложения.

Важным фактором миграции химических элементов в природных растворах и расплавах является *химический состав среды*, ее кислотно-щелочные и окислительно-восстановительные свойства. Именно они определяют характер и направление геохимических реакций, а также границы полей устойчивости соединений.

Кислотно-щелочные свойства среды характеризуются величиной концентрации водородных ионов. Она определяет относительную активность анионов и катионов, направление химических реакций между элементами. В чистой воде при температуре 20° концентрация водородных ионов равна 10^{-7} моль/литр. Обычно используется отрицательный логарифм концентрации водородных ионов: $pH = -\log(10^{-7}) = 7$. Раствор является кислым, если значения $pH < 7$, при $pH > 7$ раствор считается щелочным.

Согласно Д. С. Коржинскому, увеличение валовой активности кислот в растворах определяет увеличение относитель-

ной активности более слабых оснований по сравнению с более сильными. Увеличение же щелочности растворов, наоборот, ведет к увеличению относительной активности сильных оснований по сравнению с более слабыми. Согласно этому правилу, увеличение кислотности растворов способствует метасоматическим процессам, в результате которых происходит вытеснение сильных оснований более слабыми. Например, при альбитизации калиевых полевых шпатов калий вытесняется натрием, при окварцевании — кремний вытесняет все остальные основания, в том числе алюминий; при топазизации замещающим компонентом является алюминий и т. д. Наоборот, при увеличении щелочности раствора слабые основания вытесняются более сильными. Примерами могут служить калиевый метасоматоз (микроклизация), замещение кварца полевым шпатом или слюдами.

Особое значение имеет pH для миграции химических элементов в зоне гипергенеза. Образование многих осадочных минералов происходит при вполне определенной величине pH. Здесь важнейшее значение в реакциях окисления имеет кислород. Несмотря на относительно небольшое его количество в свободном состоянии, он непосредственно участвует в самых разнообразных реакциях. Кроме того, соединяясь с водородом и углеродом, он образует воду и углекислый газ, которые, в свою очередь, являются активными агентами миграции химических элементов. Вода в окислительных процессах выступает не только как источник свободного кислорода, но и как катализатор химических и иных реакций. Диссоциируя на ионы H^+ и OH^- , вода разлагает минералы вследствие взаимодействия оснований минералов с водородными ионами. Это расщепление минералов вызывает замещение одних элементов другими, метаморфизм самих минералов. Чем прочнее связь катиона с анионом в кристаллической решетке минерала, тем труднее произвести это расщепление; чем больше

Таблица 4. Последовательность выпадения гидроокисей при изменении рН (по А. Е. Ферсману)

рН	Выпадение гидроокисей (в скобках — радиусы ионов)	Характер раствора	Среда
>12	Sr^{2+} (1,27), Ba^{+2} (1,43), Na^{+1} (0,98), K^{+1} (1,33)	Щелочной	Пустыни
>11	Mg^{2+} (0,78), Ca^{2+} (1,06)		
10	Cd^{2+} (1,03)		
9	Hg^{2+} (1,12), Mn^{2+} (0,91)		
8	Y^{4+} (0,61), TR^{3+} (0,99—1,22) Co^{2+} (0,82), Ni^{2+} (0,78)	Нейтральный	Дождевая и речная вода Океан
7	Ge^{2+} (0,83), Zn^{2+} (0,83)		
6	Y^{3+} (1,06)		
5	Th^{4+} (1,1), Ce^{4+} (1,02), Ga^{3+} (0,62) Al^{3+} (0,57), Mn^{3+} (0,7), Be^{2+} (0,34)	Слабокислый	Растворы субтропиков Торфяные воды
4	Zn^{4+} (0,87)		
3	Ti^{4+} (0,64), W^{4+} (0,683), Mo^{4+} (0,68), Ge^{3+} (0,67)		
2	Nb^{5+} (0,69), Ta^{5+} (0,69), Si^{4+} (0,39) Ge^{4+} (0,44)	Кислый	Арктика
1	H_2SO_4	Ультракислый	Пустыни

щелочных элементов, тем выше необходимо рН раствора. Таким образом, зная рН среды, можно определить, какие соединения будут выпадать и какие оставаться в растворе. Наоборот, характер выпадающих соединений указывает на кислотность среды (табл. 4). Так, кремний образует гидраты при рН 2,5. Поэтому SiO_2 накапливается в кислой среде и мигрирует в щелочной. F^{2+} испытывает более интенсивную миграцию в кислых средах болот тайги и тундры, тогда как в слабощелочных средах степей и пу-

стынь оно мигрирует слабо. При низких рН (3 — 5) происходит накопление глин за счет разложения алюмосиликатов с выносом сильных оснований. Наоборот, в щелочных средах наблюдается вынос SiO_2 , Mo , W , накопление Fe_2O_3 , MnO_2 , Al_2O_3 .

Присутствие в породах некоторых минералов позволяет достаточно определенно говорить о химизме среды их образования. Так, наличие кальцита, серицита и цеолитов говорит о щелочной, реже — нейтральной среде, тогда как присутствие алунита и ярозита в осадочных

породах и топаза в пегматитах — о кислой среде. Пирит и сфалерит образуются в слабощелочной среде, а марказит и вюрцит — в кислой.

В земной коре многие элементы присутствуют в состояниях различных степеней окисления. Устойчивость данной степени окисления элемента зависит от изменения энергии, сопровождающей добавление или удаление электрона. Количественной мерой этого изменения энергии может служить величина, называемая *окислительно-восстановительным потенциалом*, или *редокс-потенциалом* E_h . Окисление всегда сопровождается восстановлением, поскольку электроны, потерянные одним атомом, приобретаются другим. Поэтому окислительно-восстановительные процессы характеризуются разностью потенциалов в цепи окислитель — восстановитель.

Окислительный потенциал любой реакции — относительная величина. За стандартную реакцию принята реакция удаления электронов от атома водорода в молекуле H_2 , т. е. окисление водорода до ионов H^+ : $H_2 = 2H^+ + 2e$. Окислительный потенциал этой реакции при активностях реагирующих веществ, равных 1 (активность — функция концентрации, учитывающая отклонение от законов идеальных растворов), условно принимается за 0. Окислительные потенциалы могут быть как положительными, так и отрицательными. Значение окислительных потенциалов различных реакций обозначается E° , если реакция протекает в стандартных условиях при активностях, равных 1. Если реакция происходит в других условиях, эта величина обозначается E .

Окислительно-восстановительные условия определяют направление химических реакций, изменение валентности взаимодействующих атомов и состоят в потере или приобретении электронов. В первом случае атом окисляется, во втором — восстанавливается. Причина этих процессов — в различии энергии

связи электронов: в восстановителе они связаны слабее, чем в окислителе. При контакте различных веществ происходит переход электронов до тех пор, пока не сравняются их энергетические уровни. Наиболее важными окислителями являются кислород, а также Fe^{3+} , Mn^{4+} , N^{5+} , S^0 и др., а восстановителями — Fe^{2+} , Mn^{2+} , Cr^{3+} , V^{3+} , S^{2-} , As^{2-} , H^0 , Cu^0 , Al^0 и др. Наиболее легко окисляются щелочные и щелочно-земельные элементы (Na, K, Ca, Mg и др.), восстанавливаются — неметаллы (F, Cl и др.).

Характер окислительно-восстановительных условий в природных процессах нередко определяют по минералам железа. Присутствие закисных соединений железа (сидерит, вивианит, мелантерит) свидетельствует о восстановительных условиях среды, а окисных (лимонит, ярозит, дельвоксит и др.) — об окислительной. Наряду с этим, о восстановительных условиях могут также свидетельствовать минералы Mn^{2+} , V^{3+} , Cr^{3+} , сульфиды, урановые черни, а об окислительной — Mn^{4+} (пирролюзит, вад), ванадаты, арсенаты, молибдаты, вольфраматы, хроматы, урановые слюдки, карбонаты и сульфаты.

Большую роль в миграции химических элементов играют коллоиды и другие вещества, обладающие значительными сорбционными свойствами. Под сорбцией понимают как процессы адсорбции, так и абсорбции. *Адсорбцией* называется поглощение коллоидным веществом из раствора тех веществ, которые уменьшают поверхностную энергию данного коллоида, а *абсорбцией* — поглощение вещества всей массой сорбента. Причина сорбции — в ненасыщенности электростатических связей ионов поверхности веществ. Сорбируются ионы противоположного электрического знака, т.е. отрицательные коллоиды поглощают из растворов катионы, положительные — анионы. Примером отрицательных коллоидов могут служить глины, коллоиды окиси марганца

ца; положительных — гидрозоль кремнезема, гидраты окиси железа.

В связи с явлениями сорбции на пути миграции веществ к океану создаются геохимические барьеры, препятствующие этой миграции. Огромное количество коллоидных частиц, переносимое речными водами (глины, гумусовые вещества, кремнезем, гидраты железа, марганца, алюминия и др.), встречаемая на своем пути электролиты, коагулируют, выпадают в осадок. Образование дельт является не только следствием замедления течения воды, но и коагуляции коллоидных частиц под воздействием электролитов морей. Минеральные частицы, попадая на дно морей, подвергаются гальмиролизу, в результате которого образуются коллоидные вещества, глауконит, фосфориты и др. В этих процессах могут принимать участие и органические вещества, что может приводить к образованию железных руд. Особенно велика роль коллоидов в почвах. С ними связана способность почв поглощать из растворов ряд ионов, необходимых для жизнедеятельности растений.

Все геохимические процессы в той или иной степени связаны с энергетическими превращениями, с выделением или поглощением тепловой энергии. Они описываются законами химической термодинамики. Важнейшими из них для понимания геохимических явлений являются первый и второй принципы термодинамики и вытекающие из них следствия.

Первый принцип термодинамики служит основой термохимии природных процессов и является частной формой закона сохранения энергии. Он формулируется так: изменение внутренней энергии системы равно разности между количеством сообщенной ей теплоты и количеством произведенной работы.

Благодаря внутренней энергии, система способна производить работу или обмениваться теплом с окружающей средой, причем она не зависит от пути перехода системы из одного состояния в другое. Одним из важнейших геохимических

следствий первого принципа термодинамики является закон Гесса, который, согласно А. Ф. Ферсману, определяет, что ассоциации элементов и минералов, как и состав горных пород, могут и должны быть одинаковыми, независимо от их генезиса. В соответствии с этим, А. Е. Ферсман формулирует минералогический закон Гесса: сочетание минералов, образованных из определенной ассоциации элементов, при данной термодинамической обстановке определено, оно зависит лишь от ее начального состояния и не зависит от их генезиса.

Закон Гесса имеет в геохимии очень большое значение, так как позволяет каждую ассоциацию элементов или минералов рассматривать как энергетический уровень, независимо от того пути, по которому эта ассоциация образовалась.

Второй принцип термодинамики лежит в основе учения о равновесиях, определяет направленность самопроизвольных процессов и выражается как степень рассеяния энергии системой, представляющей собой сложную термодинамическую функцию состояния и характеризует степень необратимости процессов, протекающих в системе, или ее *энтропию*.

Следствием второго принципа термодинамики является стремление всех физико-химических и геохимических процессов к равновесию, к непрерывному возрастанию энтропии по мере истощения системой способности производить работу без притока энергии извне. Процессы миграции химических элементов, согласно второму принципу, будут проходить тем интенсивнее, чем больше будет разница между источником тепла и холодильником. Чем ближе источник тепла к холодильнику, тем интенсивнее процессы миграции химических элементов, тем интенсивнее идут процессы кристаллизации и т. д. Это подтверждает вывод А. Е. Ферсмана о том, что в геохимических процессах увеличение энтропии идет более энергично в начальных (высокотемпературных) стадиях и замедляется

в конечных, более холодных частях системы.

Из второго принципа термодинамики вытекает правило Ле-Шателье и закон Оствальда. Согласно правилу Ле-Шателье, если на находящуюся в равновесии систему воздействовать извне, изменяя ее температуру, давление и объем, то в системе возникнут такие процессы, которые будут стремиться нейтрализовать эти воздействия. Закон же Оствальда гласит, что всякая система при переходе в более устойчивое состояние совершает этот переход по ступеням, постепенно занимая уровни все большей и большей устойчивости. А. Е. Ферсман придавал правилу Ле-Шателье и закону Оствальда очень большое значение, считая их важнейшими законами, определяющими развитие и направление геохимических процессов.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КЛАССИФИКАЦИИ И ОСНОВНЫЕ РЕГИОНАЛЬНО- ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОНЯТИЯ

Наиболее полной и всесторонней научно обоснованной классификацией химических элементов, обобщающей их важнейшие свойства, является периодическая система Д. И. Менделеева. В геологии, принимая во внимание существование естественных группировок химических элементов в горных породах и в месторождениях земной коры, близость ряда свойств атомов и путей их миграции, разработано много специальных геохимических классификаций. Важнейшее значение среди них имеют классификации В. И. Вернадского, В. М. Гольдшмидта, А. Е. Ферсмана и А. Н. Заварицкого.

В. И. Вернадский в основу классификации положил следующие свойства элементов и явления их геохимической истории: 1) наличие или отсутствие радиоактивности; 2) обратимость или необратимость химических процессов, в которых участвуют химические элементы; 3) роль в истории химических элементов соеди-

нений или молекул, состоящих из нескольких атомов. В соответствии с этим он выделил следующие 8 групп химических элементов.

I. Инертные газы — 5 элементов (He, Ne, Ar, Kr, Xe).

II. Благородные металлы — 7 элементов (Au, Pt и ее группа).

Встречаются в земной коре в самородном состоянии в форме интерметаллических соединений, которые мало изменяются в течение геологического времени.

III. Циклические элементы — 44 элемента (Si, Al, Fe, Ca, Mg, Na, K, O, C, S и др.). Образуют почти 99% массы горных пород земной коры и участвуют в различных циклических процессах; входят в состав различных окислов, гидроксидов, силикатов, алюмосиликатов, карбонатов, сульфидов, хлоридов, фосфатов и других соединений.

IV. Рассеянные элементы — 11 элементов (Li, Sc, Ga, Br, Y, Rb, Cs, In, Nb и др.). Они преимущественно не образуют самостоятельных минералов и рассеиваются в чужих кристаллических решетках.

V. Сильно радиоактивные элементы — 7 элементов (U, Ra, Th и др.).

VI. Элементы редких земель — 15 элементов (от La до Lu). Они принадлежат к группе лантанидов (кроме иттрия). Характеризуются чрезвычайной близостью химических и геохимических свойств и образуют ряд совместных минералов в магматогенных процессах.

VII и VIII группы включают химические элементы, не обнаруженные в земной коре. Это очень короткоживущие элементы и изотопы.

Классификация В. М. Гольдшмидта основана на кривой атомных объемов (рис. 3). На ней видно периодический ход изменения атомных объемов с увеличением удельного веса и количественного распределения элементов в метеоритах и внешних оболочках Земли. При построении классификации В. М. Гольдшмидт

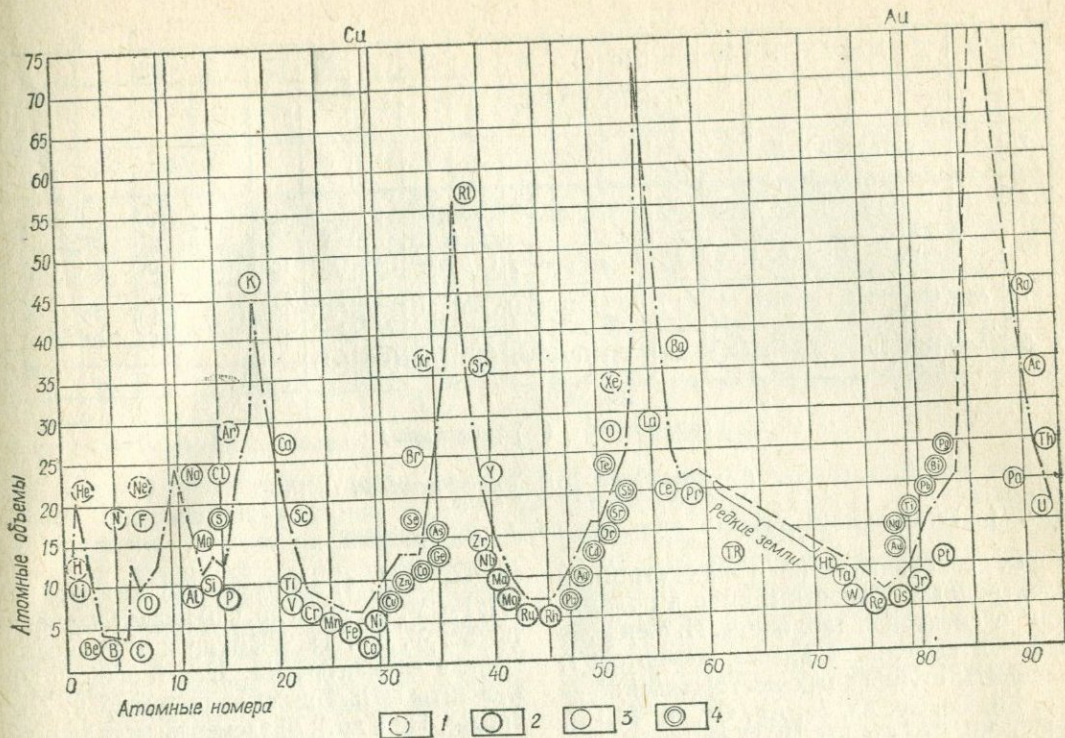


Рис. 3. Кривая атомных объемов элементов по В. М. Гольдшмидту:
 1 — атмосфильные элементы; 2 — сидерофильные элементы; 3 — литофильные элементы; 4 — халькофильные элементы.

разделил химические элементы по относительной распространенности в геосферах и метеоритах, по строению электронных оболочек и величинам атомных объемов на следующие 5 классов:

1. Сидерофильные элементы [Fe, Ni, Co, P, (As), C, (Ge), Pt, Ir, Os? (Pd), Ru, Rh, Mo, (W)], проявляющие сродство к железу. Их атомы обладают минимальными объемами, ионы характеризуются доэлектронными оболочками.

2. Халькофильные элементы [S, Se, (O), Te, (Ni), (Ce), Mn? Cu, Zn, Cd, (Sn), Ge, (Mo), As, Sb, Bi, Ag, Au, Hg, (Ru?), (Pt), Ga, In]. Они проявляют сродство к сере. Их атомы обладают промежуточными объемами, а ионы характеризуются 18 электронными оболочками.

3. Литофильные элементы [O, (S), (P), (H), Si, Ti, Zr, Th, F, Cl, Br, B, Al, (Ga),

Sc, Y, TR, Li, Na, K, Rb, Cs, Be, Mg, Sn, Ca, Sr, Ba, (Fe), V, Cr, Mn, (Ni), (Co), Ta, W, U, C] наиболее характерны для литосферы. Их атомы обладают промежуточными объемами, а ионы имеют 8-электронные оболочки.

4. Атмосфильные элементы (I, He, Ne, Ar, Kr, Xe). Характерны для атмосферы. Их атомы обладают максимальными объемами, а ионы имеют главным образом 8-электронные оболочки.

5. Биофильные элементы — наиболее характерны для биосферы Земли (N, C, O, H и др.).

Некоторые из приведенных элементов входят в разные группы в связи с изменением свойств при изменении термодинамических условий.

А. Е. Ферсман предложил геохимическую классификацию элементов земной

Группы и периоды	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII			
1						(H)	(He)	(Li)	(Be)										
2			(B)	(C)	N	(O)	(F)	Ne	(Na)	(Mg)									
3			(Al)	(Si)	(P)	(S)	(Cl)	Ar	(K)	(Ca)	(Sc)	(Ti)	(V)	(Cr)	(Mn)	(Fe)	(Co)	(Ni)	4
5	(Cu)	(Zn)	(Ga)	(Ge)	(As)	(Se)	(Br)	Kr	(Rb)	(Sr)	(Y)	(Zr)	(Nb)	(Mo)	(Tc)	(Ru)	(Rh)	(Pd)	6
7	(Ag)	(Cd)	(In)	(Sn)	(Sb)	(Te)	(J)	Xe	(Cs)	(Ba)	(TR)	(Hf)	(Ta)	(W)	(Re)	(Os)	(Ir)	(Pt)	8
9	(Au)	(Hg)	(Tl)	(Pb)	(Bi)	(Po)	Ai	(Rn)	(Fr)	(Ra)	(Ac)	(Th)	(Pa)	(U)					10

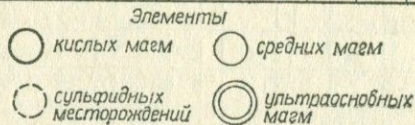


Рис. 4. Геохимическая таблица элементов по А. Е. Ферсману.

коры, основанную на типах строения электронных оболочек атомов и положении элементов в таблице Д. И. Менделеева. Он выделил 4 класса элементов: 1) элементы сульфидных месторождений — Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Ag, Cd, In, Te, Hg, Tl, S, Sn, Re, Au, Pb, Bi; 2) элементы кислых магм — H, He, Li, Be, B, O, F, K, Rb, Y, Zr, Nb, Mo, Cs, TR, Hf, Ta, W, Po, Ru, Ra, Ac, Th, U, Al, Si, P, Ge, Sn, Re, Au, Pb, Bi; 3) элементы средних магм — C, Na, Cl, Br, Sr, Y, Ba, Al, Si, P, S, Se; 4) элементы ультраосновных магм — Mg, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Rh, Rd, Os, Ir, Pt. Эти классы представляют собой наиболее типичные элементы соответствующих геологических образований и занимают в периодической системе определенные локальные участки (рис. 4).

А. Н. Заварицкий, основываясь на тех же принципах классификации, которыми руководствовались А. Е. Ферсман и В. И. Вернадский, разделил все поле периодической системы на 10 блоков (классов), объединяющих геохимически близкие элементы (рис. 5): 1) инертные газы (от He до Rn); 2) элементы горных пород (Na, Mg, Al, Si, K, Ca и др.); 3) элементы магматических эманаций (B, F, P,

Cl, S и др.); 4) элементы группы железа (Ti, Fe, V, Cr, Mn и др.); 5) редкие элементы (Sc, Y, Nb, Ta, TR и др.); 6) радиоактивные элементы (Ra, U, Th и др.); 7) элементы металлических рудных (Cu, Zn, Sn, Ag, Hg и др.); 8) элементы металлоидные и металлогенные (As, Sb, W, Mo и др.); 9) элементы группы платины (Pt, Pd, Ph и др.); 10) тяжелые галоиды (B, I).

В прикладной геохимии особенно популярной оказалась классификация В. М. Гольдшмидта и А. Е. Ферсмана.

Практическое использование геохимических классификаций оказывает существенную помощь в научно обоснованном прогнозировании геохимических процессов и явлений, металлогенической оценке геологических образований и территорий при региональных геохимических исследованиях.

Основные положения учения о региональной геохимии были разработаны А. Е. Ферсманом. Задачей исследований этой области является изучение геохимии и геохимической истории отдельных регионов земной коры — выяснение закономерностей территориального размещения, химических элементов и их парагенетических ассоциаций, а отсюда — и полезных ископаемых в зависимости

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	Rd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	J
Xe	Cs	Ba	TR	H	Ta	W	Re	Os	Ir	Pl	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At
Rn	Fr	Ra	Ac	Th	Pa	U	TR, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu										

Рис. 5. Геохимическая таблица элементов по А. Н. Заварицкому.

ти от их геологической, тектонической и петрогенетической истории.

Предметом регионально-геохимических исследований являются естественные ассоциации химических элементов в связи с проявлением конкретных геологических процессов в определенных геологических условиях. Подобные исследования опираются на соответствующие регионально-геохимические классификации. В их основу А. Е. Ферсман, а также Б. А. Гаврусевич положили генетические циклы, системы генетических процессов, генетические типы геологических образований. Под *генетическим циклом* А. Е. Ферсман понимал совокупность геохимических типов, связанных с определенной замкнутой системой. К таким главным циклам относятся магматический, осадочно-гипергенный и регионально-метаморфический (без участия магматических процессов).

Система генетических процессов представляет собой совокупность различных процессов, объединяемых генетическим источником и характеризующихся ассоциациями близких по свойствам химических элементов. По Б. А. Гаврусевичу, к основным из таких систем можно отнести: для магматического цикла — 1) систему ультраосновной магмы; 2) основной магмы; 3) магматического халькогенеза; 4) кислой магмы; 5) щелочной магмы;

6) контагитов и мигматитов; для осадочно-гипергенного цикла — 1) осадкообразования; 2) биогенеза; 3) механогенеза; 4) химического гипергенеза; 5) гидрогенеза; 6) галогенеза; для регионально-метаморфического цикла — 1) небольших давлений и глубин; 2) средних давлений и глубин; 3) больших давлений и глубин.

Под *генетическим типом* понимают совокупность взаимосвязанных генетических этапов, характеризующихся определенным комплексом ассоциаций химических элементов (типоморфных для данного типа). Например, в системе кислой магмы можно выделить пегматитовый, гидротермальный, пневматолитовый и другие типы. В свою очередь, некоторые из типов могут быть разделены на одну или несколько стадий (например, стадии альбитизации, микроклинизации, грейзенизации и т. д.). В соответствии с этими генетическими понятиями в региональной геохимии выделяются следующие единицы: геохимические провинции, геохимические эпохи, геохимические пояса, геохимические поля и геохимические зоны.

Геохимическая провинция, по А. А. Бегусу, — это крупные структурные элементы земной коры, характеризующиеся единичными чертами геохимической эволюции, отраженными в химическом составе, слагающих их геологических комплек-

сов, а также эндогенных и экзогенных рудных и нерудных концентраций химических элементов. Своеобразие ассоциаций химических элементов в пределах определенной геохимической провинции, по А. Е. Ферсману, является результатом особенностей исторического развития конкретного участка земной коры. В связи с этим в пределах платформенных структур выделяются геохимические провинции зон архейской и протерозойской складчатости докембрийских щитов, а также геохимические провинции устойчивых и подвижных плит. В пределах геосинклинальных областей выделяются провинции геосинклинальных прогибов, геоантиклинальных поднятий, краевых и межгорных впадин. Обособленные положение занимают геохимические провинции активизированных платформенных областей. Таким образом, определенные тектоно-магматические этапы развития различных структурных зон земной коры создают специфический облик геохимических провинций, который может изменяться в разные эпохи и создавать периоды специфического накопления отдельных элементов или ассоциаций химических элементов, называемые *геохимическими эпохами*.

Геохимические пояса представляют собой тектонически подвижные области, окаймляющие более устойчивые участки земной коры, характеризующиеся интенсивной миграцией химических элемен-

тов. Протяженность геохимических поясов может составлять несколько тысяч километров при ширине до тысячи километров. Они могут связывать ряд геохимических провинций, сочетаться с геохимическими поясами других периодов и создавать своеобразные геохимические ассоциации пород и территорий. Области проявления поверхностных процессов, связанных с осадконакоплением, преимущественно развитые на платформах и характеризующиеся специфическими ассоциациями химических элементов (Fe — Mn; P, V, As; K, I, Br, Na, Cs и др.), образуют *региональные геохимические поля*¹.

Климатические и почвенные зоны области гипергенеза, обуславливающие специфические особенности миграции химических элементов, образуют *геохимические зоны*. В их пределах могут создаваться условия для концентрации химических элементов и формирования определенных типов месторождений (озерноболотные руды меллесской зоны, месторождения калийных солей, брома, бора, иода зоны пустынь; месторождения бокситов зоны субтропиков и др.).

¹ Региональные геохимические поля следует отличать от локальных геохимических полей, представляющих собой участки или зоны геологических тел, а также территории с развитыми в их пределах геологическими образованиями и характеризующиеся определенным стохастическим или функциональным распределением химических элементов.

Глава 2

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ И ИХ СТАТИСТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Вещество земной коры выделилось из мантии в результате процессов выплавления и дегазации. Сопоставление масс

компонентов, вынесенных к поверхности с их содержанием в исходном (метеоритном — А. П. Виноградов) и остаточном (дуנית) веществе позволило определить глубину проявления процессов дифференциации вещества мантии. Установлено, что под континентами она в 5—6 раз

Таблица 5. Распространенность и масса главнейших типов пород в земной коре (по А. Б. Ронову и А. А. Ярошевскому)

Порода	Распространенность, % общего объема земной коры	Масса, 10^{24} г
Пески	1,7	0,43
Глины и глинистые сланцы	4,2	1,07
Карбонаты и соленосные отложения	2,0	0,51
Граниты	10,4	2,95
Гранодиориты, диориты	11,2	3,11
Сyenиты, нефелиновые сyenиты	0,4	0,11
Базальтоиды	42,5	12,7
Дуниты, перидотиты	0,2	0,06
Гнейсы	21,4	5,96
Кристаллические сланцы	5,1	1,41
Мраморы	0,9	0,25
Итого	100,0	28,56

больше, чем под океанами. Эта глубина А. Б. Роновым и А. А. Ярошевским оценивается в 1200—1400 км, причем для различных элементов, в зависимости от их подвижности, она различна.

Наиболее характерной особенностью распределения химических элементов является их повсеместное рассеяние (распространение) в земных образованиях. Н. И. Сафронов этой особенностью распределения элементов придал характер закона геохимии, назвав его законом Кларка — Вернадского. В табл. 5 дано представление о распространенности и массе главнейших типов элементов в земной коре.

Таким образом, на 65% литосфера состоит из изверженных пород и около 90% — из кристаллических. Практически слагают литосферу всего 8 элементов (O, Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K), составляя 98,89% ее массы. На долю остальных 84 элементов таблицы Менделеева приходится по массе всего лишь около 1,31%. Из них на долю 10 наиболее важных в промышленном отношении элемен-

тов (Cu, Ni, Zn, Sn, Pb, Mo, W, Th, U, Co) приходится около $3,31 \cdot 10^{-2}$ % массы литосферы.

Объективное представление о распространенности химических элементов в горных породах дает таблица кларков по А.П. Виноградову (приложение 1) и рис. 6. Под кларком понимается количество данного химического элемента в определенной геохимической системе (в земной коре, геологическом регионе и т. д.), выраженное в процентах от общего числа (или объема) атомов данной системы или ее веса (массы). Величина кларка является мерой для суждения о миграции химических элементов и о результате этой миграции — концентрации или рассеяния.

В литосфере устанавливается [27, 28] два качественно различных вида нахождения элементов — безминеральный и минеральный, и два количественно различных вида их существования — рас-

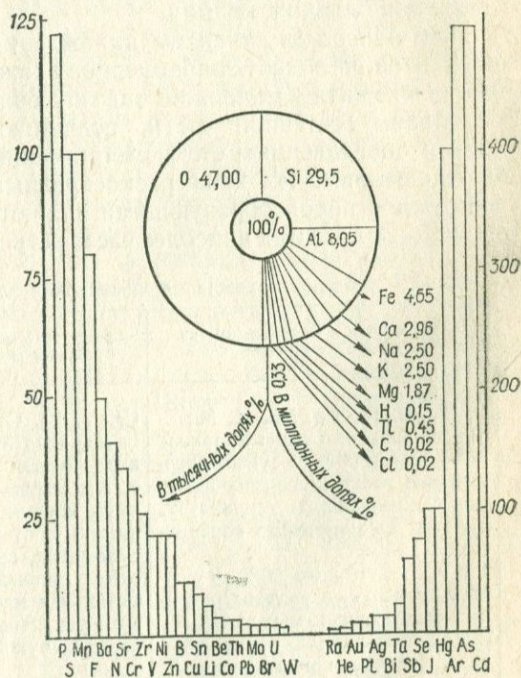


Рис. 6. Распространенность химических элементов в земной коре.

Таблица 6. Средний минеральный состав изверженных горных пород, % (по Барту)

Минерал	%
Кварц	12,4
Щелочные полевые шпаты	31,0
Плагиоклазы	29,2
Оливин	2,6
Пироксен	12,0
Роговая обманка	1,7
Биотит	3,8
Мусковит	1,4
Рудные	4,1
Нефелин	0,3
Апатит	0,6
Сфен	0,3
Хлорит и серпентин	0,6
Итого	100,0

сеяние и концентрирование. Под последними понимается содержание элементов в породах выше кларка, тогда как содержание элементов в рассеянном состоянии ниже или близко к кларку.

Под минеральным видом нахождения элементов понимают закономерное вхождение элемента в минерал в виде его обязательной составной части, подчиняющейся определенным стехиометрическим соотношениям. Из 2000 разнообразных минералов породообразующими являются 220—230. Из них наиболее часто встре-

чаются 65—70 и только 20—25 составляют горные породы (табл. 6).

Минералы литосферы преимущественно образованы 28 элементами: O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg, Ti, H, C, P, S, Zr, Cr, Y, La, Ce, F, Cl, Cu, Ni, Os, Ir, Pt, Mn, V, Sr. Из них первые 14 элементов образуют главнейшие минералы пород, а остальные 14 (от Cr до Sr) являются второстепенными и в своей основной массе могут существовать и в безминеральной форме. Остальные 64 элемента таблицы Менделеева существуют в литосфере практически в безминеральной форме (табл. 7). Таким образом, подавляющее количество элементов находится в породах литосферы в рассеянном состоянии, преимущественно в безминеральной форме; в состав чуждых минералов они входят в виде примесей.

Элементы, существующие в безминеральной форме, распределяются по породообразующим минералам по-разному. Так, в гранитах главная масса рудообразующих элементов (Cu, Pb, Zn, Cd, Co, Sn, In, В, F, Mn, реже — Mo, W и др.) концентрируется в темноцветных минералах — биотите и амфиболе, тогда как Y, TR, Th, Ta, Nb, частично U обычно накапливаются в аксессуарных минералах (сфене, редкоземельных минералах, апатите, цирконе), а Rb, Cs, Ba, Tl, значитель-

Таблица 7. Формы нахождения химических элементов в горных породах (по Н. И. Сафронову)

Преобладающие в минеральном виде — 14 элементов	Одинаково в минеральном и безминеральном виде — 11 элементов	Преобладающие в безминеральном виде — 67 элементов
O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg (около 99% от суммы кларков) H, C (около 90% от суммы кларков) — в главных породообразующих минералах (силикатах, окислах, магматических карбонатах) Ti, P, S, Zr (около 90% от суммы кларков) — в распространенных аксессуарных минералах (ильмените, рутиле, сфене, апатите, цирконе, магматических сульфидах)	Cr, Y, La, Ce, P, Cl, Cu, Ni, Os, Ir (порядка 50% от суммы кларков) — в соответствующих аксессуарах (хромите, пикотите, аллантите, монаците, ксенотиме, гадолините, апатитах, магматических сульфидах, сысерските, невьянските, поликсене) Остальная масса элементов — в виде различных примесей в минералах чуждого состава	Mn, Li, Be, B, Nb, Ta, Th, TR (без La, Ce, Pu), Rb, Cs, Zn, Pb, W, Mo, U, Hg, Co, Ag, Au, As, Sb, Se, Bi, In, Te, Hf, Ba, Sr, Re, Ru, Rh, Pd, Br, I, N, Ar, He, Kr, Ne, Xe — короткоживущие актиноиды (около 100% от суммы кларка)

ное количество Pb, Mo чаще всего приурочены к калишпатам и мусковиту.

Среди минералов, содержащих элементы-примеси, различают *минералы-концентраторы* и *минералы-носители*. Первые отличаются высокими концентрациями элементов-примесей, хотя сами в породах могут содержаться в незначительных количествах (например, акцессорные минералы), вторые — содержат основную массу данного элемента в породе, главным образом за счет своей распространенности. Различают следующие разновидности безминеральной формы нахождения элементов: растворы в горных породах (в твердой и жидкой фазах); растворы во внутрикристаллических жидких и газообразных включениях; сорбированное состояние. Кроме этих форм, элементы могут находиться в породах в виде тонких механических включений инородных минералов, в составе пленочной влаги, в квазигазообразном состоянии и др.

В форме истинных (изоморфных) растворов, вероятно, может находиться значительное количество рассеянных элементов. В основном они представляют собой геохимические аналоги широко распространенных петрогенных элементов. Благодаря близости их свойств и резкому различию в концентрациях, происходит рассеяние редких элементов в кристаллических решетках минералов петрогенных элементов, что регулируется рядом факторов. Среди них важное значение имеют: характер иона и его взаимоотношение с ионами минерала-«хозяина», поляризационные свойства, координационное число иона, тип кристаллической решетки минерала, температура, окислительно-восстановительные свойства, характер кислотности-щелочности среди минералообразования и др.

Химические элементы в указанных формах нахождения составляют как труднорастворимую, так и легкорастворимую часть породы. В легкорастворимом виде

может содержаться не меньше элементов, чем в труднорастворимом. Относительное увеличение доли легкорастворимых форм нахождения элементов в породах может быть надежным признаком их потенциальной рудоносности даже при кларковом содержании рудных элементов.

Действительно, если основной формой нахождения химического элемента является изоморфное вхождение в породобразующие или акцессорные минералы, то даже при содержаниях элемента выше кларка перспективность данных магматических образований остается низкой. В то же время, если химический элемент в породе находится в основном в собственной минеральной форме или сорбируется породобразующими минералами, то даже при околоскларковом его содержании в породах подобные образования следует считать перспективными для поисков данного элемента. Это объясняется тем, что наиболее вероятной причиной указанных форм нахождения химического элемента чаще всего являются пост-, или послемагматические процессы, с проявлением которых нередко связано образование различных месторождений. Отсюда вытекает практическая важность изучения форм нахождения различных (особенно рудных) элементов в породах.

На основании приведенных данных можно говорить о *поле рассеяния* химических элементов в литосфере. В этом рассеянии Н. И. Сафронов выделяет первичное конституциональное, вторичное наложенное и смешанное рассеяние¹ [28].

Главное значение имеет сингенетическое, или первично-конституциональное, рассеяние, созданное с момента образования пород и их минералов. Внутри

¹ Эти понятия весьма условны (поскольку процессы рассеяния и концентрации тесно взаимосвязаны), имеют подчиненное значение, способствуя формализации наблюдаемых сложных геологических явлений и облегчая их количественную характеристику и анализ (М. Т.).

этого вида рассеяния выделяется две разновидности: первичное нормальное и первичное аномальное рассеяние¹. Характерными признаками первого подкласса является устойчивость низких концентраций элемента в пределах геологического объекта, не превышающих кларковых значений, однообразие видов и форм существования элементов в данных породах, среди которых основное значение имеет, естественно, безминеральный вид, хотя для некоторых элементов (железо, титан, хром, медь, никель, цирконий и др.) возможно и первичное минеральное рассеяние. Указанное качественное однообразие видов и форм нахождения элементов не обязательно сопровождается количественным однообразием. Наоборот, вследствие различия проявления глубинной дифференциации вещества, состава исходных пород, условий их формирования (процессов кристаллизации, дифференциации, роли летучих, гибридизма и пр.) содержание элементов при сингенетическом рассеянии у различных пород будет количественно различаться и может образовывать первичную площадную концентрацию. Это позволило А. Е. Ферману выдвинуть положение о геохимических провинциях и эпохах. Под *геохимическими провинциями* он понимал области проявления геохимических ассоциаций элементов, исторически и закономерно сложившихся на тех или иных участках земной коры и отличающиеся специфическими качественно-количественными особенностями распределения химических элементов. Временные промежутки, в течение которых создавались геохимические провинции, получили название *геохимических эпох*.

К основным первичным геохимическим ассоциациям элементов изверженных пород относят следующие: 1) связанные с основными и ультраосновными породами: С, Р, S, Cl, Ti, V, As, Cr, Mn, Ni, Co, Cu,

¹ В последнем случае более правильно говорить о первичной площадной концентрации элемента (М. Т.).

платиноиды Re; 2) связанные с гранодиоритами и другими породами промежуточного состава: Ca, Pb, Zn, Ag, (Au), Cd, In, Tl, Ni, Co, As, Sb, Hg, S; 3) связанные с кислыми и ультракислыми породами: H, Li, Be, B, Bi, F, (Cl), (P), (Ti), Rb, Cs, Y, TR, Zr, Nb, Ta, Sn, Mo, W, Hf, Au, Th, U; 4) связанные со щелочными и субщелочными гранитами: Nb, Zr, TR, Th, Be, Li, U, As; 5) связанное со щелочными породами-дифференциатами основных и ультраосновных магм: Nb, Zr, TR, Th, Mo, Sr, Ba.

Содержание элементов при первичной площадной концентрации превышает кларк для данного типа пород. Обе указанных разновидности распределения элементов создают *нормальный геохимический фон* пород — региональный или локальный в зависимости от размеров площади проявления данного вида распределения. С первичной площадной концентрацией элементов локального характера связывают образование собственно-магматических гравитационно-сегрегационных и некоторых осадочных и вулканогенно-осадочных месторождений.

Под *вторично-наложенным (эпигенетическим) рассеянием* (или *концентрацией*) понимают распределение элементов, возникающие после образования горных пород под воздействием вторичных по отношению к данным геологическим образованиям процессов. Рассеяние (концентрация), как правило, носит локальный характер, проявляется на фоне первичного сингенетического распределения и отличается от последнего по содержанию, ассоциациям или форме нахождения химических элементов.

Внутри этого вида распределения элементов также выделяются две разновидности: ореолы постмагматических месторождений и ореолы и потоки вторичного рассеяния месторождений. Первые развиваются во вмещающих породах в связи с формированием постмагматических месторождений, находясь с ними в

Таблица 8. Содержание металла в 1 км³ породы

Металл	Запас в 1 км ³ литосферы	Оценка соответствующего по запасам месторождения	Кларк концентрации в месторождениях
Медь	27,9 млн. т	Среднее	100
Свинец	45 тыс. т	Мелкое	600
Цинк	140 »	»	200
Никель	224 »	Среднее	125
Кобальт	835 »	Уникальное	33
Олово	112 »	Крупное	25
Вольфрам	2,8 »	Мелкое	1000
Молибден	8,4 »	»	333
Ртуть	195	»	10 000

прямой связи; вторые образуются в связи с выветриванием месторождений и их первичных ореолов и развиваются, как правило, в перекрывающих их рыхлых образованиях в твердой, жидкой или газообразной фазе.

В качестве показателя степени концентрации элемента А. Е. Ферсманом введено понятие *кларка концентраций* как отношение содержания элемента в данной породе к кларку. Суммарные запасы металла в месторождениях составляют лишь ничтожные доли (от $n \cdot 10^{-4}$ до $n \cdot 10^{-1}\%$) их запасов, рассеянных в породах. Оценка последних в 1 км³ породы показана в табл. 8. Поскольку кларки концентраций элементов в месторождениях всегда больше 1, то их можно рассматривать как положительные геохимические аномалии.

Группировки элементов в различных процессах и породах земной коры не случайны, а вполне закономерны и подчиняются определенным факторам геохимической миграции¹, среди которых можно выделить группу кристаллохимических, физико-химических и геологических факторов. Кристаллохимические

¹ Геохимическая миграция — это совокупность процессов и условий, приводящих к перемещению химических элементов и изменению, вследствие этого — к их концентрации.

факторы в значительной мере определяют геохимические особенности рассеянных элементов. Они могут меняться в процессе формирования магматических пород в зависимости от сочетания составляющих породу минералов, их строения, координации ионов, структурно-морфологических особенностей и условий образования. В значительной мере эти факторы определяют возможность вхождения элементов в состав породообразующих и акцессорных минералов.

В. В. Ляхович устанавливает следующую зависимость проявления акцессорной минерализации в гранитоидах: вероятность появления акцессорных минералов тем больше, чем меньше в породе содержится соответствующих минералов-носителей акцессорных элементов. Среди таких минералов важнейшее значение имеют биотит, сульфиды, иногда апатит, сфен и другие минералы с повышенной изоморфной емкостью по сравнению к редким и рассеянным элементам.

В табл. 9 приводятся данные, характеризующие распространенность ряда элементов в некоторых минералах гранитоидов (в % к общему содержанию в породе — по В. В. Ляховичу). Из таблицы видно, что большинство редких и рудных элементов рассеивается в породообразующих минералах, что не только препятствует образованию собственных минералов, но и накоплению этих элементов в гидротермальных растворах. Образование собственных минералов редких элементов в ходе процесса минералообразования возможно только при определенном соотношении концентрации редкого элемента (R) и его породообразующего аналога (P). Оно варьирует от 1 : 5 до 1 : 20 и для каждого элемента вполне определено.

Существенную роль в миграции химических элементов, их распределении в минералах пород и в формировании самих минералов играют процессы магматической дифференциации. В связанных сериях гранитоидных комплексов, напри-

Таблица 9. Распространенность ряда элементов в некоторых минералах гранитоидов, % к общему содержанию в породе

Минерал	Химический элемент											
	Li	Nb	Ta	U	Zr	TR	Ti	Mo	W	Zn	Pb	Sn
Биотит	90	83	78	15	30	10	65	5	5	75	5	80
Полевой шпат	10	—	—	45	20	30	—	92	80	20	80	—
Акцессорные	—	17	22	40	50	60	35	3	15	5	15	20

мер, они проявляются в обогащении поздних дифференциатов рядом элементов с относительно большими или малыми ионными радиусами, что препятствует их изоморфизму с петрогенными элементами, а также элементами, образующими комплексные соединения с летучими и подвижными компонентами. К таким элементам относятся уран, торий, литий, рубидий, цезий, таллий, свинец, иногда олово, вольфрам, молибден, бериллий, ниобий и др. Противоположную тенденцию испытывают элементы группы железа, марганец, цинк и другие, содержание которых в процессе дифференциации систематически снижается. Эти тенденции отчетливо проявляются как в различных комплексах гранитоидов разных районов, так и в самом теле гранитоидных интрузий.

Большое значение в распределении рудных, редких и рассеянных элементов имеют летучие и подвижные компоненты. Различная степень растворимости разнообразных по составу летучих соединений вызывает отделение их от магматического расплава в значительном интервале температур. В силу своих свойств летучие соединения проявляют тенденцию к накоплению в апикальных зонах массивов, где они понижают температуру минералов. При этом перемещаются и изменяются поля кристаллизации твердых растворов, перемещаются точки эвтектики. Это обуславливает пространственную неоднородность, неравномерность распределения химических элементов и их акцессорных минералов при

формировании магматических тел. В более глубоких зонах интрузивов и магматических очагов, где давление приближается к равностороннему, усиливается гомогенизация среды и повышается равномерность распределения химических элементов. В более высоких горизонтах ярче проявляется неустойчивость давлений, температуры и концентрации летучих. Последнее способствует проявлению специфических особенностей поведения отдельных групп элементов, определяющих их подвижность и вхождение в кристаллические решетки минералов.

Среди геологических факторов миграции химических элементов следует отметить процессы ассимиляции, структурные условия формирования интрузивных тел, а также процессы постмагматических изменений пород.

По некоторым данным, на распределение редких и рассеянных элементов в гранитоидах влияние вмещающих пород несущественно. Это создает предпосылки к использованию данных о распределении редких элементов для корреляционных построений, изучения специализации пунктов магмообразования и решения других генетических вопросов. Не отрицая возможности их решения, все же следует отметить, что влиянием вмещающих пород на распределение редких и рассеянных элементов в интрузивных образованиях пренебрегать нельзя. Вмещающая среда, во-первых, может быть экраном для миграции элементов из магматической камеры и способствовать

их концентрации в апикальных частях массивов; во-вторых, она может играть роль осадителя химических элементов и способствовать их концентрации. Процессы ассимиляции и гибридизма оказывают весьма существенное влияние на распределение в гранитоидах, например, породообразующих компонентов, элементов группы железа, цинка, меди, свинца, бария и др. Как правило, в результате этих процессов интрузивные массивы, и, прежде всего, их эндоконтактные части обогащаются в разной степени элементами вмещающих пород, причем это обогащение нередко проявляется в качественном и количественном составе, морфологических особенностях аксессуарных минералов, содержании элементов-примесей в темноцветных минералах и др. При этом распределение элементов и минералов в породах отличается значительной неравномерностью, что находит отражение в резком увеличении их оценок дисперсии и асимметрии.

Значительно усложняется состав пород и распределение в них химических элементов и минералов также при воздействии различного рода послемагматических процессов. Последние не только способствуют перераспределению химических элементов и изменению минерального состава пород, но могут приводить и к образованию определенных типов месторождений.

Важное значение в распределении химических элементов имеют структурные условия формирования пород. Так, трещинные интрузии гранитоидов более обогащены летучими компонентами, редкими и рассеянными элементами, а также рудными и аксессуарными минералами, чем синорогенные. Последним свойственно относительно повышенное содержание титана, железа, кальция, а также магнетита, сфена, апатита, эпидота и пр. Характер распределения элементов зависит и от типа земной коры, этапов ее формирования, происхождения пород.

Таким образом, неоднородности со-

держания и распределения химических элементов в магматических образованиях, сформированных в различных условиях, при различном проявлении внешних и внутренних факторов миграции элементов имеют объективный характер и обуславливают высокую информативность распределения химических элементов в отношении особенностей химизма пунктов магмообразования, их эволюции, условий формирования пород, их геологической позиции размещения и строения.

Обобщая возможные варианты распределения химических элементов в интрузивном массиве, можно представить себе следующие характерные случаи (рис. 7). В первом случае (а) наблюдается равномерное рассеяние химического элемента в породах. С учетом флуктуаций распределения за счет структурно-текстурных неоднородностей пород подобное поведение элементов, независимо от сети опробования, чаще всего описывается нормальным законом. Следующий пример (б) иллюстрирует монотонное изменение содержания элементов в определенном направлении и может соответствовать случаю асимметричного положения массива по отношению к дневной поверхности, пологого контакта, наклонного эрозионного среза и др. Выявление указанной зависимости требует равномерной сети опробования.

В следующих двух примерах указан широко распространенный случай выхода к горизонту опробования магматического тела с интрузивным характером контактов. В первом примере (в) в зоне контакта наблюдается постепенное увеличение содержания элементов по мере приближения к контакту с вмещающими породами (например, поведение элементов группы железа в эндоконтакте гранитоидного массива с основными породами), во втором — понижение (например, поведение урана, молибдена, ниобия, олова, летучих в тех же условиях). В обоих случаях для выявления указанной зависимости требуется некоторое сгущение

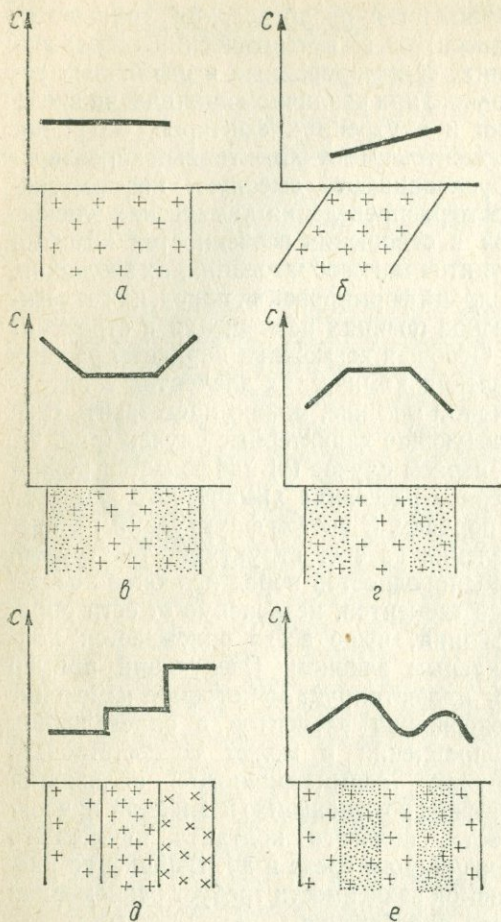


Рис. 7. Идеализированные гипотетические варианты распределения химических элементов в кристаллических породах.

сети отбора проб в зоне контактов. В четвертом варианте (д) наблюдается ступенчатое изменение уровня содержания химических элементов. Этот случай может соответствовать полю развития жильных образований, району развития крутопадающих интрузий разных фаз с тектоническим характером взаимоотношений и т. д. Его разновидностью является следующий вариант (е), где также наблюдается смена уровней концентраций химических элементов. Он может соответствовать участкам проявления в инт-

рузивном массиве зон контаминации, гибризма, приконтактных взаимодействий, метасоматических изменений пород. Кривая распределения плотности вероятностей, описывающая распределение химических элементов в подобном объекте, будет иметь (при соответствующей сети опробования) полимодальный характер.

Приведенный гипотетический пример наглядно иллюстрирует тот факт, что геологическая история, особенности формирования и строения каждого конкретного участка земной коры и геологического тела должны находить четкое отражение в особенностях распределения химических элементов. Это же относится и к более крупным структурным единицам — районам, регионам, провинциям. В связи с этим для выявления специфических геохимических особенностей отдельных территорий, массивов или пород важное значение имеет установление уровня их *геохимического фона*¹, под которым следует понимать модальное (в ряде случаев — среднее) содержание элемента в породах и их отдельных разновидностях в пределах значительных площадей. Это объясняется тем, что в случае сложных распределений (асимметричных, полимодальных), отражающих неоднородную геологическую и геохимическую ситуацию, средняя оценка может исказить истинную картину анализируемого геохимического поля, поскольку она в значительной степени зависит от ряда объективных (наложение вторичных процессов, нехарактерных распределений и пр.) и субъективных (способ опробования, грубый анализ и пр.) факторов. В то же время модальное значение является оценкой более устойчивой и в значительной мере свободной от влияния неоднородностей состава исследуемых конкретных геологических объектов. В связи с этим среднее значение может

¹ Уровень геохимического фона представляет собой основную числовую характеристику фонового распределения химических элементов в исследуемых породах (М. Т.).

считаться приемлемым параметром при оценке геохимического фона определенных территорий (провинций, районов), а также комплексов и формаций пород, тогда как модальное — при характеристике петрографических (и петрохимических) типов пород или достаточно геологически однородных конкретных образований.

По своей величине геохимический фон может быть равным или отличаться от кларка и характеризовать провинцию, регион, район, рудную зону, комплекс, массив. Будучи отнесенным к кларку (кларк концентрации), геохимический фон позволяет оценить общую геохимическую специализацию тех или иных площадей или геологических тел. Первостепенную роль этот параметр играет при решении конкретных металлогенических задач: при выделении районов или объектов, отличающихся по распределению тех или иных элементов, оценке металлоносности, выделении геохимических аномалий и т. д. Здесь он играет особенно большую роль, поскольку позволяет учитывать особенности условий формирования, состава, происхождения объектов исследований. Действительно, в пределах, например, геохимической провинции выделение геологических тел с повышенной металлоносностью возможно лишь при сопоставлении распределения в них химических элементов с величиной геохимического фона провинции, так как по отношению к кларку эти тела будут заведомо «металлоносны», или специализированы.

Наличие геохимических провинций в земной коре А. Е. Ферсман связывал с первичным (космическим) распределением химических элементов в Земле, дифференциацией земного вещества. Как указывают В. С. Коптев-Дворников и др., существование различных геохимических провинций, связанных с одним и тем же петрохимическим типом магм может быть свидетельством геохимической неоднородности пунктов магмообра-

зования, следствием вертикальной и горизонтальной неоднородности земной коры и верхней мантии.

Выявление этих неоднородностей связано с изучением закономерностей в распределении химических элементов в магматических образованиях, сформированных в различных условиях, в изучении влияния этих условий на изменение параметров поведения элементов. Другой не менее важной задачей является установление территориальных, возрастных и генетических (петрохимических и петрографических) значений геохимических фонов. Ее решение позволит подойти к выяснению таких важных в научном и практическом отношении вопросов, как выявление геохимической неоднородности глубинных зон земной коры и верхней мантии, установление характера и интенсивности дифференциации вещества Земли во времени и пространстве, условий образования геохимических провинций и районов в земной коре, нахождение причин металлогенической специализации геологических образований и др.

Таким образом, из приведенного описания особенностей распределения химических элементов в магматических породах можно сделать некоторые выводы:

1. Основным видом существования большинства химических элементов в породах земной коры является безминеральный, а основной формой их нахождения — рассеяние, на фоне которого месторождения различных полезных ископаемых представляют собой своеобразные геохимические аномалии.

2. Распределение химических элементов в породах регулируется рядом внешних и внутренних факторов, действие которых в различных геологических и физико-химических ситуациях различно, что обуславливает различие пород по качественному составу или количественному уровню содержания элементов.

3. Большинство рудных, редких и рассеянных элементов в магматических породах характеризуется кристаллохими-

ческой связью с определенными петрогенными элементами и породообразующими минералами пород. В зависимости от состава и количества минералов-носителей и минералов-концентраторов химических элементов создаются положительные или отрицательные условия для образования собственных и акцессорных минералов рассеянных элементов. Образование собственных минералов при увеличении содержания редких и рудных элементов возможно при прочих равных условиях лишь при повышении «предела» изоморфной емкости породообразующих минералов-носителей и при относительном снижении их количества.

4. Первичная неоднородность распределения химических элементов в магматических породах проявляется в различных масштабах — от минералов и магматических тел до регионов — и является отражением сложных процессов формирования минералов, пород, первичной неоднородности состава и свойств земной коры и верхней мантии.

СТАТИСТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Распределение химических элементов и физических свойств в породах отличается значительной сложностью и зависит от разнообразных по особенностям и генетической природе факторов, имеющих вероятностный характер.

Действуя в рамках определенных закономерностей, случайные процессы и явления нередко могут накладываться на функциональные закономерности, подавлять или затушевывать их. В связи с этим одним из важнейших вопросов геохимического исследования геологических процессов или явлений является количественный анализ и изучение статистической информации, получаемой при исследовании вещественного состава геологических объектов. Только на этой основе

можно отыскать и исследовать закономерности, управляющие созданием тех или иных геологических явлений. А. Е. Ферсман указывал, что сочетание минералов, образованных из определенных ассоциаций химических элементов при данной термодинамической обстановке, определено и независимо от генетических путей их образования. Это является основанием для использования при описании природных распределений химических элементов определенных математических моделей, позволяющих с позиции меры и числа изучить соответствующие геохимические процессы.

Предпосылками для такого рода исследований служит количественный характер получаемой геохимической информации. Принимая во внимание ее стохастическую природу, наиболее приемлемым методом исследования следует считать вероятностно-статистический анализ.

Наиболее полную информацию о статистическом поведении исследуемых величин дают функции распределения. Они определяются стохастическим законом распределения изучаемого признака, если, конечно, он существует. С этой точки зрения, кривые распределения плотности вероятностей содержания минерала, химического элемента или определенного свойства, выведенные на основании большого количества данных, могут дать нам приближенное представление о поведении этих признаков при образовании породы. Функция вероятностного распределения является как бы динамической характеристикой, несущей в себе признаки тех условий, в которых происходила фиксация элемента или минерала, и может являться не только количественной характеристикой, но и методом научного прогноза геологических явлений.

Кратко охарактеризуем основные математические модели, которые применяются для описания наблюдающихся природных распределений минералов, химических элементов и физических свойств в породах.

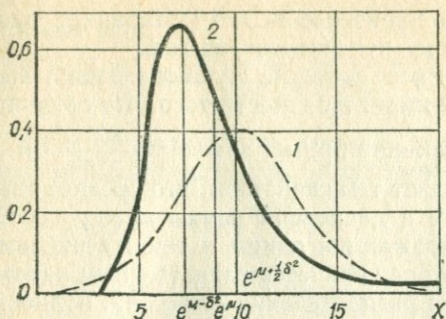


Рис. 8. Нормальная (1) и логарифмически нормальная (2) кривые плотности вероятностей.

Нормальное распределение Ляпунова — Гаусса. В настоящее время этот закон используется для описания распределений отдельных элементов в минералах и горных породах. Нормальный закон является весьма распространенной моделью распределения случайных величин и наблюдается всякий раз, когда варьирование рассматриваемой величины происходит под действием большого числа суммирующихся друг с другом, почти независимых признаков и малых по сравнению со всей суммой воздействий. Плотность нормального распределения вероятностей имеет вид:

$$f(x) = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-a)^2}{2\sigma^2}},$$

где a — среднее значение наблюдаемой величины; σ — среднее квадратичное отклонение.

Область существования этой функции ($-\infty < x < \infty$) при всех значениях переменной $x f(x) > 0$. Функция распределения является четной [$f(x) = f(-x)$], следовательно, график распределения представляет собой плавную кривую, симметричную относительно центральной ординаты, асимптотически приближающуюся к оси абсцисс (рис 8). Среднее значение здесь является вероятнейшим значением изучаемого признака. Все нечетные моменты и асимметрия распределения равны нулю.

Значения случайной величины, следующей нормальному закону, могут изменяться непрерывно и неограниченно от $-\infty$ до $+\infty$. Практически же почти все значения (с вероятностью 0,997) располагаются в пределах утроенного стандартного отклонения. Таким образом, размах кривой нормального распределения приближенно равен 6σ .

Логарифмически нормальное распределение. Математическая модель логнормального распределения и условия его возникновения рассмотрены Кептейном и Крамером.

Логнормальный закон имеет место, когда число действующих причин ограничено и изучаемая случайная величина x_i подвержена изменениям, пропорциональным произведению причины v_i на значение величины в момент начала действия причины h_{x-1} , т. е. $v_i h_{x-1}$. Распределение $\ln x$ в этом случае следует нормальному закону. Плотность вероятностей логнормального распределения величины ξ выразится как

$$f_{\xi}(x) = \frac{1}{\delta \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(\ln x - \mu)^2}{2\delta^2}},$$

где μ — среднее значение $\ln \xi$; δ^2 — дисперсия $\ln \xi$.

Максимуму плотности вероятностей (моде) соответствует выражение: $M_0 = e^{\mu - \delta^2}$. Значение $x = e^{\mu}$ является медианой логнормального распределения. Дисперсия $D = e^{2\mu + \delta^2} (e^{\delta^2} - 1)$ зависит от среднего. Выражение для асимметрии A и эксцесса E :

$$A = \frac{m_3}{(D_{\xi})^{3/2}} = \lambda^3 + 3\lambda;$$

$$E = \frac{m_4}{(D_{\xi})^2} - 3 = \lambda^3 + 6\lambda^6 + 15\lambda^4 + 16\lambda^2.$$

Так как $\lambda = e^{\delta^2} - 1$ и так как $\delta^2 > 0$, $\lambda > 0$, то для логнормального распределения всегда характерно наличие поло-

жительных асимметрии и эксцесса по отношению к нормальному распределению.

К распределениям, связанным с логнормальным законом, относятся также распределение типа $\Lambda(x - a; \mu, \sigma^2)$ и $1 - \Lambda(x - a; \mu, \sigma^2)$. Функции этого вида, объединенные под общим названием «трехпараметрических распределений», предложены Д. А. Родионовым (1963) для описания статистических распределений концентраций элементов, не удовлетворяющих условиям логнормальности, когда распределение логарифмов содержаний сохраняет отчетливую положительную (Ta_2O_5 в гранитах) или отрицательную (MgO в дунитах) асимметрию.

Функция распределения вида $\Lambda(x - a; \mu, \sigma^2)$ рассматривается как сумма константы и логнормальной компоненты. Ей соответствует следующее выражение плотности вероятностей:

$$f(x) = \frac{1}{\delta(x-a)\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{[\ln(x-a)-\mu]^2}{2\delta^2}}; \\ x > a.$$

Ордината кривой $f(x)$ достигает максимума в точке $x = a + e^{\mu - \delta^2}$ и обращается в нуль в точке $x = a$.

Выражения для среднего значения и дисперсия содержаний распределенного таким образом компонента имеют вид:

$$M = a + e^{\mu + \frac{\delta^2}{2}}; \\ D = e^{2\mu + \delta^2} (e^{\delta^2} - 1).$$

Функция распределения вида $1 - \Lambda(a - x; \mu, \sigma^2)$ рассматривается как разность константы и логнормально распределенной компоненты:

$$f(x) = \frac{1}{\delta(a-x)\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{[\ln(x-a)-\mu]^2}{2\delta^2}}; \\ x < a.$$

Распределение Пуассона является дискретным распределением и имеет место, когда вероятность $P^{(n)}$ некоторого события для всех испытаний одна и та же, но с увеличением n стремится к нулю, так

что произведение $nP^{(n)}$ сохраняет постоянное конечное значение λ .

Распределение Пуассона дается выражением вероятности того, что случайная величина примет значение $\frac{m^x e^{-m}}{x!}$ и обладает тем свойством, что среднее значение и дисперсия равны между собой и выражаются одним и тем же числом λ , которое является единственным параметром распределения Пуассона, полностью его определяющим. Этот закон обладает большой общностью, хорошо описывая события, происходящие с малой вероятностью в бесконечном интервале на плоскости, в трехмерном пространстве и вообще в многомерном пространстве (фазовом или пространстве-времени).

Распределение Пуассона в некоторых случаях хорошо выравнивает наблюдаемые кривые, особенно при рассмотрении характера распределения акцессорных минералов в интрузивных горных породах.

Распределение Маркова. Рассмотрим следующую схему: требуется найти вероятность $P_{m,n}$ появления m белых шаров при n извлечениях из ящика, содержащего первоначально a белых и b черных шаров, при условии, что из ящика вынимается по одному шару и после каждого извлечения вынутый шар кладется обратно в ящик вместе с α шарами того же цвета. Вероятности $P_{m,n}$ ($m = 0, n$) образуют распределение Маркова. Это распределение обобщается системой кривых Пирсона, являющихся наиболее широким семейством статистических распределений. А. Н. Колмогоровым показано, что существуют стохастические схемы, которые приводят к любой из кривых Пирсона. Кривая Пирсона, выравнивающая эмпирическое распределение из некоторой генеральной совокупности, может считаться приближением к определенному закону стохастического распределения генеральной совокупности.

Обобщающее дифференциальное уравнение Пирсона для плотности вероятнос-

тей имеет вид:

$$\frac{1}{y} \cdot \frac{dy}{dx} = -\frac{x - M}{b_0 x^2 + b_1 x + b_2}.$$

Общий интеграл приведенного уравнения можно представить равенством:

$$y = y_0 e^{-\varphi(x)},$$

где

$$\varphi(x) = \int \frac{(x - M) dx}{b_0 x^2 + b_1 x + b_2}.$$

Значение этого неопределенного интеграла зависит от корней уравнения $b_0 x^2 + b_1 x + b_2 = 0$. Следовательно, от его дискриминанта $D = b_1^2 - 4b_0 b_2$, который можно записать в виде $D = b_1^2 (1 - \kappa)$, вводя число $\kappa = b_1^2 / 4b_0 b_2$. Последнее называется критерием Пирсона (или «каппа Пирсона»). Различные значения его определяют важнейшие типы выравнивающих кривых.

Соответственно значениям $\kappa > 0, 0 < \kappa < 1, \kappa < 0$ Пирсон выделяет три главных типа кривых — тип I, IV и VI. Присоединяя дополнительные условия, получают переходные типы, и в окончательном виде система кривых Пирсона включает 12 типов кривых. Формы кривых Пирсона разнообразны, включают в себя как пуассоновский, так и нормальный тип, что делает их применение очень гибким. Кривые хорошо описывают наблюдаемые распределения, позволяют вычислять основные характеристики распределений — среднее, моду, дисперсию, асимметрию, эксцесс. Наблюдающиеся природные распределения в большинстве своем хорошо выравниваются кривыми I и III типов Пирсона (рис. 9).

Общим уравнением для кривых I типа является выражение

$$y = y_0 \left(1 + \frac{x}{d_1}\right)^{m_1} \left(1 - \frac{x}{d_2}\right)^{m_2},$$

где m_1 и $m_2 > 1$.

Все они асимметричны и ограничены размахом от $-d_1$ до $+d_2$. Расчет параметров кривых этого типа достаточно

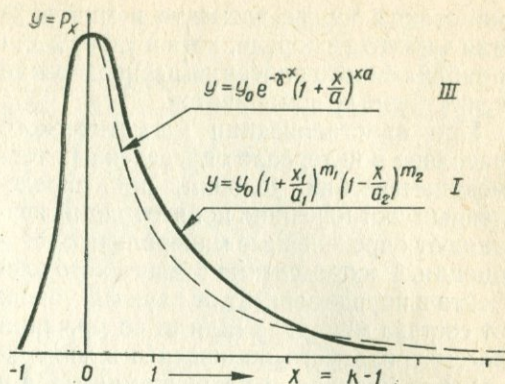


Рис. 9. Кривые плотности распределения I и III типов Пирсона.

прост и поддается программированию [29].

Таким образом, в настоящее время для описания распределений вещественных компонентов в природных объектах применяется довольно широкий набор функций вероятностей.

Однако кривая статистического распределения является лишь приближенным представлением стохастического закона распределения. Принимая какую-либо гипотезу относительно закона распределения, необходимо уточнять начальные посылки исследования — зависимые или независимые величины участвуют в процессе, ограничены или неограничены они в своих изменениях.

Концентрации химических элементов в горных породах можно считать непрерывными, переменными, поскольку, рассматривая любые два значения этих признаков, всегда можно найти третье, лежащее между ними. Но в значениях своих они ограничены с одной стороны нулем (в пределе), а с другой — законами изоморфной смесимости (для эндохриптных и изоморфных элементов) или стехиометрическими соотношениями (для структурообразующих элементов). Поэтому такие функции распределения, как нормальная и логнормальная, непрерывные от $-\infty$ и 0 до $+\infty$, строго говоря, не могут служить моделями распределения

минерала в породе, элемента в минерале или элемента в породе, хотя и удобны для приближенного описания распределения вещественных компонентов.

При кристаллизации магматического расплава в интервале определенных термодинамических условий, при определенных соотношениях концентраций, возникают определенные минеральные ассоциации. Распределение химического элемента в породе зависит от двух факторов: от состава минерала (или от содержания рассматриваемого компонента в минерале) и от пропорции каждого минерала в породе, и, следовательно, для породы как закономерной ассоциации минералов выразится суммой распределений в отдельных минералах.

Если порода i с массой g_i содержит относительное количество m_{ij} минерала j , который, в свою очередь, содержит a_{ijk} элемента k , то при наличии n минералов в породе концентрация элемента k в g_i выразится, как

$$x_{ik} = \frac{\sum g_i m_{ij} a_{ijk}}{g_i} = \sum_{i=1}^n m_{ij} a_{ijk}.$$

Здесь колебания a_{ijk} по i представляют все возможные значения, представляющие распределение концентраций элемента k в минерале j . Вариации m_{ij} по i представляют все возможные значения, дающие распределение пропорции минерала j в породе g_i .

Таким образом, распределение химического элемента в горной породе является функцией двух переменных, каждая из которых подчиняется своему закону распределения, т. е. характер статистического распределения химического элемента в минерале (a_i), элемента в породе (x_i) и минерала в породе (m_i) будет различен. Отличия в характере распределения будут наблюдаться также для различных элементов в зависимости от того, играют они роль микро- или макрокомпонентов в процессе кристаллизации.

Элементы-примеси, характеризующиеся в основном литофильными свойствами,

кристаллохимически и геохимически близкие к породообразующим элементам, могут наследовать статистическое распределение последних.

Если элемент рассеян во всех минералах примерно в равных пропорциях, без преимущественного накопления его в одном из минералов, распределение концентраций его следует ожидать приближенно нормальным. Это значит, что в отношении данного компонента процесс кристаллизации шел равновесно, т. е. химический потенциал сохранялся постоянным в разных частях расплава и на всем протяжении кристаллизации. Такое распределение характерно для галлия и некоторых других рассеянных элементов.

Распределения редких элементов, концентрирующихся в основном в акцессорных и рудных минералах, обнаруживают положительную асимметрию. Характерными носителями этих элементов часто являются породообразующие минералы (полевые шпаты, темноцветные минералы), в которых они содержатся в виде примесей. Это обуславливает максимум кривой распределения плотностей вероятностей; правая же асимметрия обуславливается влиянием минералов-концентратов (акцессорные и рудные минералы). Распределения такого типа свойственны Sn, Co, Mo, Nb и некоторым другим элементам. Одним из наиболее существенных свойств стохастического распределения этих элементов является то, что оно отражает их поведение в процессе кристаллизации. Так, в ходе кристаллизации гранитной магмы, состав которой близок к эвтектике, состав расплава, состав минералов, пропорции, в которых они выделяются из расплава, прекращение выделения одних минеральных фаз и начало кристаллизации других (вследствие реакционных взаимоотношений между ними) варьируют незначительно и комбинированные коэффициенты распределения должны оставаться приблизительно постоянными, что выражается в монотонном изменении концентраций

в процессе кристаллизации: возрастания — для Si, K, убывания — для Sc, Zn, Mg и др.

При всякого рода изменениях горных пород усложняется характер распределения. Метасоматически измененные породы можно рассматривать как неравновесные переходные ассоциации. Они характеризуются неравномерным распределением вещественных компонентов. Следствием этого являются отклонения стохастических распределений концентраций от нормального и логнормального.

Естественно предположить, что в гибридизированных разностях гранитоидов будет наблюдаться изменение характера статистического распределения концентраций элементов, как следствие изменения химического состава и структуры пород. При этом изменение статистического распределения может характеризоваться появлением как положительной, так и отрицательной асимметрии, в зависимости от того, явления привноса или выноса свойственны процессу.

Таким образом, распределение элементов в породах, сформировавшихся в конкретных, достаточно узких физико-химических условиях, по-видимому, должно приближаться к нормальному или логнормальному закону. Это прежде всего относится к элементам, сравнительно равномерно рассеянным среди минералов пород, содержание которых в главных минералах сопоставимо (породообразующие, а также элементы, изоморфно их замещающие). В других же случаях (преимущественное концентрирование в отдельных минералах, широкий диапазон изменения условий формирования минералов, пород и др.) распределение элементов в породе может отличаться от нормального и в ряде случаев от логнормального законов. Это относится к рудным и редким элементам, преимущественно концентрирующимся в рудных и акцессорных минералах пород и являющихся чуткими индикаторами условий их формирования и изменений.

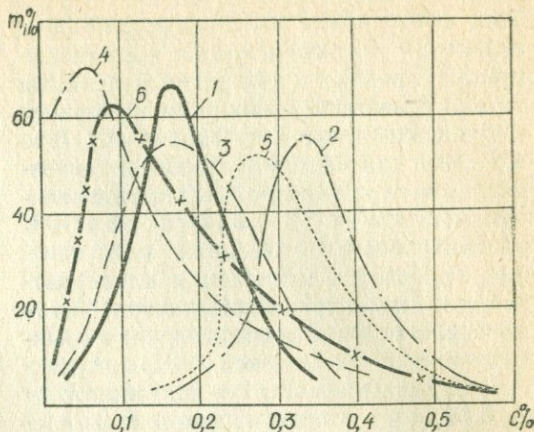


Рис. 10. Выборочные кривые распределения титана в интрузивных массивах Северного Казахстана.

В связи с этим можно предположить, что сравнительное рассмотрение характера статистического распределения химических элементов в горных породах может быть использовано для суждения о преимущественных формах нахождения в них химических элементов и об условиях формирования пород.

В качестве примера можно привести кривые статистического распределения титана в некоторых массивах Северного Казахстана (рис. 10). Из них Крыккудукский (1), Балыкбайский I (3) и Ащикольский (2) гранодиоритовые массивы первой фазы интрузивной деятельности сформировались в эпоху интенсивной складчатости и относятся к Крыккудукскому интрузивному комплексу. Боровской (4), Тасадырский (5) и Балыкбайский II (6) массивы гранофировых гранитов являются образованиями субплатформенных условий второй интрузивной фазы и относятся к боровскому интрузивному комплексу региона.

Приведенные на рис. 10 данные свидетельствуют об аналогии и характере распределения титана в породах однофазных массивов, что подтверждается, прежде всего, сопоставимостью оценок коэффициента асимметрии (А).

Так, интрузивные массивы первой фазы внедрения характеризуются нормальными или близкими к ним распределениями титана с малыми значениями коэффициентов асимметрии A (от 0 до +0,02). В то же время для массивов второй интрузивной фазы характерны значительные величины оценок A (от +1,14 до +1,51). В рассматриваемых массивах этих двух фаз отличаются и значения наиболее вероятных концентраций (M) титана. Так, в массивах главной фазы внедрения крыккудукского комплекса — Крыккудукском и Балыкбайском I — значения $M = 0,18$, а в массивах главной фазы внедрения боровского комплекса — Боровском и Балыкбайском II — соответственно 0,07 и 0,09%. Характерно, что в Ащикольском и Тасадырском массивах, являющихся более поздними образованиями первой и второй интрузивных фаз региона, значения M достаточно близки (0,35 и 0,25%). В то же время по значениям оценок коэффициента асимметрии они четко отличаются (0 и +1,14), что является свидетельством отличия характера распределения в них титана. Действительно, анализ мономинерального распределения Ti в породах этих массивов показал, что если в Ащикольском массиве основными носителями титана являются темноцветные минералы, при подчиненном значении аксессуарных минералов, то в Тасадырском — наоборот, основным носителем титана являются аксессуарные минералы.

В связи с этим находят свое объяснение и отмеченные особенности оценок коэффициентов асимметрии распределения титана в породах рассматриваемых массивов. Незначительная величина оценки коэффициента асимметрии в породах Ащикольского массива объясняется преимущественным вхождением титана в темноцветные минералы, распределенные в породе более равномерно, чем аксессуарные. В то же время, являясь минералами-концентраторами и минералами-носителями титана в Тасадырском массиве,

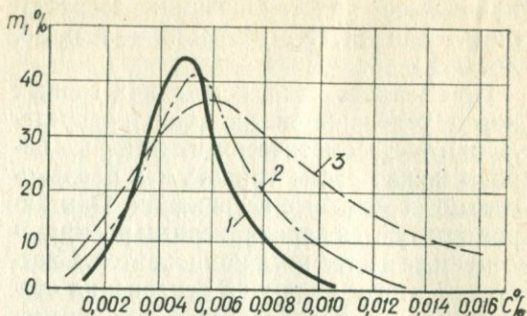


Рис. 11. Сопоставление выборочных вариационных кривых распределения меди в гранодиоритовых массивах Северного Казахстана.

они обуславливают значительную величину оценки A .

Возможность подобной косвенной оценки преимущественных форм нахождения химических элементов в породах по особенностям и оценкам их статистического распределения может быть весьма полезной при оценке металлогенности геологических образований. Примером может служить рис. 11, где представлены кривые распределения меди в трех генетически тесно связанных между собой гранодиоритовых массивах крыккудукского комплекса Северного Казахстана — Крыккудукском (1), Аккудукском (2) и Ащикольском (3). Из рисунка следует, что по наиболее вероятным значениям эти массивы между собой фактически не различаются (0,0034; 0,0037; 0,003% — соответственно). Однако по величине оценок коэффициентов вариации и асимметрии они отличаются довольно существенно: в первом величина коэффициента вариации (V) составляет 41%, во втором — 57%, в третьем — 73%, а оценки коэффициента асимметрии — соответственно +1,02; +1,57 и +2,25.

Указанные отличия оценок распределения меди в рассматриваемых массивах подчеркиваются данными изучения форм нахождения меди в породах: доля неизоморфной меди в породах Крыккудукского массива составляет 17,5%, в Аккудук-

ском — 15,8%, а в Ащикольском — 39,4%. Как показало изучение минералогического состава пород этих интрузивов, Ащикольский массив значительно обогащен такими минералами, как халькозин, куприт и малахит. В металлогенетическом отношении с Ащикольским массивом пространственно связан ряд рудопроявлений меди различной промышленной ценности.

Приведенные примеры демонстрируют важное генетическое значение параметров статистического распределения химических элементов в породах. Среди них наибольшее значение имеют среднее арифметическое и наивероятнейшее (модальное) значение признаков, их дисперсия, среднее квадратическое отклонение (стандарт) и коэффициент вариации, а также коэффициент асимметрии.

Дисперсия, стандарт и коэффициент вариации характеризуют меру рассеяния исследуемого признака около среднего значения и в определенной мере позволяют оценить степень однородности изучаемого явления. Применительно к геохимическому исследованию они могут являться мерой устойчивости геохимического процесса.

Асимметрия распределения является мерой отличия исследуемого явления от нормального закона и отражает основные тенденции в распределении численных частот изучаемого признака. Применительно к распределению химических элементов, коэффициент асимметрии может косвенно характеризовать специфику основных форм их нахождения в породе и особенности распределения минералов-носителей и минералов-концентраторов. Знак и величина коэффициента асимметрии характеризуют термодинамическую направленность кристаллизации минералов в магматическом расплаве, меру отклонения системы (раствор — минерал) от равновесного состояния.

Эти особенности рассматриваемых параметров позволяют [23], исходя из законов кристаллизации, выразить эффек-

тивный коэффициент распределения элементов-примесей (K) через оценки асимметрии (A) и дисперсии (S) их распределения в породах: $S = (K - 1)^2$ и $A = -2(K - 1)^3$, откуда $K = 1 - A/2S^2$.

В связи с этим коэффициент K можно использовать для суждения о характере процесса кристаллизации. При $K = 1$ система твердая — жидкая магматические фазы находятся в равновесии и распределение элементов-примесей во всех частях системы равномерно. При $K < 1$ оценка асимметрии имеет положительное значение, элемент-примесь концентрируется в жидкой фазе, а при $K > 1$ оценка асимметрии отрицательна, элемент-примесь рассеивается в твердой части системы. Это позволяет производить косвенную оценку металлоносности магматических образований: при $K > 1$ повышается вероятность появления раннемагматических рудопроявлений, при $K < 1$ — позднемагматических.

Таким образом, количественные особенности распределения химических элементов, выраженные в соответствующих статистических параметрах и функциях, являются объективной мерой генетических закономерностей их поведения и фиксации в породах и минералах и могут быть использованы при решении различных геологических вопросов.

СТАТИСТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Концентрации химических элементов в тех или иных пунктах наблюдений являются результатом совокупного воздействия разнообразных факторов, меняющихся на протяжении длительных периодов времени: кристаллизации, метаморфизма, гибридизма, экзогенных изменений, осадкообразования, диагенеза и пр. Влияние каждого из таких факторов точно оценить и учесть невозможно. В лучшем случае можно выделить основные причины и следствия, определяющие

распределение химических элементов в пределах геологического тела, причем основные процессы распределения вещества реализуются не иначе, как вместе с взаимодействием многих второстепенных, так что в конечном итоге они проявляют себя в виде определенной тенденции на фоне случайных флуктуаций. Значительную роль играют и случайные факторы, действующие непосредственно в процессе получения количественной информации — при опробовании, обработке проб и измерениях. Эти причины обуславливают необходимость применения вероятностно-статистических методов обработки геохимических данных.

На основании общности основных исходных условий и целей (решение типовой задачи) геохимического исследования можно выделить следующие этапы статистической обработки геохимической информации:

1. Количественная характеристика распределений, включающая выяснение статистического закона и оценку числовых характеристик с указанием достоверности (точности).

2. Установление и количественная оценка взаимосвязей между признаками, сопровождаемые оценкой достоверности выводов. Эта проблема имеет большое научное и практическое значение, поскольку способствует количественному решению ряда вопросов генезиса, условий формирования, последующих изменений, перспективности геологических образований и др.

3. Сопоставление геологических объектов по распределениям геохимических признаков и параметрам распределения. В этот этап нередко включаются также задачи разделения и классификации. Методы решения этих задач имеют самостоятельное значение, опираются на специально разработанный аппарат теории статистических решений и имеют в настоящее время разнообразное практическое применение.

В процессе обработки данных могут решаться также и более узкие задачи: выделение аномальных наблюдений; анализ распределений ошибок измерений, их оценка; анализ факторов, вызывающих погрешности; оценка закономерной составляющей геохимического поля (тренда); группирование данных и др.

Рассмотрим наиболее простые приемы статистической обработки геохимической информации при решении типовых задач прикладной геохимии.

Количественная характеристика распределений

Выборки и проверка их статистической однородности. Перед осуществлением статистической обработки геохимических данных составляют выборки независимых наблюдений. Множество всех возможных в исследуемом объекте значений признака представляет собой *генеральную совокупность*. Выборки, содержащие значения из этой генеральной совокупности, дают возможность, представляя последнюю, делать о ней более или менее достоверные выводы.

Составление выборок осуществляется на основании имеющихся геологических данных таким образом, чтобы обеспечить геологическую однородность каждой генеральной совокупности, представленной соответствующей выборкой. По этому принципу составляются выборки значений геохимических признаков пород, характеризующих их различные типы и фациальные разновидности (в соответствии с их глубиной образования, формационной принадлежностью, генезисом и т. д.). Кроме того, значения признаков в выборках должны быть также однородны и независимы, т. к. только в этом случае достигается необходимая строгость статистического анализа.

В табл. 10 $x_{11}, x_{21}, \dots, x_{n1}$ — результаты измерений признака ξ_1 ; $x_{12}, x_{22}, \dots, x_{n2}$ — результаты измерений при-

Таблица 10. Исходные данные для статистической обработки

ξ_1	ξ_2	...	ξ_m
x_{11}	x_{12}	...	x_{1m}
x_{21}	x_{22}	...	x_{2m}
...
...
x_{n1}	x_{n2}	...	x_{nm}

знака ξ_2 (в тех же пробах); $x_{1m}, \dots, x_{2m}, \dots, x_{nm}$ — результаты измерений признака ξ_m .

Статистические критерии однородности служат и для проверки геологической однородности поведения геохимических признаков в выборках. Выводы, получаемые на основании статистического анализа выборок, распространяются лишь на представляемые ими совокупности. Если, например, опробованию подверглась небольшая часть региона, то, в принципе, полученные статистические оценки нельзя распространять на весь регион, в крайнем случае — лишь на те его части, которые имеют сходную геологическую обстановку, состав и историю.

Одним из простейших методов проверки однородности является метод последовательных квадратов [30]. Метод основан на использовании статистики g^2 :

$$g^2 = \frac{1}{(n-1)} \sum_{i=1}^n (x_{i+1} - x_i)^2,$$

где x_i — значения признака, однородность которого проверяется. Наблюдения x_i упорядочены согласно с расположением точек отбора по принципу близости последних (например, по профилю). Проверка однородности, под которой здесь понимается отсутствие закономерной составляющей в ряду x_1, x_2, \dots, x_n , состоит в проверке условия

$$\frac{g^2}{D} < 1 - U_\alpha \sqrt{\frac{n-2}{(n-1)(n+1)}},$$

где D — оценка дисперсии признака:

$$D = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{X})^2.$$

Левая часть неравенства, оценивающая предельные значения $\frac{g^2}{D}$, представлена в приближенной форме. Более точные значения даны в приложении 2. Ими можно пользоваться при расчетах на практике. Например, если число наблюдений $n = 52$, то при $g = 0,95$ гипотеза о наличии неоднородности будет приниматься, если отношение $\frac{g^2}{D}$ превосходит $g_{0,95} = 0,78$ (приложение 2). Следует отметить, что критерий используется в предположении нормального закона распределения признака ξ (при его однородности). Если же распределение геохимических признаков более точно описывается логнормальным законом, то их следует предварительно прологарифмировать и вычислять величины g^2 и D по значениям логарифмов признаков.

Описанный критерий применяется при исследовании геологически однородных образований по упорядоченным в последовательность наблюдениям (профилям или скважинам).

Другой критерий — критерий X^2 («хи-квадрат») позволяет обойтись без такого упорядочения. Сущность метода состоит в следующем. Площадь исследований разбивается на K областей R_j так, чтобы в каждую попало одно и то же число пунктов опробования. Интервал наблюдаемых значений признака разбивается также на K интервалов Δ_j , чтобы в каждом было одно и то же число наблюдений. Далее вычисляют количества наблюдений n_{ij} , попавших одновременно в Δ_i и R_j и величину

$$X^2 = \sum_{i,j=1}^k \left(n_{ij} - \frac{n}{K^2} \right) \frac{K^2}{n}.$$

Значение X^2 сравнивается с критическим значением, определяемым из приложения 3 по числу степеней свободы, равному

$(K-1)^2$ и доверительной вероятности q , полагаемой обычно 0,95. Например, если $n = 125$, $K = 5$, число степеней свободы $(K-1)^2 = 4^2 = 16$, критическое значение при $q = 0,95$ из приложения $\chi_{0,95}^2(16) = 26,3$. Если вычисленное по указанной формуле значение X^2 превышает 26,3, поле значений признака следует признать статистически неоднородным. Критерий X^2 предусматривает наличие достаточно большого числа наблюдений, причем K выбирается так, чтобы n/K^2 было не менее 5—6.

Выборочная функция распределения. Гистограмма

Статистическую обработку данных геохимического опробования обычно начинают с построения гистограмм или функций накопленных частот. Для этого данные измерений предварительно группируются по выборкам, однородность которых обеспечивается соответствующим геологическим сопровождением и подтверждается проверкой статистической однородности.

Для построения функции накопленных частот x_1, x_2, \dots, x_n наблюдения признака ξ располагают в порядке возрастания своих значений. Функция накопленных частот, или выборочная функция распределения, имеет вид: $F_n(x) = n(x)/n$, где $n(x)$ — количество наблюдений x_i , меньших x ; n — общее количество наблюдений в выборке.

С увеличением n при независимости наблюдений эта функция стремится к функции распределения $F(x)$. Последняя имеет следующий смысл: при каждом фиксированном x значение функции распределения $F(x)$ равно вероятности получения значения, меньшего x . Общий вид обеих функций изображен на рис. 12.

Чаще всего при обработке геохимических данных используется гистограмма (выборочная плотность распределения). Ее построение осуществляется следу-

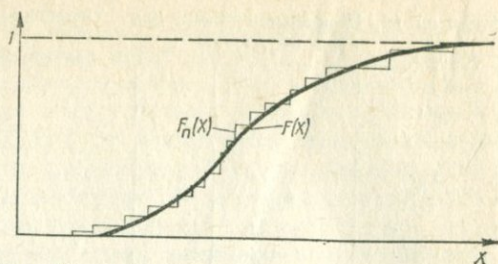


Рис. 12.

ющим образом. Значения x_1, x_2, \dots, x_n делят на несколько равных интервалов Δ_i и вычисляют количество n_i наблюдений, попавших в каждый интервал Δ_i . Для каждого интервала вычисляют $P_i = \frac{n_i}{n\Delta_i}$ и строят ступенчатую функцию

$$P_n(x) = \frac{n_i}{\Delta_i n}, \text{ если } x \text{ в интервале } \Delta_i.$$

Наблюдения, попавшие на границу двух интервалов, относят поровну в эти интервалы. Полученная ступенчатая функция и называется гистограммой, или выборочной плотностью распределения (рис. 13). Соединив точки гистограммы, соответствующие серединам интервалов, получим полигон частот (рис. 13).

С увеличением объема выборки n и одновременным уменьшением величин ин-

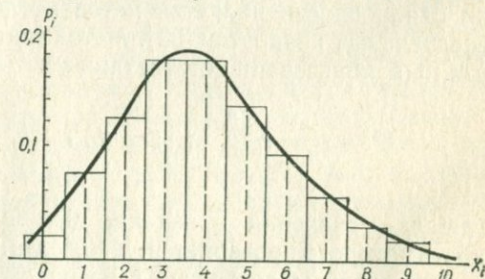


Рис. 13.

тервалов Δ_i гистограмма приближается к плотности распределения.

Вид гистограммы может несколько изменяться в зависимости от выбора интервалов Δ_i . В то же время теоретически строго обоснованные рекомендации по их выбору отсутствуют. В соответствии с вы-

работанными практическими рекомендациями, число интервалов должно быть не менее 6—7, причем в каждом в среднем должно быть не менее 5—6 наблюдений. Для определения величины интервала можно воспользоваться формулой Стерджесса

$$\Delta = \frac{x_{\max} - x_{\min}}{1 + 3,322 \lg n},$$

где n — число наблюдений, x_{\min} , x_{\max} — минимальное и максимальное наблюдения выборки. Применение формулы предусматривает отбраковку из выборок аномальных наблюдений.

Критерии согласия

В математической статистике известен ряд законов распределений, выведенных из определенных теоретических предположений. Наиболее распространенными являются *нормальный и логарифмически нормальный законы*.

Степень соответствия выборочных данных тому или иному закону устанавливают с помощью критериев согласия. К наиболее употребительным из них относятся критерий Пирсона и метод моментов. Применение критерия Пирсона (или критерия X^2) для проверки гипотезы о нормальном распределении признака заключается в следующем. Наблюдения выборки x_1, x_2, \dots, x_n выносят на числовую ось. Область значений признака разбивают на интервалы $\Delta_1, \Delta_2, \dots, \Delta_m$ (как при построении гистограммы) с помощью границ $x_0^0, x_1^0, \dots, x_m^0$. Далее вычисляют

$$t_i = \frac{x_i^0 - \bar{x}}{\sigma}; \quad i = \overline{0, m};$$

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i;$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}$$

и находят по таблице функции $(0,1) —$ нормального распределения $\Phi(t)$ (приложение 4) значения $\Phi(t_i) \cdot X_0^0$ и t_0 полагают равным $-\infty$, а x_0 и $t_m = +\infty$, так что $\Phi(t_0) = 0$; $\Phi(t_m) = 1$. По найденным значениям вычисляют теоретические вероятности попадания в интервалы Δ_i , $P_i : P_i = \Phi(t_i) - \Phi(t_{i-1})$; $i = 1, 2, \dots, m$ и теоретические частоты np_i . Подсчитав количества наблюдений, попавших в интервалы Δ_i — n_1, n_2, \dots, n_m ($n_1 + n_2 + \dots + n_m = n$), вычисляют сумму вида

$$X^2 = \sum_{i=1}^m \frac{(n_i - np_i)^2}{np_i}.$$

Проверка согласия с нормальным законом состоит в сравнении вычисленной величины X^2 с критической границей, определяемой по таблице распределения X^2 , при числе степеней свободы, равном $m - 3$, и доверительной вероятности q . Для обычно принятых уровней $q = 0,9$ и $q = 0,95$, критические значения X^2 даны в приложении 3. Если вычисленная величина X^2 превосходит критическую границу, гипотеза о согласии выборочных данных с нормальным законом распределения отвергается с вероятностью ошибки $1 - q$. Например, если число интервалов $m = 10$, то число степеней свободы $K - 3 = 7$ и, согласно приложению 4, критическая граница при $q = 0,95$ — $X^2 0,95(7) = 14,07$. Если вычисленное значение X^2 превосходит 14,07, то результат проверки свидетельствует о несоответствии выборочных данных нормальному закону распределения. Вероятность того, что этот вывод ошибочен, 0,05.

Для проверки гипотезы о нормальном распределении существует также простой метод, основанный на использовании выборочных коэффициентов асимметрии \check{A} и эксцесса \check{E} (метод моментов). Они вычисляются по наблюдениям выборки $x_1,$

x_2, \dots, x_n в виде

$$\check{A} = \frac{1}{n} \sigma^3 \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{X})^3;$$

$$\check{E} = \frac{1}{n} \sigma^4 \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{X})^4 - 3,$$

где
$$\sigma^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{X})^2.$$

Теоретические значения коэффициентов асимметрии и эксцесса для нормально распределенной генеральной совокупности равны нулю. Однако выборочные коэффициенты \check{A} и \check{E} , служащие оценками теоретических, могут отличаться от нуля в силу случайных флуктуаций, даже если исследуемое распределение в действительности нормально. Поэтому для характеристик \check{A} и \check{E} устанавливаются пределы вокруг нуля, в которых с заданной вероятностью q (близкой к единице и полагаемой обычно 0,9 либо 0,95) они должны находиться при нормальном распределении признака. Эти пределы имеют вид (приближенно):

$$\pm \frac{U_{q+1}}{2} \sqrt{\frac{6}{n}} \text{ — для коэффициента асимметрии;}$$

$$\pm \frac{U_{q+1}}{2} \sqrt{\frac{24}{n}} \text{ — для коэффициента эксцесса,}$$

где $\frac{U_{q+1}}{2}$ — коэффициент, устанавливаемый из таблицы функции (0,1) нормального распределения. Для $q = 0,9$

$$\frac{U_{1+q}}{2} = U_{0,95} = 1,65; \text{ для } q = 0,95 \frac{U_{1+q}}{2} = U_{0,975} = 1,96; \text{ для } q = 0,99 \frac{U_{1+q}}{2} =$$

$$= U_{0,995} = 2,56. \text{ Подставив, например, величину } \frac{U_{1+q}}{2} \text{ при } q = 0,95, \text{ нетрудно}$$

видеть, что пределы приобретут вид — для \check{A} : $\pm \frac{4,8}{\sqrt{n}}$; для \check{E} : $\pm \frac{9,6}{\sqrt{n}}$.

Если хотя бы один из коэффициентов

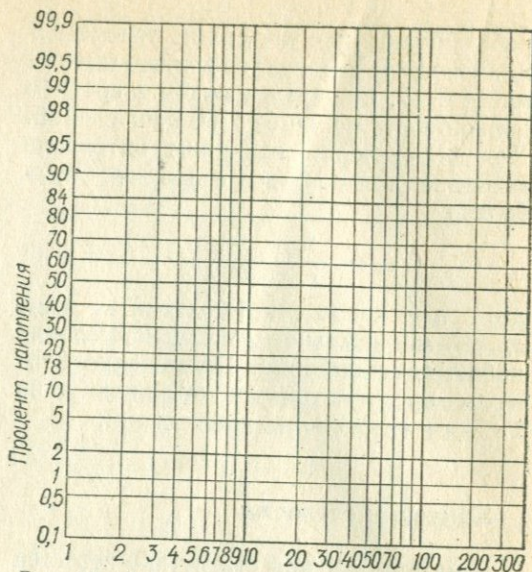


Рис. 14. Вероятностный графариет.

асимметрии или эксцесса выходит из соответствующих пределов, гипотеза о нормальном распределении отклоняется. Следует подчеркнуть, что пределы для \check{A} и \check{E} являются приближенными и применимы при больших n (особенно это касается пределов для коэффициентов эксцесса).

Оба описанных критерия можно применять и для проверки гипотезы о логнормальном распределении. Для этого при расчете вместо результатов измерений x_i используются их логарифмы $y_i = \lg x_i$.

Кроме этих критериев, для проверки гипотезы о виде распределения существует простой графический способ, основанный на использовании *вероятностной бумаги*. Обычно используют нормальную или логнормальную вероятностные бумаги (рис. 14). Шкалы на бланках выбраны так, чтобы при справедливости соответствующей гипотезы накопленные частоты, нанесенные на этот бланк, группировались вокруг прямой. Отклонение накопленных частот от прямолинейной

зависимости свидетельствует об отклонении от гипотетического закона распределения.

Оценка параметров распределения геохимических признаков

При статистической обработке геохимических данных обычно используются следующие числовые характеристики (параметры) распределений: среднее значение признака; среднее квадратическое отклонение; коэффициент вариации; квантили высоких и низких уровней (критические границы); медиана; мода (наиболее вероятное значение); коэффициенты асимметрии и эксцесса. Перечисленные параметры характеризуют распределения геохимических признаков, взятых в отдельности. Кроме того, используются характеристики совместных распределений — коэффициенты парной, множественной и частной корреляции, коэффициенты парных и множественных регрессий.

Среднее значение является одной из основных и часто употребляемых статистических характеристик. Вычисляют его по формуле

$$\bar{X} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i,$$

где x_i — наблюдаемые значения признака; n — их общее количество в выборке.

Если метод измерений концентраций химического элемента не имеет систематического смещения в показаниях, то среднее значение приближенно равно той концентрации M , которая получилась бы при равномерном распределении вещества по площади объекта опробования. Иными словами, среднее служит оценкой величины M , равной количеству всего компонента на площади опробования, отнесенному к этой площади.

В соответствии с законом больших чисел, при увеличении числа наблюдений

n среднее (\bar{X}) стремится к M :

$$\lim_{n \rightarrow \infty} \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i = M.$$

Это предельное значение является *математическим ожиданием признака*, наблюдениями которого являются значения x_i .

Характеристикой вариации (рассеяния) значений признака вокруг среднего служит *выборочная дисперсия*, вычисляемая в виде

$$\check{D} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2.$$

При малых n используется уточненная формула

$$\check{D} = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n x_i^2 - \bar{X}^2.$$

Величину \check{D} можно вычислять и по формуле

$$\check{D} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i^2 - \bar{X}^2.$$

Выборочная дисперсия является оценкой дисперсии D — теоретической характеристики, оценивающей рассеяние генеральной совокупности:

$$D = \lim_{n \rightarrow \infty} \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{X})^2.$$

Чем меньше дисперсия, тем меньше колебания признака вокруг среднего. Если признак вообще не испытывает вариации (равен постоянному значению), то дисперсия равна нулю.

Дисперсия обладает важным свойством аддитивности: если результат наблюдения η является суммой двух или более независимых случайных величин ($\eta = \xi_1 + \xi_2 + \dots + \xi_k$), то дисперсия η равна сумме дисперсий этих величин: $D_\eta = D_{\xi_1} + D_{\xi_2} + \dots + D_{\xi_k}$. В частности, представляя результат измерения концентрации химического элемента η в виде $\eta = \xi + \xi_{\text{фл}} + \xi_{\text{ос}}$, где ξ — значение геохимического поля, обусловленное

его функциональной составляющей; $\xi_{\text{фл}}$ — флуктуация за счет неоднородности породы; $\xi_{\text{ош}}$ — ошибка измерения (со знаком), получим, что дисперсия концентраций будет состоять из суммы дисперсий составляющих: $D_{\eta} = D_{\xi} + D_{\xi_{\text{фл}}} + D_{\xi_{\text{ош}}}$. Желая, например, получить наилучшую оценку среднего, следует планировать опробование так, чтобы обеспечить уменьшение вариации отдельных составляющих — $\xi_{\text{фл}}$ и $\xi_{\text{ош}}$, которое может быть достигнуто в процессе самого опробования и проведения измерений.

Для характеристики вариации признака часто используется не дисперсия, а *среднее квадратическое отклонение*, вы-

числяемое в виде $\check{\sigma} = \sqrt{\check{D}} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{X})^2}$.

В отличие от дисперсии, $\check{\sigma}$ имеет ту же размерность, что и анализируемый признак. Относительной мерой вариации служит коэффициент вариации: $V = \check{\sigma}/\bar{X}$, или в процентах: $V = \check{\sigma}/\bar{X} \cdot 100\%$.

Кроме указанных числовых характеристик распределений, часто используются мода, медиана, коэффициенты асимметрии и эксцесса. *Мода* определяется как наиболее вероятное значение, т. е. такое, которое встречается в данной совокупности наиболее часто. Оценку моды обычно определяют как середину интервала гистограммы, в который попадает наибольшее число наблюдений. Если распределение имеет явно выраженную дискретность (в выборке встречаются лишь вполне определенные значения, причем многие из них неоднократно), то оценкой моды служит то значение, которое встречается в выборке больше всего.

Распределения химических элементов в геологически однородных объектах обычно имеют одну моду и относительно простой вид плотности распределения.

Однако в практике статистического анализа геохимических данных нередко встречаются плотности распределений, имеющие более одного максимума. Такие плотности называют *полимодальными*. Полимодальность обычно является следствием того, что исследуемая совокупность содержит две или более однородных совокупности.

Мода часто используется для оценки местного геохимического фона. В отличие от часто применяемого для этой цели среднего, на нее не оказывает влияния наличие в выборке аномальных или ураганных значений, которые могут существенно завысить оценку местного геохимического фона в случае использования среднего.

Подобной устойчивостью обладает и *медиана* — числовая характеристика, равная тому значению признака, которое разделяет ряд всех упорядоченных по возрастанию значений на две равные половины. Оценкой медианы служит наблюдение выборки, которое разделяет ряд упорядоченных наблюдений выборки на две равные (по числу наблюдений) части.

Коэффициенты *асимметрии* и *эксцесса* употребляются для проверки гипотез о виде распределения. Однако они имеют и самостоятельное значение, так как характеризуют форму кривой плотности распределения. Асимметрия служит индикатором симметричности плотности распределения. Если последняя симметрична, асимметрия обращается в ноль. При правой асимметричности распределения (правая ветвь более вытянута по сравнению с левой) асимметрия положительна, при левой — отрицательна. При этом, если $A > 0$, математическое ожидание больше моды, а при $A < 0$ — меньше ее. Эксцесс (E) используется для характеристики большей или меньшей островершинности распределения (рис. 15).

Упомянутые оценки можно использовать при различных распределениях признака. Однако знание закона распре-

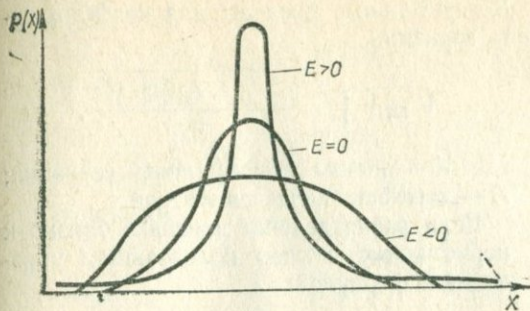


Рис. 15.

деления позволяет получить более точные значения, для которых можно доказать оптимальность (наилучшую точность) среди всех возможных оценок. Если распределение признака нормально, теоретические значения среднего, моды и медианы совпадают. В случае логарифмически нормального закона распределения значения выборки предварительно логарифмируются, после чего вычисляют оценки математического ожидания и среднего квадратического отклонения логарифмов концентраций:

$$\check{\mu} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \ln x_i;$$

$$\delta = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\ln x_i - \check{\mu})^2}.$$

При расчетах можно пользоваться таблицами десятичных логарифмов с учетом того, что $\lg x_i = 2,303 \ln x_i$. Оценки числовых характеристик распределений вычисляются в виде математического ожидания:

$$\check{M} = e^{\check{\mu} + \frac{1}{2}\delta^2} = 10^{0,4343 \left(\check{\mu} + \frac{1}{2}\delta^2 \right)};$$

медианы:

$\check{M}_e = e^{\check{\mu}} = 10^{0,4343\check{\mu}} = \sqrt[n]{x_1 \cdot x_2 \cdot \dots \cdot x_n}$
(последняя величина называется *средним геометрическим*; при логнормальном распределении, как показывает приведенное равенство, оно служит оценкой медианы);

моды:

$$M_0 = e^{\check{\mu} - \delta^2} = 10^{0,4343(\check{\mu} - \delta^2)},$$

среднего квадратического отклонения:

$$\sigma = \sqrt{e^{2\check{\mu} + 2\delta^2} - e^{2\check{\mu} + \delta^2}} =$$

$$= M \sqrt{e^{\delta^2} - 1} = M \sqrt{10^{0,4343\delta^2} - 1};$$

коэффициента вариации:

$$\check{V} = \frac{\check{\sigma}}{\check{M}} = \sqrt{e^{\delta^2} - 1} = \sqrt{10^{0,4343\delta^2} - 1}.$$

Достоверность оценок. Доверительные пределы

Каждая оценка, вычисляемая по выборке конечного объема, является некоторым приближением к соответствующим параметрам всей генеральной совокупности. Точность оценки можно охарактеризовать пределами, которые с заданной (близкой к единице) вероятностью заключают неизвестное значение оцениваемого параметра генеральной совокупности. Такие пределы называют *доверительными*. Доверительная вероятность q обычно равна 0,95, реже — 0,9; 0,99.

Наиболее простой и чаще всего употребляемый способ построения доверительных пределов основывается на следующем. Используемые в практике статистической обработки геохимических данных оценки обладают свойством *асимптотической нормальности*, т. е. их распределения приближаются к нормальному закону с увеличением объема выборки. Для таких оценок доверительные пределы определяются по величине дисперсии в виде

$$\check{a}_n = U_{\frac{1+q}{2}} \sqrt{D(\check{a}_n)};$$

$$\check{a}_n + U_{\frac{1+q}{2}} \sqrt{D(\check{a}_n)},$$

где \check{a}_n — оценка параметра; $D(\check{a}_n)$ — дисперсия оценки; $U_{\frac{1+q}{2}}$ — табличное значение квантиля (0,1) нормального распределения:

$$\text{для } q = 0,95 \quad U_{\frac{1+q}{2}} = U_{0,975} = 1,96;$$

$$\text{для } q = 0,90 \quad U_{\frac{1+q}{2}} = U_{0,95} = 1,65;$$

$$\text{для } q = 0,99 \quad U_{\frac{1+q}{2}} = U_{0,995} = 2,56.$$

Дисперсия оценки среднего \bar{X} , например, составляет $D(\bar{X}) = \frac{D}{n}$, так что доверительные пределы имеют вид

$$\bar{X} - U_{\frac{1+q}{2}} \sqrt{\frac{D}{n}}; \quad \bar{X} + U_{\frac{1+q}{2}} \sqrt{\frac{D}{n}}$$

и обладают тем свойством, что с вероятностью q заключают неизвестное значение генерального среднего M , которое теоретически могло бы быть получено по бесконечно большому числу наблюдений. Поскольку сама дисперсия D обычно бывает неизвестной, используется ее оценка $\check{D} = \check{\sigma}^2$, тогда приближенно

$$\bar{X} = U_{\frac{1+q}{2}} \sqrt{\frac{\check{D}}{n}}.$$

Доверительные пределы для среднего квадратического отклонения, оцениваемого величиной $\check{\sigma}$, можно вычислить по приближенной формуле

$$\check{\sigma} \pm U_{\frac{1+q}{2}} \frac{\check{\sigma} \sqrt{\check{E} + 2}}{\sqrt{4n}},$$

где \check{E} — оценка эксцесса; n — число наблюдений.

Если распределение признака нормальное, доверительные пределы приобретают примерно вид

$$\check{\sigma} \pm U_{\frac{1+q}{2}} \frac{\check{\sigma}}{\sqrt{2n}}.$$

Доверительные пределы для коэффициента вариации:

$$\check{V} \pm \check{V} \sqrt{\frac{2 + E - 4A\check{V} + 4\check{V}^2}{4n}},$$

где \check{V} — оценка коэффициента вариации; A — коэффициенты асимметрии.

Если распределение признака близко к нормальному, можно пользоваться упрощенной формулой

$$\check{V} \pm \check{V} \sqrt{\frac{1 + 2\check{V}^2}{2n}}.$$

Оценки коэффициентов асимметрии и эксцесса используются в основном для проверки гипотезы о виде распределения. В этом случае указывают пределы вокруг теоретических значений коэффициентов асимметрии и эксцесса (равных нулю), выход из которых свидетельствует об отклонении распределения от нормального закона. При обработке геохимических данных ограничиваются указанием этих пределов

$$\text{для } \check{A}: \pm U_{\frac{1+q}{2}} \sqrt{\frac{6}{n}};$$

$$\text{для } \check{E}: \pm 2U_{\frac{1+q}{2}} \sqrt{\frac{6}{n}}.$$

Так как в общем случае дисперсии \check{A} и \check{E} зависят от моментов высоких порядков, оценки этих дисперсий оказываются подверженными весьма значительным колебаниям.

Доверительные пределы для статистических характеристик, вычисленных в предположении логнормального распределения, определяются приближенно в виде:

для математического ожидания:

$$\sim \tilde{M}e \left(-U_{\frac{1+q}{2}} \frac{\delta \sqrt{2+\delta^2}}{\sqrt{2n}} \right);$$

$$\sim \tilde{M}e \left(U_{\frac{1+q}{2}} \frac{\delta}{\sqrt{2n}} \sqrt{2+\delta^2} \right);$$

для моды:

$$\sim \tilde{M}_0 e^{\left(U \frac{1+q}{2} \frac{\delta}{\sqrt{n}} \sqrt{1+2\delta^2} \right)};$$

$$\tilde{M}_0 e^{\left(U \frac{1+q}{2} \frac{\delta}{\sqrt{n}} \sqrt{1+2\delta^2} \right)};$$

для медианы:

$$\sim \tilde{M}_e e^{\left(-U \frac{1+q}{2} \frac{\delta}{\sqrt{n}} \right)}; \quad \tilde{M}_e e^{\left(U \frac{1+q}{2} \frac{\delta}{\sqrt{n}} \right)};$$

для среднего квадратического отклонения:

$$\sim \check{\sigma} \pm U \frac{1+q}{2} \frac{\check{\sigma} \check{\delta}}{\sqrt{n}} \times$$

$$\times \sqrt{1 + 2\delta^2 \left(1 + \frac{1}{2} e^{(2\mu + \delta^2)} \sigma^2 \right)}.$$

Для оценки параметров нормального или логнормального распределения признаков можно применять также простой метод, основанный на использовании вероятностной бумаги (рис. 14). Для этого на нее выносятся точки накопленных частот наблюдаемых значений признака в арифметическом или логарифмическом масштабе (в зависимости от закона распределения признаков). Если эмпирические данные соответствуют нормальному либо логнормальному закону, нанесенные на вероятностную бумагу точки будут группироваться вокруг прямой линии. По точке с максимальным отклонением Δy от осредняющей прямой можно с помощью критерия Колмогорова проверить гипотезу о соответствии эмпирических данных нормальному либо логнормальному закону. Если

$$\lambda = \frac{\Delta y \sqrt{n}}{100} > 1,35,$$

то отклонения Δy признака неслучайны и эмпирическая выборка не соответствует теоретическому закону. Если гипотеза о нормальном законе подтверждается, то по абсциссе точки с ординатой 50% находят оценку математического ожидания M , а по абсциссе x точки с ордина-

той 84,1% находят оценку квадратического отклонения: $S = x_1 - M$. При логнормальном законе распределения по абсциссе точки с ординатой 50% находят \tilde{C} , служащее оценкой медианы. Оценка математического ожидания вычисляется в виде $e^{\check{\mu} + \frac{1}{2} \check{\delta}^2}$, где $\check{\mu} = \lg \tilde{C}$; $\check{\delta} = \lg x_1 - \lg \tilde{C}$, а моды $e^{\check{\mu} + \check{\delta}^2}$.

Анализ корреляционных связей

Одной из важнейших задач, решаемых с применением статистических методов, является анализ связей геохимических признаков. Этот анализ включает оценку силы связи и выяснение формы, в которой проявляется зависимость между признаками. Силу связи двух признаков характеризует коэффициент парной корреляции.

Пусть два показателя ξ и η охарактеризованы данными измерений $x_1, y_1; x_2, y_2; \dots; x_n, y_n$. x_i — результат измерения признака ξ , y_i — результат измерения признака η . Оценкой коэффициента корреляции, называемой еще выборочным коэффициентом корреляции, служит величина

$$r = \frac{1}{n\sigma_x\sigma_y} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{X})(y_i - \bar{Y}) =$$

$$= \frac{1}{n\sigma_x\sigma_y} \sum_{i=1}^n x_i y_i - \frac{\bar{X}\bar{Y}}{\sigma_x\sigma_y};$$

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{X})^2} =$$

$$= \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i^2 - n\bar{X}^2};$$

$$\sigma_y = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{Y})^2} =$$

$$= \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n y_i^2 - n\bar{Y}^2}.$$

Коэффициент корреляции всегда заключен в пределах от -1 до $+1$: $-1 \leq r \leq +1$. Если связь между признаками функциональная и линейная, коэффициент корреляции равен -1 или $+1$. Чем больше по абсолютной величине коэффициент корреляции, тем более выраженной будет линейная связь между признаками на фоне случайных флюктуаций. Знак коэффициента корреляции указывает на характер связи: при положительном коэффициенте корреляции связь прямая, если же коэффициент корреляции отрицателен — связь обратная.

Функция, описывающая зависимость одного признака от другого, называется *функцией регрессии*. Если изобразить эту функцию на графике и нанести на него точки с координатами, равными наблюдаемым значениям x_i и y_i , то эти точки будут группироваться вокруг функции регрессии. В случае линейной статистической связи уравнение регрессии имеет вид: $\eta = \alpha \xi + \beta$. Оценки коэффициентов регрессии α и β вычисляются так: $\hat{\alpha} = r \sigma_y / \sigma_x$; $\hat{\beta} = \bar{Y} - \hat{\alpha} \bar{X}$.

Равенство нолю коэффициента корреляции свидетельствует об отсутствии линейной связи. Однако, если даже теоретическое значение коэффициента корреляции (т. е. относящееся ко всей генеральной совокупности) равно нолю, выборочный коэффициент корреляции, вычисленный по выборке наблюдений двух признаков из такой генеральной совокупности, из-за случайных колебаний может отклоняться от ноля. Поэтому для проверки гипотезы о наличии связи предельно указывают доверительные пределы для выборочного коэффициента корреляции, в которых последний может находиться с заданной доверительной вероятностью q при условии, что связь между признаками отсутствует. Эти пределы имеют вид:

$$-U_{\frac{1+q}{2}} \sqrt{\frac{1}{n}}; \quad +U_{\frac{1+q}{2}} \sqrt{\frac{1}{n}},$$

где n — число пар наблюдений, по которым вычисляется выборочный коэффициент корреляции; $U_{\frac{1+q}{2}}$ — табличное значение квантиля $(0,1)$ нормального распределения, соответствующего доверительной вероятности $\frac{1+q}{2}$.

В приложении 5 приведены пределы $U_{\frac{1+q}{2}} \sqrt{\frac{1}{n}}$, рассчитанные для различных n . Если вычисленный коэффициент корреляции r выходит из доверительных пределов, т. е. выполняется неравенство $(r) \geq U_{\frac{1+q}{2}} \sqrt{\frac{1}{n}}$, гипотеза об отсутствии связи отвергается.

Как упоминалось, выборочный коэффициент корреляции служит оценкой коэффициента корреляции. Как и в случае оценки приводившихся выше статистических параметров, можно построить доверительные пределы, заключающие с заданной вероятностью q оцениваемую величину r . Эти пределы имеют вид

$$\sim \check{r} - U_{\frac{1+q}{2}} \frac{1+r^2}{\sqrt{n}}; \quad \check{r} + U_{\frac{1+q}{2}} \frac{1-r^2}{\sqrt{n}}.$$

Они являются приближенными, так как построены на основе асимптотически нормального распределения выборочного коэффициента корреляции. Применяют их для коэффициентов корреляции, не слишком близких к предельным $(+1)$ или (-1) . Более точные пределы можно получить с помощью преобразования Фишера

$$Z = \frac{1}{2} \ln \frac{1 + \check{r}}{1 - \check{r}}.$$

Доверительные пределы для коэффициента корреляции, построенные с использованием преобразования Фишера, имеют вид

$$r^{(-)} = \frac{e^{2z'} - 1}{e^{2z'} + 1}; \quad r^{(+)} = \frac{e^{2z''} - 1}{e^{2z''} + 1},$$

где

$$Z' = \frac{1}{2} \ln \frac{1 + \check{r}}{1 - \check{r}} - U_{\frac{1+q}{2}} \sqrt{\frac{1}{n-3}};$$

$$Z'' = \frac{1}{2} \ln \frac{1 + \check{r}}{1 - \check{r}} + U_{\frac{1+q}{2}} \sqrt{\frac{1}{n-3}}.$$

Практическим примером последовательности вычислений при корреляционном анализе является табл. 11, в которой рассматривается корреляционная связь между содержанием железа в образцах пород, отобранных у контакта порфиров с гранодиоритами одного из массивов Казахстана, и их магнитной восприимчивостью:

$$\bar{X} = \frac{270 \cdot 4}{47} = 5,75; \quad (\bar{X})^2 = 33,0625;$$

$$\bar{X}^2 = \frac{2034 \cdot 84}{47} = 43,2944;$$

$$\bar{Y} = \frac{1675 \cdot 9}{47} = 35,66; \quad (\bar{Y})^2 = 1271,6356;$$

$$\bar{Y}^2 = \frac{278 \ 193 \cdot 15}{47} = 5919,0030;$$

$$\bar{X}\bar{Y} = 205,0450; \quad \bar{X}\bar{Y} = \frac{19 \ 251 \cdot 11}{47} = 409,5980;$$

$$\sigma_x = \sqrt{43,2944 - 33,0625} = \sqrt{10,2319} = 3,2;$$

$$\check{\sigma}_y = \sqrt{5919,0030 - 1271,6356} = \sqrt{4647,3674} = 68,2.$$

Из полученных данных вычисляем коэффициент корреляции:

$$r = \frac{\bar{X}\bar{Y} - \bar{X}\bar{Y}}{\sigma_x \check{\sigma}_y} = \frac{409,598 - 205,045}{68,2 \cdot 3,2} = 0,94, \text{ т. е. } 94\%.$$

Уравнение регрессии:

$$y - \bar{Y} = r(x - \bar{X}) \frac{\sigma_x}{\check{\delta}_y};$$

$$y - 35,66 = 0,94 \frac{68 \cdot 2}{3,2} (x - 5,75) = 20,03x - 115,17;$$

$$y = 20,03x - 79,51.$$

Таким образом, сопоставление этих выборок свидетельствует о довольно четкой корреляции между содержанием железа и магнитной восприимчивостью пород.

Погрешность в определении r :

$$\sigma_r \approx \frac{1-r^2}{\sqrt{n}} = \frac{0,88}{6,9} = 0,13,$$

$$\text{отсюда } \frac{(r)}{\sigma_r} = \frac{0,94}{0,13} = 7,2.$$

Полученное значение гораздо больше табличного значения $U_{\frac{1+q}{2}}$ для вероятности $q = 0,99$. В связи с этим найденное значение r следует считать значимым.

В практике обработки геохимических данных нередко возникает необходимость анализа *множественной* связи одного признака с группой нескольких признаков. Характеристикой силы такой связи (в случае ее выражения линейной регрессией) служит *коэффициент множественной корреляции*.

Пусть анализируется связь признака η с группой k признаков $\xi_1, \xi_2, \dots, \xi_k (k > 1)$. Обозначим: $r_{i,j}$ — выборочные коэффициенты парной корреляции; ξ_i и $\xi_j (i = 1, 2, \dots, k; j = 1, 2, \dots, k; i = j)$ r_i — выборочный коэффициент корреляции признака η и $\xi_i (i = 1, 2, \dots, k)$. Линейная связь с группой признаков $\xi_1, \xi_2, \dots, \xi_k$ представляется в виде

$$\eta = \alpha_1 \xi_1 + \alpha_2 \xi_2 + \dots + \alpha_k \xi_k + \Delta,$$

где $\alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_{k+1}$ — коэффициенты функции регрессии, выражающей форму связи; Δ — случайная величина с нулевым средним, характеризующая случайный разброс значений η вокруг функции

Таблица 11. Корреляционная связь между содержанием железа в образцах породы и их магнитной восприимчивостью

№ п/п.	Fe, % (x)	$\times 10^{-6}$ СГСМ (y)	x^2	y^2	xy
1	5,6	8,3	31,36	68,89	46,48
2	4,8	2,0	23,04	4,00	9,60
3	5,6	5	31,36	25,00	28,00
4	6,0	5,8	36,00	33,64	34,80
5	5,5	6,0	30,25	36,00	33,00
6	6,3	5	39,69	25,00	31,50
7	5,5	5	30,25	25,00	27,50
8	8,0	147,5	64,00	21756,25	1180,00
9	7,0	134,0	49,00	17956,00	938,00
10	4,4	7,2	19,36	51,84	31,68
11	5,5	9,1	30,25	82,81	50,05
12	12,0	156,0	144,0	24336,60	1872,00
13	6,8	12,5	46,24	156,25	85,00
14	6,2	34,5	38,44	1190,25	213,90
15	8,0	123,0	64,00	15129,00	984,00
16	7,0	9,5	49,00	90,25	66,50
17	3,9	3,4	15,21	11,56	13,26
18	6,0	5,0	36,00	25,00	30,00
19	6,0	6,2	36,00	38,44	37,20
20	4,8	5,0	23,04	25,00	24,00
21	2,7	1,0	7,29	1,00	2,70
22	1,4	1,0	1,96	1,00	1,40
23	3,9	3,4	15,21	11,56	13,26
24	6,2	7,8	38,44	60,84	48,36
25	4,4	5,0	19,36	25,00	22,00
26	2,4	3,6	5,76	12,96	8,64
27	6,8	19,2	46,24	368,64	130,56
28	2,1	1,0	4,41	1,0	2,10
29	5,5	7,5	30,25	56,25	41,25
30	3,2	3,0	10,24	9,00	9,60
31	1,6	1,0	2,56	1,00	1,60
32	2,0	3,4	4,00	11,56	6,80
33	2,4	3,1	5,76	9,61	7,44
34	8,1	93,1	65,61	8667,61	754,11
35	8,1	120,0	65,61	14400,00	972,00
36	8,9	75,0	79,21	5625,00	667,50
37	9,5	144,0	90,25	20736,00	1368,00
38	7,6	32,0	57,76	1049,76	246,24
39	7,6	58,6	57,76	3433,96	445,36
40	4,3	8,0	18,49	64,00	1183,36
41	3,6	3,3	12,96	10,89	11,88
42	19,8	377,5	392,04	142506,25	7474,50
43	8,2	7,0	67,24	49,00	57,40
44	4,3	3,0	53,29	9,00	21,90
45	5,3	2,0	28,09	4,00	10,60
46	1,6	0,8	2,56	0,64	1,28
47	4,0	1,2	16,00	1,44	4,80
Σ	270,0	1675,9	2034,84	278193,15	19251,11

Простейший способ сравнения оценок какого-либо параметра состоит в следующем. Пусть \check{a}_1 и \check{a}_2 — сравниваемые оценки, $D(\check{a}_1)$ и $D(\check{a}_2)$ — их дисперсии. Будем сравнивать эти оценки, проверяя *полевую гипотезу* о тождественности оцениваемых ими величин ($\check{a}_1 = \check{a}_2$). Если \check{a}_1 и \check{a}_2 распределены приближенно нормально (это условие, как правило, выполняется), то полевая гипотеза должна быть отвергнута, если

$$\frac{|\check{a}_1 - \check{a}_2|}{\sqrt{D(\check{a}_1) + D(\check{a}_2)}} \geq U_{\frac{1+q}{2}}.$$

Выполнение этого неравенства свидетельствует о *значимом* различии оценок \check{a}_1 и \check{a}_2 . Допустим, необходимо сравнить средние двух совокупностей, имея выборки наблюдений из них. Обозначим x_1, x_2, \dots, x_n — наблюдения из первой совокупности; y_1, y_2, \dots, y_m — из второй. Тогда

$$\bar{X} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i; \quad \bar{Y} = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m y_i;$$

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{X})^2};$$

$$\sigma_y = \sqrt{\frac{1}{m} \sum_{i=1}^m (y_i - \bar{Y})^2}.$$

Гипотеза о тождественности генеральных средних отвергается, если

$$\frac{\bar{X} - \bar{Y}}{\sqrt{\frac{\sigma_x^2}{n} + \frac{\sigma_y^2}{m}}} \geq U_{\frac{1+q}{2}}.$$

Если же распределения обеих совокупностей нормальны, то наиболее эффективным (наиболее *мощным*) является *критерий Стьюдента*. В этом критерии используется статистика

$$t = \frac{\bar{X} - \bar{Y}}{\sqrt{\check{\sigma}_x^2 n^{-1} + \check{\sigma}_y^2 m^{-1}}} \sqrt{\frac{n+m-2}{n+m}}.$$

Распределения тождественны, если выполняется условие $|t| \geq t_{\frac{1+q}{2}}(n+m-2)$, где $t_{\frac{1+q}{2}}$ — критическая граница

распределения Стьюдента с $(n+m-2)$ степенями свободы, определяемая из специальных таблиц по величине q , которую принимают близкой к 1. Для $q = 0,95$ и $q = 0,90$ критические границы распределения Стьюдента приведены в приложении 6.

Для сравнения дисперсий (или средних квадратических отклонений) нормальных распределений используется *критерий Фишера*. В этом критерии с критической границей сравнивается отношение оценок дисперсий:

$$F = \frac{S_x^2}{S_y^2}; \quad S_x^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{X})^2;$$

$$S_y^2 = \frac{1}{m-1} \sum_{i=1}^m (y_i - \bar{Y})^2.$$

Критические границы для этого отношения определяются по таблицам *распределения Фишера* (приложение 7) с $(n-1)$ и $(m-1)$ степенями свободы (распределение Фишера имеет два параметра n_1 и n_2 , которые называют числами степеней свободы). Верхняя критическая граница равна табличному значению распределения $F_q(n-1, m-1)$, а нижняя — $\frac{1}{F_q(m-1, n-1)}$. Гипотеза о тождественности дисперсий отвергается, если отношение $F = \frac{S_x^2}{S_y^2}$ выходит из допустимых пределов, т. е. выполняется одно из неравенств:

$$F \geq F_q(n-1, m-1);$$

$$F \leq \frac{1}{F_q(m-1, n-1)}.$$

В противном случае различие оценок S_x^2, S_y^2 , а с ними и средних квадратич-

ческих отклонений \check{S}_x, \check{S}_y считают статистически *незначимым*.

В математической статистике разработан ряд *непараметрических* критериев, для использования которых не требуется знания законов сравниваемых распределений. К таким критериям относятся *критерий Вилкоксона, критерий Ван дер Вардена, или критерий X, критерий Смирнова*.

В соответствии с критерием Вилкоксона, наблюдения двух сравниваемых выборок $(x_1, x_2, \dots, x_n$ и $y_1, y_2, \dots, y_n)$ располагаются в общую последовательность в порядке их возрастания. В полученной последовательности подсчитывают число *U инверсий* — сумму количеств всех наблюдений первой выборки (x_i) , стоящих впереди каждого наблюдения второй выборки (y_i) . Пределы для *U* рассчитываются в предположении справедливости гипотезы о тождественности распределений в виде

$$U_q^{(-)} = \frac{mn}{2} - U_{\frac{1+q}{2}} \sqrt{\frac{mn}{2}(m+n+1)};$$

$$U_q^{(+)} = \frac{mn}{2} + U_{\frac{1+q}{2}} \sqrt{\frac{mn}{2}(m+n+1)},$$

где m и n — количества наблюдений соответственно в первой и второй выборках; $U_{\frac{1+q}{2}}$ — по-прежнему квантиль $(0,1)$ -нормального распределения.

Критерием Вилкоксона фиксируется смещение распределений друг относительно друга. Гипотеза о тождественности распределений величин, представленных выборками $\{x_i\}$ и $\{y_k\}$, отвергается, если $U < U_q$ либо $U > U_q$. Вероятность ошибки при принятии такого решения $\alpha = 1 - q$. Подобно ему действует несколько более эффективный критерий *X* (Ван дер Вардена). При использовании этого критерия наблюдения обеих сравниваемых выборок располагают в общую последовательность в порядке их возра-

стания и вычисляют суммы:

$$X = \sum_{i=1}^m \Psi \left(\frac{r_i}{n+m+1} \right);$$

$$Y = \sum_{i=1}^n \Psi \left(\frac{S_k}{n+m+1} \right),$$

где r_i, S_k — порядковые номера x_i, y_k в общей последовательности; $\Psi(z)$ — функция, обратная функции $(0,1)$ нормального распределения. Значения $\Psi(z)$ определяют по таблице функции $(0,1)$ -нормального распределения (приложение 4). Гипотеза о тождественности распределений отвергается с вероятностью ошибки $\alpha = 1 - q$, если $X > X_q$ либо $Y > X_q$. Критическая граница X_q вычисляется в виде

$$X_q = U_{\frac{1+q}{2}} \times$$

$$\times \sqrt{\frac{nm}{n+m+1} \cdot \frac{1}{n+m} \sum_{i=1}^{n+m} \Psi \left(\frac{i}{n+m+1} \right)}.$$

Критерий Смирнова применяется для сравнения функций распределения. Его применение целесообразно при достаточном больших объемах выборок. Сущность критерия Смирнова заключается в следующем. По наблюдениям x_1, x_2, \dots, x_n первой выборки и y_1, y_2, \dots, y_n — второй строят выборочные функции распределения $F_m^-(x), G_n(x)$ на одном и том же графике. Потом определяют $D = \max [F_m(x) - G_n(x)]$ — максимальную разность между функциями $F_m(x), G_n(x)$, определяемую как длину наибольшего вертикального отрезка между $F_m(x)$ и $G_n(x)$. Гипотеза о тождественности сравниваемых распределений проверяется сравнением D с критической границей D_q , вычисляемой в виде

$$D_q = \sqrt{-\frac{1}{2} \ln \frac{1-q}{2} \left(\frac{1}{n} + \frac{1}{m} \right)}.$$

Если выполняется неравенство $D > D_q$, указанная гипотеза отвергается с вероятностью ошибки $1 - q$.

Изучение тенденций изменения признаков (трендов)

Кроме критерия Смирнова, для сопоставления распределений можно рекомендовать также критерий X^2 . Этот критерий основан на использовании статистики X^2 . Область значений, принимаемых признаком в обеих выборках, разбивается на K интервалов так, чтобы в каждый попадало не менее 5—7 наблюдений одной из выборок, а каждая выборка охватывала бы не менее 6—7 интервалов. Далее вычисляется статистика X^2 , характеризующая отличие распределений:

$$X^2 = \sum_{i=1}^k \frac{(n_i - n\tilde{p}_i)^2 (n+m)}{nm\tilde{p}_i(1-\tilde{p}_i)},$$

где $\tilde{p}_i = \frac{n_i + m_i}{n+m}$ — оценка вероятности попадания в i -й интервал выборки; m_i — количество наблюдений первой выборки, попавших в i -й интервал; n_i — количество наблюдений второй выборки, попавших в этот интервал; m , n — объемы первой и второй выборок.

Проверка гипотезы о тождественности распределений осуществляется сравнением вычисленного значения X^2 с критической границей $X_q^2 (K-1)$, определяемой по таблице критических значений распределения X^2 с $(K-1)$ степенями свободы (приложение 3). При выполнении неравенства $X^2 > X_q^2 (K-1)$ указанная гипотеза отвергается с вероятностью ошибки q . Значения X_q^2 для $q = 0,95$ при различных степенях свободы можно определить по таблице (приложение 3). Критерий X^2 так же, как и критерий Смирнова, применяется для выборок достаточно большого объема.

Положительной особенностью критерия X^2 является более точный учет различий выборочных кривых распределения во всем интервале изменения аргумента. К его недостаткам следует отнести, кроме сравнительной громоздкости вычислений, зависимость статистики от способа разбивки на интервалы, а также их количества.

При опробовании магматических образований по соответствующей сети в явной форме (при исключенном влиянии погрешностей анализа и структурно-текстурных неоднородностей пород) проявляется региональная или локальная изменчивость распределения признаков, имеющая закономерный характер и являющаяся функцией координат пространства. Эта функция обуславливает трендовую характеристику геологического образования. Существенной особенностью трендовых распределений признаков является их взаимосвязь в пунктах опробования. Это в значительной мере снижает правомерность использования аппарата математической статистики для их количественной характеристики и требует, строго говоря, привлечения аппарата теорий случайных функций. Однако в настоящее время существует ряд объективных причин, препятствующих использованию последнего для геологических целей: отсутствие обоснованных стохастических моделей геологических процессов; отсутствие специального математического аппарата для решения задач при подобных условиях; случайный характер информации о распределении исследуемых признаков и др.

В связи с этим заслуживает внимания исследование возможности использования в условиях статистической неоднородности распределения признаков аппарата вероятностно-статистического анализа. Исходными посылками для этого можно считать относительную устойчивость и достаточную эффективность средних содержаний признаков в геологическом объекте, опробованном различными сетями. Это же относится и к дисперсии и коэффициенту вариации, объективно характеризующим степень изменчивости признака в геологическом образовании.

Наиболее практически приемлемым

методом анализа пространственной изменчивости распределения химических элементов (тренда) является *метод скользящего окна, или скользящего среднего*. При использовании этого метода предполагается, что наблюдения привязаны к равномерной сети пунктов опробования. Расчет осуществляется следующим образом. При начальном положении «окна» прямоугольной или квадратной формы, охватывающего фиксированное число K наблюдений, вычисляют среднее арифметическое из наблюдений, попавших в окно

$$\bar{Y}_0 = \frac{1}{k} \sum_{i=1}^k y_i,$$

и относят к геометрическому центру окна. Далее окно сдвигают вдоль профилей на одну точку, снова вычисляют среднее из попавших в окно наблюдений и т. д. Таким образом, после обработки вынесенных на карту значений признака получают сглаженное геохимическое поле. В нем в значительной степени снижена роль стохастической составляющей распределения признака (обязанная структурно-текстурным неоднородностям пород, ошибкам анализа и др.) и в более явном виде выделена функциональная составляющая распределения, или тренда, геохимического поля (регионального или локального в зависимости от масштаба исследования).

При необходимости окно увеличивают и сглаживают уже осредненные значения. Геохимическое поле при подобном исследовании изображают в изолиниях концентрации. Дисперсия локальных колебаний значений, полученных в результате сглаживания, составляет $\frac{\sigma_n^2}{k}$, где k — число точек в окне; σ_n^2 — дисперсия колебаний признака в пределах окна.

Если исходить из заданной величины σ_0 среднего квадратического отклонения сглаженных значений (в пределах участков размером с окно осреднения), величину k ориентировочно можно оценить

в виде

$$k = \sigma_n^2 / \sigma_0^2,$$

где σ_n — среднее квадратическое отклонение наблюдаемых значений признака в пределах окна. Оптимальное значение k , как свидетельствует опыт, составляет 6—10. В соответствии с этим выбирается и площадь окна осреднения.

Понятие о многомерном статистическом анализе

В практике обработки геохимических данных представляют интерес не только особенности распределения каждого признака в отдельности, но и характеристика их совместного, или многомерного, распределения. Такая характеристика с использованием методов многомерного статистического анализа возможна лишь с привлечением современной электронно-вычислительной техники.

В настоящее время внедрение методов многомерного статистического анализа в практику количественной обработки геохимических данных происходит по следующим основным направлениям:

1) анализ связей между признаками, включая оценку параметров парных, множественных связей и вычисление характеристик силы связей; 2) сопоставление и корреляция геологических образований по комплексу геолого-геохимических признаков; 3) решение задач классификации (распознавания) геологических объектов по комплексу признаков.

При решении первой группы задач, кроме вычислений оценок парного и множественного коэффициентов корреляции, определяется оценка частного коэффициента корреляции, характеризующего тесноту связи двух признаков при исключенном влиянии группы отдельных признаков. Форма множественной связи описывается функцией регрессии, определяющей зависимость одного признака от группы других.

Сопоставление и корреляция геологических образований по геохимическим признакам включает сравнение числовых характеристик признаков и характеристик их связей.

Для распознавания и классификации геологических объектов используются методы многомерной статистической классификации. Они заключаются в следующем. Имеется группа классов (геологически однородных тел), которые по геологическим соображениям и особенностям распределения признаков могут быть приняты за эталонные, или обучающие. В каждом из них, как и в других образованиях, одними и теми же признаками охарактеризованы представительные выборки проб. Задача заключается в классификации проб с неизвестной принадлежностью на выделенные классы по комплексу признаков.

Для решения этой задачи применяется разработанный в математической статистике метод дискриминантных функций. Сущность его состоит в отыскании по

наблюдениям эталонных выборок функции от значений признаков, отделяющих два класса друг от друга. Подставив значения признаков испытуемой пробы в эту функцию, по величине последней определяют, какому из двух классов (из тех, для которых построена дискриминантная функция) она принадлежит. Пробы по принадлежности к одному из охарактеризованных эталонами выборками классов можно разделить и с помощью методов распознавания образов. Эти методы построены на основании различных эвристических принципов: на отборе информативных (характерных для каждого класса) сочетаний, на использовании функций, характеризующих сходство объектов по совокупности признаков и т. д. Анализ результатов, получаемых при различных комбинациях признаков, позволяет отделить те признаки, которые не несут информации о различиях классов, а также определить те, по которым различия проявляются наиболее явно.

Глава 3

ОПРОБОВАНИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

ВЫБОР СПОСОБА ОТБОРА ПРОБ (ПРЕДСТАВИТЕЛЬНОСТЬ ПРОБ)

Достоверность решения геологических задач методами прикладной геохимии, в частности задач, основанных на изучении количественных особенностей распределения химических элементов, во многом предопределяется представительностью фактического материала, правильностью его отбора.

Общими посылками при этом может считаться следующее. Любая горная порода не является однородной, а состоит из

неравномерно распределенных минеральных агрегатов. Распределение химических элементов в горных породах зависит от мономинерального баланса, характера распределения химических элементов и минералов в породе. С другой стороны, наблюдаемое распределение химических элементов в геологическом образовании можно представить в виде суммы $P_{\text{наб}} = P_{\text{рег}} + P_{\text{лок}} + P_{\text{фл}} + P_{\text{ош}}$, где $P_{\text{рег}}$ — региональная составляющая значения признака, обусловленная генезисом, условиями формирования, особенностями строения и ха-

рактором эрозионного среза геологического тела; $P_{\text{лок}}$ — локальная составляющая, обусловленная проявлениями гибридного, позднего и послемагматическими процессами и другими явлениями, нередко наложенными на региональное распределение признака в объекте; $P_{\text{фл}}$ — величина флуктуаций признака за счет структурно-текстурных неоднородностей породы, в свою очередь наложенных на первые; $P_{\text{ош}}$ — распределение ошибок анализа.

Роль каждой из составляющих в распределении признака различна. В частности, региональная составляющая устанавливается в пределах больших площадей и проявляет себя обычно в виде функциональной зависимости от координат точек наблюдений. Подобный неслучайный характер носит и вторая составляющая — $P_{\text{лок}}$, выражающаяся в виде локальных изменений значений признаков, наложенных на более низкочастотное региональное геохимическое распределение. Сумма локальной и региональной составляющих, рассматриваемая как функция от координат геологического тела, дает его геохимический тренд. Последние же две составляющих наблюдаемых распределений имеют стохастический характер.

При различных схемах опробования и анализа получают различные характеристики наблюдаемых распределений, в частности оценки дисперсии и асимметрии. Так, максимальная оценка дисперсии флуктуаций признака будет наблюдаться при опробовании объекта пробами размером в одно минеральное зерно. И наоборот, значения флуктуаций будут уменьшаться при увеличении размера проб.

Существенное влияние на достоверность сведений об истинном распределении химических элементов в горных породах оказывает точность анализа. При грубом анализе распределение его ошибок может совершенно затухать интересующее нас региональное или локаль-

ное распределение элементов в исследуемом геологическом образовании.

Под оптимальным способом опробования понимают такой способ отбора проб в исследуемом объекте, которым достигается наилучшая точность решения задачи при минимальном объеме наблюдений. При характеристике особенностей распределения химических элементов в геологических образованиях опробование и анализ проб должны производиться таким образом, чтобы максимально подавить или исключить влияние флуктуаций признака, а также свести к минимуму ошибки анализа; в конечном итоге — добиться наилучших оценок числовых характеристик при минимальных затратах. При этом наилучшее решение обеспечивает оптимизация всех основных компонентов способа опробования: расположения пунктов отбора проб, количества их, способа отбора и методики измерений.

Под представительностью в общем виде понимается правильность отображения каких-либо показателей изучаемого объекта по выборочному его обследованию, а под представительностью одиночной пробы — соответствие содержания компонентов в пробе содержанию в геологическом объекте, из которого взята данная проба. На представительность отдельной штучной пробы существенное влияние оказывает ее размер (вес), структурно-текстурная неоднородность породы ($P_{\text{фл}}$), ошибки анализа ($P_{\text{ош}}$).

Опробование пород сборными пробами приводит к резкому уменьшению дисперсии флуктуаций по сравнению с штучными пробами. Это объясняется значительно большей представительностью сборных проб по сравнению со штучными, прежде всего за счет подавления структурно-текстурных неоднородностей пород, осреднения значений исследуемых признаков. Изучение автокорреляции геохимических полей гранитов, например, на разных расстояниях между пунктами наблюдений показало, что флуктуа-

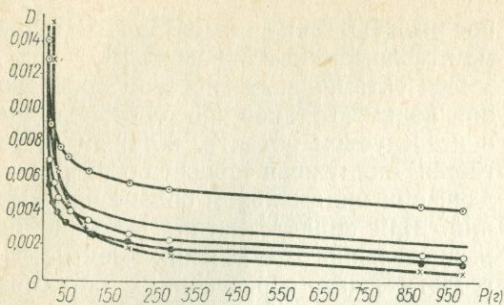


Рис. 16. Графики зависимости геохимических дисперсий (D) от веса проб (P) для различных элементов (по Р. И. Дубову, М. С. Тонкопию, В. Э. Фурсову).

ции геохимического поля становятся независимыми на расстояниях не более 20—30 м, причем корреляция между ними достигает малых значений уже с расстояний 5 м, а часто и еще меньших — до 1 м. Наилучшее осреднение при опробовании сборными пробами достигается в том случае, если флуктуации признаков в частных пробах взаимно независимы, в связи с чем практически приемлемым для интрузивных пород следует считать отбор частных проб в сборной на расстояниях друг от друга от 1 до 5 м.

Оптимальный вес частной пробы — 50 г, так как дальнейшее увеличение веса ступфных проб изменяет дисперсию концентраций химических элементов незначительно (рис. 16).

При решении петрогеохимических задач с использованием приближенно-количественного спектрального анализа, обладающего воспроизводимостью определений около 20%, практически приемлемым для магматических пород можно считать отбор в сборную пробу от 5 (для среднезернистых пород) до 10 (для крупно-гигантозернистых, неравномернозернистых) частных проб. Отбор частных проб в сборную может производиться или методом пунктирной борозды (при опробовании скважин и профилей) с расстоянием от 1 до 5 м, или способом конверта (на обнажениях).

Точность результатов можно повысить за счет дублирования анализов, путем выполнения кратных измерений. Оптимальное соотношение между числом n частных проб в сборной пробе и числом r кратных измерений определяется отношением природной и аналитической дисперсий $n/r = \sigma_{\text{пр}}/\sigma_{\text{ош}}$, где $\sigma_{\text{пр}}$ — среднее квадратическое отклонение природных значений признака, оцениваемое из выражений $\sigma_{\text{пр}} = \sqrt{\sigma_{\text{н}}^2 - \sigma_{\text{ош}}^2}$; $\sigma_{\text{н}}^2$ — дисперсия наблюдаемых значений признака в пределах участков, по площади близких к средней ячейке сети опробования; $\sigma_{\text{ош}}^2$ — дисперсия ошибок анализа.

РАЗМЕЩЕНИЕ ПУНКТОВ ОПРОБОВАНИЯ

Расположение пунктов опробования в пределах исследуемого объекта определяется задачей опробования и способом ее решения, однородностью строения геологического тела, его обнаженностью и пр. Наиболее распространенными задачами площадных геохимических исследований являются: а) оценка статистических параметров распределения химических элементов, петрогенных окислов или минералов в геологических объектах или их частях; б) исследование особенностей пространственного распределения тех или иных признаков (трендов поверхности) в геологических образованиях; в) поиски участков локальных аномалий в распределении признаков (эндогенных ореолов, зон метасоматической переработки пород, околорудных изменений и т. д.).

Рекомендации по решению третьей поисковой задачи достаточно полно описаны в соответствующих руководствах и инструкциях и будут изложены ниже. Что же касается первых двух задач, то при выборе сетей опробования для их решения необходимо учитывать как характер решаемой задачи, так и способ ее решения. Целью первой задачи является получение статистических оценок распре-

деления признаков в геологических образованиях или их частях. Достоверность ее решения в значительной мере зависит от количества выборочных данных и от того, насколько геологически и статистически однороден объект исследований, насколько независимо распределены интересующие нас признаки в пунктах опробования.

Требование геологической однородности должно реализоваться путем тщательного геологического и петрографического сопровождения опробования, отбора проб, безусловно принадлежащих определенным объектам или их фациальным разновидностям, и проверяется соответствующими статистическими критериями.

Обеспечение же условия взаимной независимости признака в пунктах опробования требует, строго говоря, экспериментального опробования определенной части исследуемого объекта переменной сетью с последующим изучением величины коэффициента автокорреляции между наблюдениями в пунктах, отстоящих друг от друга на различных расстояниях. На этой основе выбирается такое расстояние между пунктами отбора проб, при котором коэффициент автокорреляции практически равен нулю (незначимо отличается от нуля). При этом определяется такой минимальной величины участок исследуемой площади, на котором дисперсия распределения признака сравнима с дисперсией признака по объекту. Эта величина определяет минимально возможную «площадь влияния» одной пробы (или ячейку сети опробования), обеспечивающую выполнение указанных условий.

Для проверки гипотезы о статистической однородности наблюдений пользуются критериями X^2 или g^2 . Приведем пример применения критерия X^2 для изучения зависимости распределения исследуемого признака в пунктах опробования. В пределах одного из гранитоидных массивов Центрального Казахстана, отли-

Таблица 12. Пример расчета данных

$R_i \backslash \Delta_i$	R_1	R_2	R_3	R_4	R_5	R_6
Δ_1	8	6	9	4	1	2
Δ_2	5	8	7	4	3	3
Δ_3	6	4	6	8	2	4
Δ_4	3	4	2	6	10	6
Δ_5	5	4	4	5	5	7
Δ_6	3	4	2	3	9	9

чающегося хорошей обнаженностью, отобрано по сети 500×200 м 180 проб. Площадь была разбита на $K = 6$ участков (R_j) с равным количеством проб в каждом. В пробах количественным методом были проанализированы содержания молибдена, которые были также разнесены в 6 интервалов (Δ_i). Математическое ожидание количества попадающих одновременно в R_j и Δ_i наблюдений для каждого j и i оценивается значением $180 \cdot (1/6)^2 = 5$. Количество же фактических наблюдений, попавших в соответствующие области и интервалы, показано в табл. 12.

Значение X^2 для проверки гипотезы об отсутствии закономерной тенденции поведения молибдена в массиве составило 38,4. Это превосходит критическую границу распределения с $(K-1)^2 = (6-1)^2 = 25$ степенями свободы для 5%-ного уровня значимости, равную 37,7 [31]. Таким образом, с вероятностью ошибки 0,05 следует признать наличие закономерной тенденции в распределении молибдена в пределах исследуемого массива и, следовательно, существенной статистической зависимости наблюдений при выбранной сети опробования.

При уменьшении на участке сети опробования до 100×100 м значение X^2 составило 28,0. Это соответствует уровню значимости критической области 0,31 и характеризует статистическую независимость распределения молибдена в пунктах опробования (область локальной однородности распределений). Следовательно, указанной проверкой возможно

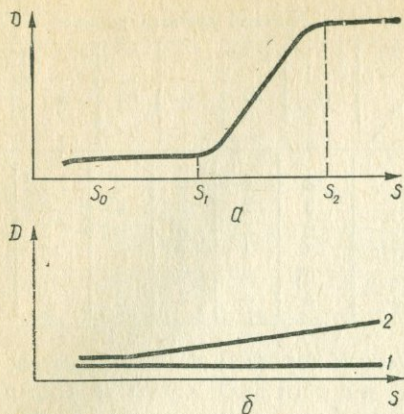


Рис. 17.

не только выявить наличие взаимосвязи распределения исследуемых признаков при данной сети опробования, но и определить условия обоснованного использования статистических методов при анализе геохимических данных.

На рис. 17 представлены обобщенные схематизированные зависимости оценок дисперсий D распределения элементов от площади (S) опробования для интрузивных (a) и эффузивных (b) образований (масштаб по оси абсцисс логарифмический). Их рассмотрение позволяет отметить следующее.

Интрузивные породы отличаются неоднородностью распределения. Можно отметить три области: первую — до значения S_1 , вторую — S_1S_2 и третью — от значения S_2 и дальше. В первой и третьей области отмечается независимость D от S , тогда как во второй, находящейся между ними, проявляется отчетливая зависимость, выражаемая монотонно возрастающей функцией. В первой области вариация признака определяется структурно-текстурными неоднородностями пород и не зависит от региональной изменчивости. Она может быть названа областью локальной независимости распределения признаков от площади опробования. Значение D , соответствующее этой области, оценивает дисперсию ее локальной геохи-

мической неоднородности. Вторая — ограничивает область проявления регионального изменения признаков в пределах исследуемых геологических тел и может быть названа областью проявления регионального тренда или региональных тенденций изменения признака. Третья область фиксирует региональную независимость распределения признаков от площади опробования.

В эффузивных же образованиях (b) поведение химических элементов иное: для трудномигрирующих элементов (1) наблюдается независимость их распределения от расположения пунктов опробования, для подвижных (2) — явная зависимость, начиная с площади порядка 10^3 м^2 .

Решение задачи, связанной со статистической оценкой распределения химических элементов в магматических телах, должно производиться при их опробовании в пунктах, отстоящих друг от друга на расстоянии, обеспечивающем взаимную независимость содержаний этих элементов, т. е. в пределах участков до S_1 или больше S_2 (рис. 17).

Конкретный выбор шага опробования должен учитывать характер решаемой задачи — требуется ли общая оценка параметров распределения химических элементов в исследуемом массиве или же в его локальных участках и отдельных фациальных разновидностях. Имеющийся опыт подобных исследований, применительно к гранитоидным образованиям без явных признаков площадных метасоматических или реоморфических преобразований, позволяет рекомендовать в первом случае расстояние между пунктами опробования не менее 2 км, а во втором — не менее 10—20 и не более 100—150 м. Изучение параметров статистического распределения химических элементов на основе опробования в пределах области региональной зависимости поведения элементов от шага опробования требует жесткой сети отбора проб. Наиболее эффективным способом опро-

бования во всех случаях являются сборные пробы.

Изучение особенностей пространственного распределения химических элементов в геологических телах (тенденция распределения, или трендов, поверхности), составляющих содержание второй из указанных трех задач площадного литогеохимического опробования, требует, во-первых, равномерной сети опробования, а во-вторых, — ее соответствия области региональной зависимости распределения элементов от площади (или шага) опробования (участок S_1S_2 ; рис.17)

Наиболее распространенным методом изучения тенденций пространственного распределения химических элементов в геологических образованиях является метод «скользящего окна» с использованием внутри него линейной интерполяции средних значений признаков. При использовании этого метода предполагается линейная аппроксимируемость региональной составляющей наблюдаемого природного распределения признака в пределах ячейки (окна) осреднения.

Размеры участков, в которых проявляется зависимость распределения химических элементов от площади (или шага) опробования для различных по генезису, условиям формирования, глубине эрозионного среза, степени и характеру метаморфических преобразований пород, будут различными. В связи с этим выбор конкретных сетей опробования требует в общем случае постановки определенного объема опытных работ.

РАСЧЕТ НЕОБХОДИМОГО КОЛИЧЕСТВА ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОБ

Выбор количества проб для последующей оценки распределений химических элементов в геологических образованиях зависит от определяемых статистических оценок и точности их оценивания. В общем случае количество оценок, харак-

теризующих распределение признака, определяется его принадлежностью к статистическому закону распределения. Так, при нормальном законе распределения оцениваемыми статистическими параметрами будут математическое ожидание и дисперсия; при несимметричном — в дополнение к ним — асимметрия, эксцесс. Для оценки этих параметров с заданной точностью требуется различное количество исходных данных (проб). Кроме того, не менее важными являются ограничения, накладываемые теорией статистического анализа к анализируемому исходному материалу: требование статистической однородности данных и взаимная независимость значений признаков в пунктах опробования.

Все сети опробования, при которых расстояния между пунктами опробования обеспечивают условия независимости наблюдений при одном и том же количестве наблюдений, будут эквивалентными по отношению к точности оценок параметров распределений.

Расчет количества проб производится исходя из заданной точности оценки, определяемой дисперсией оценок соответствующих параметров.

Наиболее употребимыми оценками распределения химических элементов в геологических образованиях являются среднее содержание \bar{X} , среднее квадратическое отклонение $\check{\sigma}$ и коэффициент вариации \check{V} . Они вычисляются согласно выражениям

$$\bar{X} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i;$$

$$\check{\sigma} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{X})^2};$$

$$\check{V} = \frac{\check{\sigma}}{\bar{X}}.$$

Дисперсии этих оценок находят по формулам

$$D(\bar{X}) = \frac{\sigma^2}{n};$$

$$D(\check{\sigma}) = \frac{(2 + E)\sigma^2}{4n};$$

$$D(\check{V}) = \frac{4V^4 - V^2(E - 1) - 4AV}{4n},$$

где A — асимметрия; E — эксцесс распределения; n — число наблюдений.

Относительная точность a_q оценки определяется допустимыми отклонениями оценки от значения оцениваемого параметра при доверительной вероятности q , относимой к величине этого параметра. Величину q на практике можно положить 0,90 либо 0,95. В соответствии с известными положениями математической статистики, количество наблюдений (проб), обеспечивающее заданную относительную точность a_q определения указанных оценок, находится по формулам — для среднего:

$$n = V^2 U_q^2 / a^2 q;$$

для среднего квадратического отклонения $\check{\sigma}$:

$$n = (E + 2) U_q^2 / 4a^2 q;$$

для коэффициента вариации \check{V} :

$$n = (4V^2 + E - 1 - 4AV) U_q^2 / 4a^2 q,$$

где U_q^2 — квантиль порядка q (0,1)-нормального распределения; при $q = 0,9$ $U_q = U_{0,9} = 1,65$, а при $q = 0,95$ $U_q = U_{0,95} = 1,96 \approx 2$.

Для определения необходимого количества проб по приведенным формулам необходимы предварительные оценки величин V , A , E . Величина оценки коэффициента вариации большинства редких и рассеянных химических элементов в

кристаллических породах изменяется в пределах 20—100%, превышая этот уровень лишь в весьма неоднородных породах, как правило, измененных метаморфическими и гидротермальными процессами. Ориентировочно степень изменчивости пород и соответствующие значения оценок коэффициента вариации следующие: слабая — $V < 20\%$; средняя —

Таблица 13. Количество проб для оценки среднего при заданной точности

$a_{0,9} \%$	V %				
	20	30	50	70	100
30	1	3	8	15	30
20	3	6	17	53	58
10	11	25	68	133	272
5	44	98	272		

20% < V < 50%; повышенная — 50% < V < 100%; высокая — $V > 100\%$.

Для этих значений изменчивости рассчитанные количества проб для оценки среднего с заданной точностью для различных значений относительной погрешности $a_{0,9}$ (при доверительной вероятности $q = 0,9$) указаны в табл. 13. Значения, соответствующие $q = 0,95$, можно получить также из табл. 13 умножением каждого значения n на $\frac{U_{0,95}^2}{U_{0,9}^2} \approx 1,42$.

Необходимое количество проб для оценки среднего квадратического отклонения зависит от эксцесса распределения. Значения последнего для кристаллических пород в большинстве случаев изменяются от 0 до 3—5, возрастая (вместе с коэффициентом асимметрии) при отклонении закона распределения элементов от нормального, а также при появлении аномальных значений.

В табл. 14 приведены значения n , рассчитанные для оценки среднего квадратического отклонения, с заданной относительной погрешностью $a_{0,9} \%$ для

Таблица 14. Количество проб для оценки среднего квадратического при заданной точности

$\alpha_{0.9}$ %	E			
	0	2	5	0
50	12	24	42	60
30	22	44	77	110
10	60	120	210	300

различных E . Для асимметрии A и эксцесса E не удастся получить компактных выражений, подобных приведенным выше. Ориентировочное представление о требуемом количестве проб можно получить исходя из формул для дисперсии оценок асимметрии и эксцесса при гипотезе о нормальном распределении признака. При заданном допустимом отклонении A_q

$$n(A) = 6U^2q/A^2q;$$

$$n(E) = 24U^2q/A^2q.$$

При расчете количества проб следует учитывать, что, поскольку необходимым элементом статистического анализа является оценка плотностей распределений, должно быть соблюдено условие минимальной представительности выборок. Так как кривая распределения должна быть охарактеризована не менее чем шестью точками (интервалами гистограммы), а в каждый интервал в среднем должно попадать не менее 5—7 наблюдений, каждая выборка должна быть представлена не менее чем 30—40 наблюдениями.

Таким образом:

1. Природное распределение химических элементов или минералов в геологических образованиях достаточно сложное и включает как стохастические, так и функциональные составляющие, имеющие различную природу и масштабы про-

явления. В общем случае сеть опробования, расположение проб в пространстве предопределяет характер решаемой задачи, а количество проб, способ их отбора, представительность — точность ее решения.

2. В зависимости от масштаба исследованный отбор проб для общей количественной оценки распределения химических элементов в геологических образованиях должен производиться либо на расстояниях проявления локальной независимости распределений (для однородных неизменных гранитоидов, например, — ориентировочно 20—150 м), либо региональной независимости (более 2 км). При изучении же трендов распределения элементов отбор проб должен осуществляться равномерно на расстояниях, обеспечивающих выявление региональной взаимосвязи признаков (для неизменных гранитоидов — ориентировочно 100—2000 м). Выбор конкретной сети отбора проб должен предусматривать проведение определенного объема опытных исследований.

3. Достоверность решения петрогеохимических задач в значительной мере зависит от представительности проб. Она значительно возрастает при переходе от штучного опробования к отбору сборных проб, прежде всего в связи с существенным уменьшением роли флуктуаций признаков за счет структурно-текстурных неоднородностей пород. Для неизменных гранитоидных пород и приближенно-количественного спектрального анализа, например, число частных проб должно составлять 4—6. Отбираются они на расстояниях 1—5 м для равномернозернистых пород и 4—10 — для неравномернозернистых, с явными признаками реоморфических, метасоматических изменений, метаморфических структур, при контаминационных явлениях. Оптимальный вес частных проб — 50 г.

Глава 4

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ИХ ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ И СВЯЗЬ С МАГМАТИЗМОМ

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ИХ ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ

В размещении рудных полезных ископаемых уже давно был установлен ряд четких закономерностей, которые Ю. А. Билибин положил в основу регионально-металлогенического анализа. Из этих закономерностей следует, что формирование определенной структурной зоны, появление в ней интрузивных пород и образование рудных месторождений представляет собой различные этапы единого процесса развития того или иного участка земной коры. В связи с этим в учение о рудных полезных ископаемых было введено понятие рудной формации, под которой С. С. Смирнов понимает «группу месторождений, характеризующихся сходными по составу устойчивыми минеральными ассоциациями, повторяющимися в определенной последовательности во всех месторождениях данной формации и образовавшихся в близких геологических условиях вне зависимости от времени образования».

В пределах тех или иных структурно-металлогенических зон рудные месторождения занимают определенную позицию по отношению к формации горных пород, с которой они генетически связаны. Н. С. Шатский, понимая под полезными ископаемыми «горные породы, входящие в состав определенных формаций», указывал, что «магматические формации представляют собой естественную ассоциацию магматических пород, отдельные члены которой парагенетически связаны между собой в возрастном и простран-

венном отношении; эти сложные естественно-исторические тела обычно образуются в условиях определенного тектонического режима, характерного для тех или иных крупных структурных элементов земной коры на определенных этапах их развития».

С той или иной магматической формацией связаны определенные эндогенные рудные месторождения, образующие одну или несколько рудных формаций. Их важной особенностью является повторяемость в структурах однотипного характера на определенных этапах их развития, а также историческая изменчивость, отражающая необратимый характер развития земной коры.

Ю. А. Билибин, характеризуя связь металлогенических особенностей подвижных зон с этапами их развития, указывает, что с начальными и ранними этапами формирования геосинклиналей связано образование колчеданных месторождений, ассоциирующих с породами спилит-кератофировой формации, а также месторождений платины, хромитов, магнетита, медно-никелевых, сульфидных руд и других, генетически связанных с образованиями гипербазитовой, габбро-плагиогранитной и габбро-граносиенитовой формациями. Эти формации и ассоциирующие с ними месторождения образуются в результате подкоровых процессов и глубинного магматизма, характеризуются устойчивостью проявлений и нередко прослеживаются в целом ряде разновозрастных структур.

В то же время в средние этапы развития подвижной зоны резко преобладают нормальные гранитоидные магмы корового происхождения. Это находит свое

Таблица 15. Схема связи типоморфных эндогенных месторождений с формациями магматических пород с учетом стадий развития геосинклинального цикла подвижной зоны (по В. И. Смирнову)

Формация магматических пород	Типоморфные эндогенные месторождения
Ранняя стадия	
Субмаринная вулканогенная спилит-кератофировая Перидотитовая	Колчеданная Магматические месторождения хромитов, осмия, иридия
Габбровая	Магматические месторождения титано-магнетитов, платины, палладия
Плагногранитов	Скарновые месторождения железа и меди
Средняя стадия	
Гранодиоритовая	Скарновые месторождения цветных и редких металлов
Гранитная	Пегматитовые, грейзеновые и кварцевые месторождения олова, вольфрама, лития, бериллия
Поздняя стадия	
Малых интрузий разнообразного состава	Гипабиссальные, гидротермальные месторождения
Вулканогенная андезит-дацитовая	Субвулканические гидротермальные месторождения
Платформенный период	
Трапповая (в области прогибания)	Магматические сульфидные медноникелевые, железорудные
Щелочная (в области поднятий)	Карбонатитовые и альбитовые редкометалльные
Кимберлитовая (на стыке областей поднятий и прогибания)	Магматические алмазонаосные

отражение в резкой смене характера рудноминеральных ассоциаций — преобладающее значение приобретают месторождения олова, вольфрама, молибдена, золота, полиметаллов и др. В поздних и конечных этапах существования геосинклинальных зон по мере консолидации территории возрастающее значение приобретают малые субщелочные интрузии, снова усиливается роль продуктов подкорового магматизма. Это в свою очередь приводит к изменению характера рудной минерализации; она становится разнообразнее, усиливается значение гидротермальных проявлений. Месторождения молибдена, олова, золота и других металлов проявляются в иных формациях (вместо кварцевой — сульфидная), а затем их распространение резко сокращается.

Для платформенных условий, отличающихся проявлением (в зонах активизации) преимущественно мантийного магматизма, снова резко возрастает роль медно-никелевых, сульфидных, магнетитовых и других месторождений.

Такие особенности связи магматизма и металлогении, несмотря на их значительную схематичность, все же достаточно верно намечают основные тенденции размещения рудных полезных ископаемых и поэтому приняты многими исследователями в качестве основы при металлогенических построениях (табл. 15).

Размещение типоморфных месторождений тесно связано не только со стадиями формирования подвижных зон, но и с особенностями их структурной позиции. Поэтому выделяют ряд тектонических зон геосинклиналей, контролирующих определенные формации магматических пород и ассоциирующих с ними месторождений (табл. 16.).

Многими исследователями подчеркивается, что при повторении геологических условий рудообразования в той или иной провинции повторяются не только месторождения типоморфных металлов, но и их типы. При перемене же геологической обстановки создаются различные

Таблица 16. Тектонические зоны геосинклиналей и характерные для них магматические формации

Тектоническая зона	Магматические формации и эндогенные месторождения
Эвгеосинклинали Внутренняя зона мезогеосинклинали (со средним массивом)	Спилито-кератофировая с колчеданными месторождениями Плагιοгранитная со скарновыми месторождениями железа и меди
Периферические зоны	Гранитная с пегматитовыми и грейзеновыми месторождениями редких металлов средних стадий Гранодиоритовая со скарновыми и гидротермальными месторождениями цветных и редких металлов средних стадий
Геосинклинальная рама	Проявление различных формаций магматических пород и месторождений зависит от степени регенерации
Пограничные разломы	Перидотитовая и габбровая с магматическими месторождениями ранней стадии малых гипабиссальных интрузий и вулканогенная андезито-дацитовая с гидротермальными месторождениями поздних стадий

классы месторождений. Например, анализ металлогенических особенностей Тихоокеанского рудного пояса позволяет установить, что изменение металлогении этой области в направлении от Тихого океана к континенту четко следует изменению состава магматических формаций. В районах, наиболее приближенных к Тихому океану и характеризующихся проявлениями наиболее основного магматизма, характерны колчеданные месторождения. В следующей зоне, которая вместе с первой образует так называемую Внутреннюю зону (по С. С. Смирнову) Тихоокеанского пояса, характерны уже полиметаллические и золото-серебряные месторождения. В следующей, Окраинной, зоне наряду с чертами металлогении предыдущей зоны проявляются

оловорудные месторождения. Эта зональность в размещении рудных месторождений отвечает различию строения земной коры. Внешняя зона расположена в области континентальной коры, вблизи ее перехода к коре океанического типа. Внутренней же дуге присуща земная кора переходного типа с менее мощной сиалической оболочкой.

Подобные особенности в размещении месторождений проявляются и в Средиземноморской складчатой области.

При сравнении металлогенических особенностей Камчатско-Курильской дуги и Закавказья устанавливают общность развития магматизма и размещения месторождений в этих районах. Так, в Армении, как и на Камчатке, выделяют две рудные зоны, протягивающиеся в примыкающие районы Грузии и Азербайджана: Алаверды-Кафанская, характеризующаяся развитием пород спилито-кератофировой формации, ультраосновных интрузий с колчеданными месторождениями, и параллельная ей Памбак-Зангезурская, где развиты более кислые вулканогенные породы, гранитные и щелочные интрузии с медно-молибденовыми, полиметаллическими, золоторудными и мышьяк-сурьмяно-ртутными месторождениями. За ней (на территории Турции и Ирана) распространяется зона трещинных кислых вулканогенных пород с оловорудными месторождениями.

Две геосинклинальные структуры с характерными для внешней и внутренней дуг геологическими и металлогеническими особенностями выделяются и в Карпатах. Здесь Выгорлат-Гутинская зона кайнозойского вулканизма по структуре, составу магматических пород и характеру металлогении очень похожа на внутреннюю дугу Камчатки и Армении, а внешняя флишевая зона Карпат близка к внешним складчатым дугам притихоокеанской зоны.

Х. М. Абдуллаев, подчеркивая генетическую и пространственную связь металлогении с магматизмом, устанавливает

даже петро-металлогенические ряды магматических пород как отражение единой цепи естественно-исторического развития земной коры и являющихся следствием ее структурно-геологических особенностей формирования.

Не менее четко отмечается также связь определенных типов эндогенных месторождений с их геотектоническим положением. Так, В. В. Иванов [38] указывает, что в пределах единых крупных геотектонических структур относительно более приподнятым консолидированным блокам соответствуют кислый магматизм и руды, представленные более литофильными ассоциациями элементов по сравнению с опущенными блоками. Для последних более характерен основной магматизм и халькофильные месторождения. Автор даже считает, что, исходя из геотектонической истории соответствующих участков земной коры, можно заранее предсказывать возможное развитие конкретных типов месторождений.

Таким образом, при размещении рудных месторождений в земной коре одно из ведущих мест занимают регионально-тектонические и связанные с ними магматические факторы. Именно они, действуя совместно с локально-геологическими причинами, определяют специфику вещественного состава рудных месторождений.

Распределение мировых ресурсов ряда металлов изменяется во времени. Так, наблюдается возрастание роли редкометальных (олово, вольфрам, молибден, серебро) месторождений с максимумами в мезозое (олово, вольфрам) или кайнозое (молибден, серебро) и уменьшение удельной роли месторождений кобальта, никеля, платины с максимумами в докембрии и нижнем палеозое.

В. И. Смирнов [52] для территории СССР выделяет 6 металлогенических эпох — альпийскую, мезозойскую, герцинскую, каледонскую, протерозойскую и, архейскую. В пределах каждой эпохи он выделяет три стадии эндогенного

оруденения, отвечающие последовательным этапам превращения геосинклинали в платформу: раннюю, среднюю и позднюю.

Отличительной чертой металлогенической эпохи является возрастающее разнообразие оруденения по мере перехода от ранней к поздней стадии, причем каждая металлогеническая провинция характеризуется специфическими чертами металлогенического облика и полициклическостью формирования месторождений.

В связи с этим устанавливается повторяемость месторождений одних и тех же типоморфных металлов от более древних к более молодым эпохам. Например, для Кавказа — меди, молибдена, полиметаллов, для Дальнего Востока — олова, золота, для Забайкалья — вольфрама, молибдена и т. д.

По этому признаку В. И. Смирнов среди металлов рудных месторождений выделяет 6 групп. К первой он относит металлы, образующие месторождения от протерозоя до альпийской эпохи (молибден, золото, уран), ко второй — металлы, образующие месторождения от протерозоя до герцинской эпохи включительно (железо, титан, никель), к третьей — металлы месторождений герцинской эпохи (хром, платина, к четвертой — металлы послегерцинских месторождений (медь, свинец, цинк, сурьма, олово), к пятой — месторождений герцинской и мезозойской эпох (вольфрам, бериллий, тантал, ниобий, церий) и к шестой — характерные только для альпийской эпохи (ртуть).

Причиной появления близкого характера разновозрастных минеральных парагенезисов, несмотря на огромное многообразие обстановок формирования месторождений, является, по мнению Ю. А. Билибина, Ф. И. Вольсона, А. В. Королева, В. В. Иванова, В. И. Смирнова и др., сходный характер рудной тектоники, единая направленность эволюции гидротермальных, сквозьмагматических растворов, создание сходных черт геологической обстановки.

Вместе с тем сравнительное изучение полезных ископаемых, характерных для различных этапов геологического развития земной коры и закономерностей их размещения, показывает, что с течением времени процессы формирования месторождений, в особенности их распределение в пространстве, претерпевают значительные изменения, что позволяет говорить о необратимой эволюции процессов рудообразования, во многом отражающих необратимость развития земной коры и эволюции магматических образований. Так, для протогей характерно развитие смешанных магматическо-метаморфических пород (мигматиты), с которыми связано образование различных метаморфогенных месторождений (флогопита, графита, высокоглинозистого сырья, а также хрома, титана и др.).

В дейтерогее в связи со сложной перестройкой структурного плана земной коры (обособление геосинклиналей и платформ) впервые в истории Земли появляются различные по составу сложодифференцированные магматические комплексы. Поэтому наряду с широко распространенными осадочно-метаморфогенными месторождениями железа (жеспилиты), медистых песчаников, марганца, фосфоритов возникают месторождения, связанные с массивами гранитоидов, — редкометальные пегматиты, золоторудные проявления, урана и др., а с ультраосновными и основными породами — хрома, титана, никеля, платины и др.

Для неогей характерны внутренняя дифференциация геосинклинальных систем, увеличение площади платформ и их частичная активизация, что приводит к увеличению удельного количества платформенных месторождений, появлению ряда новых типов минерализации: вольфрама, молибдена, сурьмы, ртути, олова, а также новых рудных формаций, в частности карбонатитовой, связанной с ультраосновными щелочными образованиями,

и месторождений апатита, пироклора, циркония и редких земель, связанных с гранитоидами щелочной формации, и др. Для позднего неогей характерны золото-серебряные месторождения, кварц-молибден-серицитовые, касситерит-сульфидные, киноварные и другие рудные формации.

Приведенные данные об особенностях размещения рудных месторождений в земной коре свидетельствуют о различии их распределения во времени и пространстве при повторяющемся появлении в течение ряда эпох в определенных структурно-геологических условиях и этапах геологического развития тех или иных территорий. В связи с этим большое генетическое и металлогеническое значение имеет выявление поисковых критериев размещения тех или иных полезных ископаемых.

Под поисковыми критериями В. И. Красников понимает геологические факторы, определяющие условия нахождения месторождений в земной коре, а В. М. Крейтер — условия, прямо или косвенно указывающие на возможность образования тех или иных месторождений в определенной геологической обстановке.

Поисковые критерии могут быть универсальными и частными (местными), проявляющимися на определенной территории. Среди последних выделяются региональные и локальные критерии. По своему значению поисковые критерии делятся на главные и второстепенные. Первые определяют геологические позиции большинства месторождений данного типа, вторые характерны лишь для отдельных месторождений.

Ведущее значение среди геологических факторов, определяющих условия нахождения месторождений, имеют структурный, магматический и литологический контроль.

Среди *структурных критериев* можно выделить региональные геологические структуры, контролирующие положение

рудных провинций, поясов, полей и месторождений, и локальные, относящиеся к размещению рудных тел. К региональным структурам относят складчатые зоны, крупные разломы, надвиги и зоны смятия; к локальным — структуры расчленения магматических пород, течения застывающей магмы, трещины деформации и др.

Складчатые зоны и зоны их сочленений с платформами контролируют формирование магматических тел и их отщеплений и имеют универсальное (общее) поисково-региональное значение.

В пределах складчатых зон наиболее благоприятными для локализации оруденения являются антиклинальные структуры: по В. М. Крейтеру, свыше 90% рудных поясов тяготеет к антиклинориям и антиклиналям. Это объясняется более интенсивной тектонической подготовкой этих структур (расчленение, дробление, трещиноватость) для рудообразования, более благоприятными условиями концентрации поднимающихся снизу рудоносных растворов, особенно при наличии экранирующих пород, а также тем, что рудогенерирующие интрузии обычно располагаются под участками поднятий, а их штоки и купола — в ядрах антиклиналей. Зоны разломов и смятия, контролирующее расположение рудных провинций и поясов, образуются чаще всего на границе областей различного строения и подвижности. Их характерной особенностью является большая протяженность (сотни и первые единицы тысяч километров) и значительная ширина (десятки, первые сотни километров). Представляя собой ослабленные участки земной коры, они нередко служат каналами для проникновения магматических продуктов глубинного (вплоть до мантии) происхождения. Более конкретное поисковое значение имеют линейные дизъюнктивные нарушения, которые могут как пересекаться, так и размещаться внутри вышеназванных региональных структур. Локализация месторождений в пределах

рудных поясов обычно приурочена не к самим разломам, а к структурам второго и третьего порядка, изгибам крупных разломов с участками интенсивного дробления вмещающих пород, пересечений и сопряжения дизъюнктивных нарушений разных направлений. Локальные структуры контролируют распределение рудных тел в пределах месторождений и рудовмещающих пород. Их поисковое значение тесно смыкается с поисковыми признаками оруденения.

Литологический контроль эндогенного оруденения в основном определяется влиянием химического состава и физико-механических свойств пород. При изучении роли химического состава пород в локализации оруденения внимания заслуживает их химическая активность. По этому признаку вмещающие породы обычно делят на химически активные (например карбонатные) и химически инертные (например силикатные) образования. По данным К. Н. Озерова [49], подавляющее большинство гидротермальных месторождений залегает в химически активных породах, состоящих в основном из щелочных полевых шпатов (кислые изверженные породы, аркозовые песчаники и др.) или из карбонатов кальция и магния (карбонатные породы). Из физических свойств наибольшее значение для локализации оруденения имеют плотность, хрупкость, пористость пород. Как указывает Ю. А. Розанов [50], при наличии в разрезе плотных и пористых пород оруденение почти всегда избирательно локализуется в последних.

При оценке перспективности территорий немаловажное значение имеет возрастная контроль оруденения. Он особенно четко проявляется при анализе рудоносности магматических формаций.

Особое значение имеет *магматический контроль* оруденения. По взглядам А. Е. Ферсмана, С. С. Смирнова, В. И. Смирнова, Ю. А. Билибина и других исследователей, рудные полезные ископаемые представляют лишь одно из звеньев

единого процесса формирования магматических образований, фиксирующих определенный этап их эволюции. Основными факторами магматического контроля оруденения являются: связь определенных эндогенных месторождений с изверженными породами определенного состава и закономерное расположение месторождений по отношению к магматическим образованиям. Кроме этого, немаловажное значение имеют также глубина образования, величина и форма магматических тел, характер структур, контролирующих положение интрузий, особенности физических свойств пород и пр. В связи с этим выделяют генетические, парагенетические и телегенетические типы связей рудных месторождений с магматическими породами, проявляющиеся в петрохимических, структурно-геологических, минерало-геохимических критериях и признаках.

Под генетической группой связей понимается прямая связь тех или иных месторождений с конкретными интрузивными телами; под парагенетическими — более отдаленные связи, прямо или косвенно указывающие на пространственную и временную связь образования и размещения полезных ископаемых в связи с формированием магматических формаций, комплексов или отдельных интрузивных массивов в единых структурных условиях.

Телегенетические же связи представляют собой весьма отдаленные взаимоотношения полезных ископаемых с магматическими образованиями и могут быть установлены лишь при анализе достаточно обширных территорий и структурных зон.

Генетические связи характерны для большей части магматогенных месторождений, ассоциирующих с ультраосновными, основными, щелочными породами, а также для некоторых месторождений, связанных с кислыми интрузиями средних и малых глубин формирования. При генетической связи оруденения с интрузивными телами связь рудных месторождений и магматических пород один и тот же. Процесс рудной минерализации при этом является частью общего физико-химического процесса, включающего кристаллизацию магмы, выделение из нее послемагматических растворов, их перемещение и отложение из них минеральных веществ.

По степени достоверности можно выделить две группы генетических связей. К первой относятся связи, при которых генетическое родство между магматическими телами и месторождениями несомненно. Эти связи характерны для собственно магматических месторождений хромитов, платины, титано-магнетитов, пегматитов и др. Ко второй (более отдаленной) группе относятся связи, при которых генетические взаимоотношения с интрузивными комплексами и магматическими телами представляются несомненными, но в каждом случае должны быть доказаны. Сюда относятся контактово-метасоматические месторождения железа, бора, вольфрама, свинца, цинка, а также часть гидротермальных месторождений, главным образом высокотемпературных (в том числе рудоносные грейзены), — олова, молибдена, золота, меди и др.

При парагенетической связи магматические тела не являются непосредственным источником оруденения — и рудные месторождения, и магматические тела являются дифференциатами более глубоко залегающих магматических масс. Как и для генетических связей, среди парагенетических также можно выделить две группы связей. К первой (более близкой) относятся связи, при которых более или менее отчетливо устанавливаются взаимосвязи месторождений с магматическими комплексами, тогда как с отдельными интрузивными телами связь неясна. Эти связи характерны для средне- и низкотемпературных месторождений свинца, цинка, а также нередко меди, золота, ртути, сурьмы и др. Ко второй (более отдаленной) группе относятся связи, при

80

которых отнесение месторождений к категории магматогенных и установление их взаимоотношений с магматическими комплексами или формациями требует специальных доказательств. Сюда относятся телетермальные месторождения меди, свинца, цинка, киновари и т. д.

На основании работ Г. Д. Афанасьева, Х. М. Абдуллаева, Ф. И. Шипулина, В. С. Коптев-Дворникова, М. Г. Руб, Ф. И. Вольфсона, Ю. А. Билибина, М. А. Фаворской, В. И. Смирнова, В. Н. Котляра, Е. Т. Шаталова и др. характерные критерии связи рудных месторождений с магматическими образованиями можно представить в виде табл. 17.

Проявление указанных критериев в различных условиях для различных по составу и генезису магматических пород и месторождений может иметь разную поисковую ценность. В связи с этим необходимо стремиться к привлечению как можно большего объема информации. В частности, большое поисковое значение имеют закономерности размещения месторождений по отношению к интрузивам. Этой проблеме были посвящены исследования Д. Спера, В. Эмонса, С. С. Смирнова, О. Д. Левицкого, В. И. Смирнова, В. М. Крейтера и других ученых.

Общей закономерностью проявления зональности размещения рудных месторождений является смена высокотемпературных месторождений и минеральных ассоциаций все более низкотемпературными по мере удаления от интрузивного массива или поля интрузий. При этом характерно: 1) зональное размещение рудных месторождений вокруг крупных интрузий (горизонтальная зональность); 2) пространственная связь рудных месторождений с малыми интрузивами; 3) зависимость интенсивности и характера рудопроявлений от глубины эрозионного среза (вертикальная зональность).

В зависимости от пространственного положения оруденения по отношению к интрузивам различают месторождения, расположенные внутри интрузий, в зоне

Таблица 17. Характерные критерии связи рудных месторождений с магматическими образованиями

С комплексом магматических пород в целом (преимущественно парагенетические связи)	С отдельными магматическими телами (преимущественно генетические связи)
<p>Приуроченность магматического комплекса к определенным этапам развития тектоно-магматического цикла подвижной зоны с определенным типом минерализации</p> <p>Приуроченность определенного магматического комплекса и связанной с ним минерализации к региональным геологическим структурам, структурно-фаціальным и металлогеническим зонам</p>	<p>а) приуроченность оруденения к локальной геологической структуре, возникшей в связи с формированием данного магматического тела;</p> <p>б) зональное расположение рудных формаций и других эндогенных проявлений по отношению к магматическим телам</p>
<p>Близость возраста пород комплекса и оруденения</p>	<p>а) близость возраста пород магматического тела и оруденения;</p> <p>б) тесная перемежаемость или повторяющиеся условия залегания пород отдельных стадий становления магматического тела или его дайковой формации и рудных тел</p>
<p>Сравнимые глубины формирования магматического комплекса и рудных месторождений, одинаковая степень их метаморфизма</p>	<p>Общность фаціальных условий становления магматического тела и формирования связанного с ним рудного тела, общность или взаимосвязь физико-химических процессов образования магматического тела и последующих процессов</p>
<p>Аналогия с другими металлоносными территориями, где связь аналогичных рудных месторождений с соответствующими комплексами пород доказана</p>	

контакта, включая ближайшие эндо- и экзоконтакты шириной до нескольких десятков метров; в кровле интрузивов на малом удалении от контактов (первые сотни метров); в кровле интрузивов на значительном удалении от контактов (многие сотни метров, первые километры); вне видимой связи с интрузиями (телетермальные месторождения).

К первым относятся собственно магматические месторождения, связанные с ультраосновными, основными, щелочными породами и апогранитами. К последующим: месторождения, ассоциирующие с кислыми магматическими образованиями, причем на малом удалении от интрузивных тел, формируются пегматитовые, скарновые и высокотемпературные гидротермальные месторождения, геологическая позиция размещения которых в основном определяется магматическим и отчасти структурным и литологическим контролем, а на большем — среднетемпературные и отчасти низкотемпературные месторождения, размещение которых контролируется в основном структурными и, в меньшей степени, магматическими и литологическими факторами.

Вне видимой связи с магматическими образованиями формируются месторождения сурьмы и ртути, некоторые месторождения свинца и цинка и др., геологическая позиция размещения которых определяется прежде всего структурно-литологическими факторами.

Приведенные критерии связи месторождений с геолого-структурными, магматическими, литологическими и иными особенностями тех или иных районов являются предпосылками для прогнозирования полезных ископаемых, геологической оценки металлоносности тех или иных территорий.

Однако непосредственное поисковое значение при изучении рудоносности конкретных территорий имеет обнаружение *поисковых признаков* оруденения, под которыми В. И. Красников понимает

Таблица 18. Минералого-петрографические и геохимические признаки связи рудопроявлений с магматическими образованиями

Признаки связи с магматическими комплексами	Признаки связи с конкретными магматическими телами
Минералого-петрографические признаки	
<p>Постоянная ассоциация рудной формации с магматическим комплексом</p>	<p>а) минеральное вещество месторождения является составной частью пород интрузивного тела (собственно магматические, пегматитовые месторождения);</p> <p>б) непосредственные переходы рудных тел в породы, слагающие магматическое тело или его схизолиты</p>
<p>Ассоциация оруденения с многофазными, сложными интрузивными комплексами с широким проявлением процессов гибридизма или обогащенностью летучими компонентами</p>	<p>а) тесная пространственная и временная связь минерализации с определенными магматическими телами, приуроченность месторождений к последним стадиям или фазам формирования магматического комплекса;</p> <p>б) размещение грейзенов в интрузивном теле с взаимопереходами к неизменным породам</p>
<p>Преимственность минерализации конечных стадий собственно магматического процесса ранних этапов. Закономерная смена в пространстве и времени рудных формаций различных генетических типов с образованием серий взаимных переходов</p>	<p>а) наложение гидротермальной минерализации на зоны скарнов, связанных с определенными интрузивными телами, наличие в послескарновых гидротермальных жилах минералов скарнов;</p> <p>б) наличие переходов в минеральном составе пород, слагающих магматическое тело, к рудным образованиям</p>
<p>Специфика вещественного состава пород магматического комплекса с возможным ее проявлением в рудных образованиях</p>	<p>а) присутствие минералов гранитов, в пустотах которых содержатся минералы рудных и летучих компонентов (турмалин, топаз);</p>

Признаки связи с магматическими комплексами	Признаки связи с конкретными магматическими телами
Специфика вещественного состава пород магматического комплекса с возможным ее проявлением в рудных образованиях	б) сходный состав акцессориев магматического тела и минералов рудных жил; в) наличие рассеянной рудной минерализации интрузивных тел, сходной по составу с рудными жилами.
Геохимические признаки	
Геохимическое свойство собственно интрузивных пород комплекса к связанным с ними послемагматическим образованиям	а) геохимическое свойство, или тождество, элементов-примесей в цветных и акцессорных минералах собственно интрузивных и жильных образований магматических пород к составу элементов-примесей в рудных минералах;
Геохимическое свойство жильных пород, связанных с различными комплексами, к послемагматическим образованиям	б) сходство изотопного состава элементов в минералах пород и руд

любые геологические и иные факторы, прямо или косвенно указывающее на наличие месторождений. Поисковые признаки разделяют на прямые, непосредственно указывающие на наличие того или иного оруденения, и косвенные, указывающие на возможность нахождения месторождения. К первым относятся рудные выходы, следы старых разработок, ореолы рассеяния рудного вещества, ко вторым — околорудные изменения пород, элементы и минералы-индикаторы, геофизические аномалии, специализация магматических тел и др.

Относительная ценность разных поисковых признаков различна в неодинаковых условиях и зависит от многих обстоятельств. В связи с этим при поисках необходимо принимать во внимание

все многообразие положительных и отрицательных факторов возможного оруденения в том или ином районе. Положительные факторы показаны в табл. 18.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ, ЕЕ ПРИЗНАКИ И ПРИЧИНЫ

В учении о рудных полезных ископаемых в последние годы широко обсуждается проблема связи эндогенных месторождений с магматизмом, условий, причин и особенностей проявления этой связи. В этой проблеме внимание исследователей привлекли многочисленные данные о генетической и пространственной связи некоторых месторождений со специализированными магматическими образованиями. Установление последних нередко служит надежным поисковым критерием при прогнозной оценке различных районов, поэтому вопросам выяснения причин, характера проявлений и признаков специализации уделяется значительное внимание.

Представление о металлогенической специализации магматических пород развивали в своих работах В. И. Вернадский, С. С. Смирнов, А. Г. Бегехтин, Ю. А. Билибин, В. И. Смирнов, Г. А. Афанасьев, В. С. Коптев-Дворников, Х. М. Абдуллаев, Ф. В. Вольфсон, И. Г. Магакьян, Е. Т. Шаталов, В. Л. Барсуков, В. В. Ляхович, А. А. Беус, Л. В. Таусон, И. Х. Хамрабаев и др. В понятие металлогенической специализации исследователями вкладывается различный смысл. Так, В. С. Коптев-Дворников под геохимической (и металлогенической) специализацией понимает такие особенности поведения в горных породах элементов-примесей, когда их средние содержания превышают кларковые. В то же время И. М. Сморгчов, признавая количественную сторону рассматриваемого понятия, не меньшую роль отводит способности магмы генерировать рудное вещество в

соответствующих условиях. С. Б. Туровский под металлогенической специализацией понимает такие особенности первичного магматического источника, которые в процессе магматической и кристаллизационной дифференциации приводят к возникновению и отделению рудоносных отщеплений и формированию (при благоприятной геологической обстановке) рудопроявлений полезных ископаемых.

Существуют различия взглядов и на причины специализации. К первичным причинам специализации гранитоидов относят особенности химизма пунктов сиала, в которых возникала палингенная магма, процессы эманационной дифференциации и явления гибридизма, а к вторичным — наложение поздних и послемагматических процессов [44].

По времени и способу возникновения различают специализацию, связанную с петрохимическими особенностями исходных магм, ассимиляционную (глубинную и местную) специализацию и специализацию, возникшую в результате процессов дифференциации магм. По характеру и масштабам проявления выделяют сквозную (или унаследованную) и частичную специализацию, а также локальную — положительную и отрицательную (негативную) специализации.

Одним из основных признаков металлогенической специализации магматических пород считается существенное превышение содержания рудообразующих элементов над кларком для данного типа пород. С использованием указанного признака была доказана связь месторождений руд бора, фтора, олова, вольфрама, бериллия, ниобия, тантала, редких земель, в некоторых случаях — свинца и некоторых других элементов с гранитоидами и щелочными образованиями, а также связь магматических месторождений руд никеля, кобальта, хрома, меди, титана, железа, платиноидов и других с основными и ультраосновными интрузиями.

Величина превышения концентраций рудных или редких элементов в специализированных телах принимается различной: от 2—3 до десятков и более раз.

В. Н. Лодочников считает возможным к специализированным относить также магматические тела с резко пониженным уровнем концентраций некоторых, особенно подвижных, рудообразующих элементов (явление «полярности»).

При изучении металлогенической специализации магматических образований важное значение имеет распределение и соотношение в породе породообразующих и акцессорных минералов, а также содержание в них элементов-примесей [20, 21]. При повышении содержания какого-либо элемента-примеси до определенного уровня (различного для разных элементов) в магматическом расплаве возникает самостоятельная акцессорная минерализация. Однако количество рудных акцессорных минералов, например, в гранитах, зависит не только от первичной обогащенности магм рудными элементами, но и от количества и состава породообразующих минералов, способствующих или, наоборот, препятствующих концентрации рудных и редких элементов. Это прежде всего относится к таким минералам-носителям как биотит (для лития, ниобия, олова, цинка и др), плагиоклаз (для вольфрама, молибдена, бора), калиевый полевой шпат (для бора, свинца). Если большая часть элементов-примесей сосредотачивается в породообразующих минералах, то это приводит к резкому снижению содержания соответствующих акцессорных минералов. Перспективность данного магматического образования снижается.

На основании термодинамических принципов, оценивающих поведение микроэлемента в фазах равновесий гетерогенной системы и устанавливающих прямую пропорциональность между концентрацией микроэлемента в расплаве до начала его кристаллизации и концентрацией элемента во флюидной фазе, отделяющейся от

магмы в процессе фракционной дистилляции или ликвиации, А. А. Беус [34] приходит к выводу о том, что в жидких или газообразных отщеплениях, а также в продуктах кристаллизации (минералах) магм, отличающихся повышенной концентрацией рудного элемента, должны наблюдаться относительно высокие содержания этого элемента. При этом в процессе фракционной кристаллизации наиболее высокие содержания микроэлемента должны быть приурочены к самым поздним (остаточным) порциям расплава. В связи с этим породы, образовавшиеся из расплавов с высокими содержаниями рудных элементов, должны отличаться повышенными концентрациями этих элементов, по крайней мере по отношению к отдельным минералам. Так, для суждения о возможной рудоносности гранитных интрузий нередко используется биотит, постоянно присутствующий в породах и обладающий большой изоморфной емкостью по отношению к различным химическим элементам.

По характерным ассоциациям и составу аксессуарных минералов и элементов можно судить о рудоносности магматических образований. Так, для оловоносных интрузий отмечается повышенное содержание олова (от 10 до 50 и более g/m) в породах, а также в биотите (до 250 g/m) и в роговых обманках (до 150 g/m), появление касситерита, повышенное содержание бора, фтора, апатит-монацитовая аксессуарная специализация, появление турмалина и флюорита.

Для гранитоидов, с которыми ассоциируют вольфрам-молибденовые или медно-молибденовые месторождения, характерно повышенное содержание молибдена, вольфрама, меди, присутствие аксессуарного молибденита или шеелита (или вольфрамит), повышенное содержание молибдена в биотите, полевых шпатах, титановых минералах. Гранитоиды, с которыми связаны медно-молибденовые месторождения, характеризуются повышенной основностью

и сфен-apatит-ортитовой аксессуарной ассоциацией, тогда как для гранитоидов с вольфрам-молибденовым орудением типичен лейкократовый состав, богатство кремнеземом, присутствие в составе аксессуарив молибденита и вольфрамит. Признаками специализации являются также повышенные содержания молибдена и вольфрама в сфене, магнетите и ильмените.

Минералого-геохимическими признаками гранитоидов, в генетической связи с которыми находятся свинцово-цинковые месторождения, являются высокое содержание сфалерита и галенита, увеличение концентрации цинка в магнетите, роговой обманке и биотите, свинца — в калиевом полевоом шпате.

В качестве общего признака для редкометалльных гранитоидных комплексов отмечают комплексную геохимическую специализацию, когда все породы характеризуются унаследованной ассоциацией ряда химических элементов (олово, вольфрам, бериллий, фтор, иногда бор и др.) и их аксессуарных минералов.

Важное значение в металлогенической специализации гранитных магм отводится содержанию и соотношению щелочей. По возрастанию этого признака можно построить генетический ряд пород [37]: гранодиориты — биотитовые граниты — лейкократовые граниты и аляскиты — субщелочные гранитоиды (кварцевые сиениты, граносиениты) — нефелиновые сиениты агпайтового типа — ийолиты — уртиты. С каждым из указанных типов пород при этом связывается характерная ассоциация и количество редких и сопутствующих им элементов и устанавливается четкая закономерность: по мере повышения щелочности происходит определенный сдвиг в сторону понижения температуры образования связанных с соответствующими породами месторождений.

Одним из важнейших факторов металлогенической специализации гранитоидов следует считать эманационную диффе-

рениацию магм, которая способствует отделению и переносу рудных и редких элементов, активно влияет на минералообразование и рудоотложение. Поскольку отделение газовой фазы происходит в течение всего процесса формирования магматического комплекса задолго до начала кристаллизации магм и вплоть до образования послемагматических тел, газовой-жидкие растворы существенным образом влияют на минеральный состав и распределение химических элементов в уже закристаллизовавшихся породах, обуславливая их автоматоматоз и перекристаллизацию. С этими процессами связано изменение состава минералов и содержания в них элементов-примесей. Нарушаются связи между изоморфными элементами, изменяются индикаторные отношения элементов и т. п.

По данным Г. Н. Щербы [58], газонасыщенность нормальных гранитов составляет 50—60 см³/кг, пегматитов 80—90 см³/кг, а грейзенов — еще выше. В связи с этим автор, на основании сравнения составов редкометальных гранитоидов различных регионов и «мирового» гранита, приходит к выводу, что редкометальная специализация рассматриваемых пород обязана процессам их метасоматических изменений, в которых ведущая роль принадлежит летучим. Последние вместе с метаморфизующими растворами способны извлекать из горных пород и переносить в виде комплексных легкоподвижных соединений типа [TR(CO₃)₃]³⁻, CsBF₄, [Sn(OH)F₆]²⁻ и т. п. значительное количество металлов. Экспериментальные исследования Л. Н. Овчинникова и В. Г. Максенова [46] показали, что воздействие водяного пара на граниты при температуре 600° приводит к выносу 50—90% исходного содержания элементов-примесей. Об этом же свидетельствуют и прямые наблюдения за современной вулканической деятельностью [45]. Некоторые исследователи считают, что подземные воды, обогащенные сульфидами, хлоридами и бикарбо-

Таблица 19. Характерные типы метасоматических изменений различных интрузивных пород (по А. И. Гинзбургу)

Гранитные интрузивные комплексы	Кислые щелочные комплексы
Микроклинизация плагиоклаза (высвобождаются торий, уран, редкие земли, бериллий)	Микроклинизация (высвобождаются уран, торий, редкие земли)
Мусковитизация биотита (высвобождаются литий, олово, титан, тантал, скандий)	Эгеринизация щелочных амфиболов (высвобождаются литий, редкие земли, ниобий, тантал, цирконий)
Грейзенизация (высвобождаются большинство элементов)	Альбитизация микроклина (высвобождаются рубидий, свинец)
Окварцевание (выносятся большинство элементов)	

натами вообще могут быть главным источником анионовой части соединений гидротермальных растворов, а сами интрузивные породы — главным источником металлов.

В связи с метасоматическими процессами могут формироваться различные месторождения, поэтому измененные породы гранитоидов часто используются в качестве одного из ведущих поисковых признаков. Характерные типы метасоматических изменений различных интрузивных пород приводятся в табл. 19. Об объеме выноса рудных элементов при процессах метасоматоза пород можно судить хотя бы из табл. 20.

Судьба выщелоченных элементов может быть различной. Часть из них рассеивается в более поздних минералах, другая часть вообще выносится за пределы массивов и рассеивается во вмещающих породах либо концентрируется в них. Определенное количество элементов фиксируется в собственных минералах и может концентрироваться в месторождениях. Л. Н. Овчинников указывает [47, 48], что образование сиалических гидро-

Таблица 20. Вынос рудных элементов при процессах метасоматоза пород (по А. А. Беусу)

Элемент	Содержание элементов, г/т		Вынос из гранитов, г/см ³
	в минералах магматической стадии	в замещающих их метасоматических минералах	
Ранняя микроклинизация			
Бериллий	Плаггиоклаз 18—35	Микроклин меньше 1—4	7—12
Литий	6—10	меньше 1—4	3—13
Редкие земли	30—100	меньше 5—20	15—100
Мусковитизация			
Литий	Биотит 900—2130	Мусковит 230—450	80—400
Олово	25—400	15—220	10—60
Ниобий	2000	Лепидолит 120—150	200
Тантал	900	50—90	100

термальных месторождений, в которых сосредоточено от 40 до 55% мировых запасов вольфрама, меди, свинца, цинка, золота, почти все запасы молибдена, $\frac{3}{4}$ запасов коренных месторождений олова и т. д., происходит за счет концентраций элементов, находящихся в рассеянном состоянии в породах. Основными факторами, способствующими образованию этих месторождений, как считает автор, являются глубинные процессы метаморфизма, гранитизации и магматизма пород.

Большая роль в формировании некоторых магматических тел (гранодиориты, диориты и др.) и ассоциирующих с ними месторождений (кобальта, вольфрама, меди и др.) принадлежит процессам ассимиляции. Это особенно касается магматических образований, связанных своим происхождением с переработкой вме-

щающих пород на путях перемещения магм или на месте формирования интрузивных тел либо с палингенным преобразованием осадочно-метаморфических пород на месте зарождения магматического очага. В связи с этим большое значение придается геохимической «зараженности» вмещающих материнских пород.

Таким образом, проявления металлогенической специализации могут быть различными, зависят от сложного комплекса факторов, включающих генезис магматических пород, петрохимические и геохимические особенности магм, особенности кристаллизации и взаимодействия последних с вмещающими породами, характер послемагматических изменений материнских пород и пр.

Различие причин специализации может быть объяснено неодинаковыми источниками рудных элементов, многообразием способов их миграции и концентрирования.

Согласно взглядам Н. Г. Судовикова, Я. Н. Белевцева, В. С. Домарева, развивающих представления о метаморфогенном характере рудообразования, в качестве источника рудного вещества принимаются осадочные и эффузивно-осадочные породы. При прогрессивном их метаморфизме освобождается свободная вода. Больше всего ее образуется в процессе зеленокаменного и эпидот-амфиболитового метаморфизма пород в результате изменения таких богатых водой минералов как хлорит, антигорит (до 13% воды) и др. Высокая температура и давление, сопровождающие метаморфизм, насыщенность углекислотой, галлоидами и другими летучими компонентами придают этим метаморфогенным водам агрессивный характер. Воздействие их на элементы, рассеянные в метаморфизирующихся породах, приводит к их извлечению и накоплению в водах. В результате образуются водные растворы, практически не отличающиеся от гидротермальных растворов магматогенного происхождения.

По Л. Н. Овчинникову, для экстракции и последующей концентрации рас-сеянных металлов наиболее благоприятной средой является магматический расплав, а лучшими агентами-мобилизаторами — газы. Когда магматический очаг развивается по принципу систем, в которых не происходит явлений магматической дистилляции, что имеет место при незначительном содержании летучих в условиях значительной замкнутости системы, возникшая в результате кристаллизации порода будет обладать повышенными содержаниями рудных элементов в породообразующих и аксессуарных минералах. Именно в этих условиях образуются породы, настолько обогащенные рудными минералами, что сами по себе могут считаться рудами. В противоположность этому возможны случаи, когда из-за обилия летучих этап дистилляции наступает раньше начала кристаллизации. При этом, очевидно, результирующая твердая фаза будет кристаллизоваться из «сухого» расплава и может оказаться обедненной летучими и рудными элементами. Более распространены случаи, когда магматические процессы развиваются по принципу магматических систем смешанного типа. В таких системах магматическая дистилляция происходит на всем протяжении кристаллизации. Твердая фаза ранних стадий кристаллизации будет более богата летучими и рудными компонентами по сравнению с предыдущим случаем и по мере протекания процесса кристаллизации все более обогащается этими компонентами. После завершения или в процессе кристаллизации расплава происходит отделение гидротермальных растворов, особенно усиливающегося после затвердения расплава и отделения надкритической фазы, обуславливающих автометасоматоз пород. Кристаллизующиеся в эту стадию минералы содержат максимальное количество рудных компонентов.

Отделение рудного вещества от сили-

катного расплава происходит при ретроградном кипении в виде газовой (флюидной) фазы, а также при ликвации магмы, что подтверждается многочисленными экспериментальными данными. Исследованиями показано, что силикатные расплавы представляют собой ионно-электронную жидкость, в которой отдельные элементы находятся в ионном, атомном состоянии или в виде сульфидов и сложных комплексных анионов. В этой жидкости при понижении температуры постоянно возникают и исчезают сложные группы составляющих ее частиц, что приводит к микрогетерогенности магмы. В результате взаимодействия ионных пар с различными энергиями в расплаве происходит обособление сильных ионов от слабых, возникает неравномерность распределения отдельных групп и при нарушении равновесия может произойти ликвация. При этом в силикатном расплаве возникает целая серия центров вязкости — капель электронной жидкости, которые коалисцируют и выносятся газовыми пузырьками в породы кровли и в затвердевшие части интрузии. В процессе выноса продолжается дальнейшее собиране капель рудного вещества и одновременное растворение их в газах, которые несутся в виде струй по благоприятным тектоническим, ослабленным или локально прогретым зонам. Часть же рудных элементов остается в расплаве в ионном состоянии. В процессе эволюции расплава при падении температуры эти элементы накапливаются в его дифференциатах, обогащенных газовой фазой, и в позднем остатке, что приводит к образованию пегматитовых, грейзеновых и альбититовых месторождений. Таким образом, в зависимости от формы нахождения химических элементов в расплаве существуют два пути их магматической и постмагматической эволюции. По первому пути идет группа элементов, находящихся в расплаве в атомном состоянии или в виде соединений типа MeS с металлическими электронными

связями. Они отделяются от силикатного расплава в самостоятельную фазу еще в первые периоды существования магматического очага и могут образовывать собственно магматические месторождения (железа, титана, хрома, платины, никеля, кобальта, меди и др.).

По второму пути эволюционируют элементы, находящиеся в расплаве в ионной форме. По мере падения температуры эти элементы накапливаются в поздних дифференциатах совместно с летучими и подвижными компонентами и участвуют в формировании постмагматических и гидротермальных месторождений.

В связи с указанным механизмом мобилизации и экстракции рудного вещества нет необходимости, чтобы рудогенерирующая магма была специально обогащена теми или иными металлами. Большое значение имеют соответствующие условия магмообразования. Можно полагать, что повышенная концентрация рудных элементов в магматических телах сама является в ряде случаев следствием определенных условий и процессов магмообразования.

Зарождение магматического процесса, его развитие, образование интрузий, жильной серии пород и послемагматических растворов происходит в обстановке непрерывных движений, имеющих пульсирующий характер, что способствует непрерывному усложнению состава магматических образований. Вместе с тем весь процесс магмообразования имеет определенную направленность, обусловленную постепенным остыванием очага, который испытывает перемещение. Естественно, что условия концентрации рудных компонентов в интрузиях, формирующихся по разному плану, будут неодинаковыми. В связи с этим будут различаться и формы проявления специализации магматических образований.

Отделение рудообразующего раствора с последующим возникновением постмагматических месторождений происходит только на таких глубинах и в таких

условиях, когда породы кровли проницаемы для газов и непроницаемы для вязкого гранитного расплава, т. е. когда создаются определенные осматические условия.

По мнению большинства исследователей, перенос металлов гидротермальными растворами осуществляется в виде комплексных соединений, в частности тиосульфидных типа $Me(S_2O_3)^{-n}$, обладающих большой растворимостью и способностью к существованию в широком диапазоне значений рН (от 5 до 10 и выше). Общая тенденция развития постмагматических процессов в различных по составу материнских интрузиях одинакова — она направлена в сторону понижения щелочности растворов, а на конечных стадиях — в сторону увеличения, т. е. соответствует принципу «волны кислотности — щелочности» [39]. Образование руд, как правило, сопровождается изменением химического состава вмещающих пород как за счет их прогрева, так и за счет взаимодействия с гидротермальными растворами. Кроме того, процесс отделения гидротермальных растворов от магматического очага весьма длителен и исчисляется сотнями тысяч лет. В связи с этим в обстановке пульсирующих движений каждая порция раствора, отделяющаяся от кристаллизирующегося интрузива, попадает в иную среду и отличается от предыдущей и последующей по составу. В процессе движения от источника к поверхности она изменяется под действием ряда факторов. Среди них важнейшими являются реакционные взаимодействия с породами, через которые фильтруется раствор, понижение температуры и давления флюидных фаз в нем, действие фильтрационного эффекта и разделение раствора на флюидные фазы разного состава.

Причины специализации магматических образований, следовательно, могут быть весьма различны, как различны и их формы проявления. Среди них можно условно выделить три основные составляю-

щие: первичную, вторично наложенную и смешанную.

К *первичным причинам специализации* следует отнести: 1) геохимические особенности продуктов подкоревой дифференциации вещества, проникающих в земную кору и взаимодействующих с ее породами или образующих самостоятельные магматические тела и ассоциирующие с ними месторождения; 2) геохимические особенности пород тех или иных участков земной коры, которые являются исходным веществом для образования магм; 3) насыщенность магм летучими и подвижными соединениями, регулируемыми поведением и распределением в породах рудообразующих элементов; 4) геохимические свойства самих элементов; 5) условия кристаллизации магматических пород.

К *признакам первичной природы* металлогенической специализации относят: 1) повышенное содержание рудных элементов во всех магматических проявлениях данного участка земной коры, во всех изверженных и вмещающих породах определенной территории (геохимическая провинция, район); 2) повышенное содержание рудных элементов как в магматических породах, так и в минералах-носителях (биотите, плагиоклазе, полевых шпатах) и минералах-концентрааторах (сфене, ильмените, магнетите и др.); 3) частую встречаемость рудных минералов по всему объему массива; 4) отсутствие связи повышенных содержаний рудных элементов и минералов с участками измененных пород; 5) соизмеримые значения содержания рудных минералов и элементов в разных частях массивов или закономерное их изменение в определенных направлениях массива (от периферии к центру и т. д.); 6) закономерное изменение содержания рудных элементов или минералов от ранних к поздним дифференциатам магматического комплекса; 7) единообразие форм существования элементов и видимого состава минералов в магматических комплексах, их фазах и фаціальных разновидностях.

Основным признаком первичной металлогенической специализации магматических образований, очевидно, следует считать повышенное содержание рудообразующих элементов в породах и минералах, прежде всего минералах-носителях и концентраторах. Это вытекает из термодинамических принципов, позволяющих оценить поведение микроэлемента при изменении его концентрации в одной из фаз равновесной гетерогенной системы [34, 51]: концентрация рудного элемента в расплаве до начала кристаллизации прямо пропорциональна его средней концентрации в смеси кристаллических фаз, выпадающих в данную стадию. Это же относится и к распределению элементов в расплаве и отделяющейся от него флюидной (газообразной или жидкой) фазе. По-видимому, не меньшее значение, по крайней мере для гранитоидов и щелочных пород, в качестве признака первичной специализации имеет их обогащенность летучими компонентами, обуславливающими эманационную дифференциацию магм, экстракцию и перенос рудных элементов. О масштабах и характере проявлений эманационной дифференциации судят по различию содержания рудных и летучих компонентов в ранних и поздних дифференциатах, которое И. Е. Сморгачев предложил называть градиентом эманационной дифференциации. Значительную информацию может нести и сравнительное изучение корреляционных связей между рудными и летучими элементами в различных фазах магматических комплексов.

Среди *причин вторично наложенной специализации* магматических пород следует указать: 1) ассимиляцию магмой вмещающих пород, которая может обусловить частичную или сквозную специализацию магматических комплексов; 2) процессы метасоматических преобразований пород и гидротермальных изменений.

Как правило, с этими явлениями связана специализация магм корового проис-

хождения — кислых и щелочных гранитоидного ряда. К *типичным признакам* проявления этой специализации относят следующие: 1) резко неравномерное распределение химических элементов и минералов в магматических телах, комплексах и их фациальных разновидностях, выраженное прежде всего в значительном увеличении дисперсии распределения элементов; 2) проявление специфической частичной или локальной специализации отдельных фаз и фаций магматических комплексов, выраженное в появлении нехарактерных для данного комплекса ассоциаций элементов; изменение состава акцессорной минерализации, появление минералов «гибридного» происхождения — граната, турмалина, дистена, силлиманита и др.; 3) резкое повышение или понижение содержания рудных и летучих элементов в породах определенных фаций или частей массивов — в апикальных, приконтактовых; 4) метасоматические преобразования пород — калишпатизация, альбитизация, грейзенизация, окварцевание и др.; 5) изменение физических свойств пород — плотности, магнитной восприимчивости, радиоактивности и др.; 6) унаследованный или близкий состав элементов-примесей в акцессорных минералах пород и рудных минералах ассоциирующих с ними гидротермальных и метасоматических рудопроявлений.

Первичные и вторично наложенные причины и признаки металлогенической специализации нередко дополняют друг друга, образуя смешанный тип специализации, в котором проявляются признаки как первых, так и вторых процессов.

Любой магматический расплав, а также образовавшиеся из него магматические породы являются потенциально металлоносными, поскольку содержат необходимое количество металла для формирования рудных месторождений. Однако эта потенциальная металлоносность реализуется только при создании определенных благоприятных условий: геолого-

тектонических, физико-химических, геохимических и пр.

Размещение магматогенных, некоторых контактово-метасоматических месторождений подчиняется магматическому контролю и характеризуется генетической или тесной парагенетической связью с магматическими телами или комплексами, тогда как средне- и низкотемпературные гидротермальные месторождения подчинены структурному контролю и связаны с магматическими телами или комплексами в основном парагенетической или более отдаленной связью. В соответствии с этим значение признаков специализации магматических образований и их информативность также меняются. При магматическом контроле (с генетической или близкой парагенетической связью месторождений с магматическими образованиями) признаки специализации имеют преимущественно прямое поисковое значение, тогда как при структурном контроле месторождений с отдаленной парагенетической связью их с магматическими телами они преимущественно приобретают косвенный характер и уступают свои позиции поисковым критериям.

Таким образом:

1. Металлогеническая специализация магматических образований представляет собой одно из характерных проявлений потенциальной рудоносности магм, связанных с особенностями их состава и условиями формирования пород, а также с процессами, приводящими к экстракции рудного вещества, его переносу или перераспределению и возможному концентрированию в благоприятной обстановке в виде рудных месторождений. В связи с этим под *металлогенической специализацией* следует понимать *специфические особенности состава, распределения, ассоциаций и форм нахождения рудообразующих и связанных с ними элементов, являющихся следствием проявления первичной неоднородности вещества глубинных зон Земли и процессов, приводящих*

к мобилизации (в результате перераспределения и миграции в пространстве и времени) рудного вещества.

2. Причины металлогенической специализации весьма разнообразны. Они обусловлены структурно-тектоническими условиями и особенностями строения и состава конкретных участков земной коры, составом магм и условиями их кристаллизации и дифференциации; насыщенностью магм летучими и подвижными соединениями, интенсивностью и особенностями их отделения от магм; взаимодействием магм, их дериватов и флюидов с вмещающими породами; свойствами рудообразующих соединений и др.

Это многообразие причин специализации определяет широту ее признаков. Среди них можно выделить определенные группы, имеющие различное генетическое и поисковое значение. Так, для магматических образований, с которыми генетически связаны определенные месторождения (ультраосновные, основные, щелочные породы, пегматиты), ведущие признаки специализации следующие: 1) резкое повышение (или понижение) содержания рудообразующих и связанных с ними элементов как в породах, так и в минералах-носителях, а также изменение количества рудных акцессорных минералов по отношению к региональному фону или неизменным породам массивов; 2) усиление неравномерности распределения в породах массивов содержания рудных элементов или минералов; 3) проявление грейзенизации, калишпатизации, пегматитообразования и других метасоматических процессов (в основном в гранитах); 4) наличие явных региональных и локальных тенденций в распределении рудообразующих, летучих и связанных с ними элементов, а также рудных акцессорных минералов.

Для магматических образований, с которыми пространственно и генетически связаны контактово-метасоматические и высокотемпературные гидротермальные месторождения, характерные признаки

специализации, в зависимости от особенностей формирования пород и развития рудного процесса, могут быть разделены на две группы. К первой группе признаков, относящихся к массивам гранитоидов (и ассоциирующим с ними месторождениям), образовавшимся при магматической и эманационной дифференциации гранитоидных магм без признаков гибридизма, относятся: 1) повышение содержания рудных элементов в породах и минералах-носителях, усиливающееся в поздних дифференциатах магматического комплекса, проявление самостоятельной рудной минерализации (особенно в поздних дифференциатах); 2) насыщенность магматических пород летучими компонентами, содержание которых увеличивается к конечным продуктам дифференциации; 3) закономерное пространственное изменение состава и содержания рудных и связанных с ними элементов, а также акцессорных минералов от центра массива к его периферии, нередко сопровождающееся метасоматическим изменением пород, изменением содержания летучих и др.

Ко второй группе признаков, относящихся к массивам гранитоидов, образовавшимся с участием процессов ассимиляции и гибридизма, относят: 1) сквозное или частичное, региональное или локальное повышение содержания рудных элементов, нередко представленных несвойственными гранитным магмам ассоциациями (кобальт, никель, хром, марганец, ванадий, медь, свинец, цинк и др.), повышение их содержаний в минералах-носителях и концентраторах; образование собственных акцессорных минералов этих элементов (их роль, как правило, уменьшается к конечным дифференциатам магматического комплекса); 2) резкое повышение неравномерности распределения элементов, усиливающееся к периферическим частям интрузивных массивов; 3) появление в составе акцессорив несвойственных гранитным магмам минералов «гибридного» или немагмати-

ческого происхождения; усложнение состава элементов-примесей в акцессорных и породообразующих минералах; их неравномерное распределение в породах магматического комплекса; 4) явные признаки гибридности пород массивов, особенно их приконтактных частей с проявлением контактно-метасоматических изменений (скарнирования, ороговикования, амфиболитизации и т. д.) и др.

Связь средне- и низкотемпературных гидротермальных месторождений с магматическими образованиями менее четкая. Приуроченность их к специализированным интрузиям требует дополнительных доказательств и во многом остается неясной. Можно лишь предполагать, что эти месторождения предпочтительнее связаны со специализированными комплексами магматических образований как с более вероятным источником рудного вещества, поскольку, исходя из определения специализации, в них имеются признаки мобилизации и перераспределения рудообразующих элементов. В связи с этим приведенные основные признаки специализации магматических образований с учетом соответствующих критериев могут быть использованы и при металлогеническом прогнозе этих месторождений.

О КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Отличительной особенностью развития новой отрасли учения о полезных ископаемых — региональной металлогении и металлогении рудных районов — является привлечение для изучения закономерностей размещения полезных ископаемых и оценки металлоносности тех или иных территорий широкого комплекса исследований и обширной количественной информации о распределении в породах химических элементов, мине-

ралов и физических свойств пород. На этой основе были уточнены представления о связи металлогении с магматизмом, о критериях и признаках рудных полезных ископаемых, позволивших по-новому подойти к решению проблемы поисков рудных месторождений: когда руда становится не столько объектом, сколько целью исследований.

В качестве основного объекта исследований все больше становятся признаки руды, в том числе признаки металлогенической специализации магматических образований. Их информативность, или поисковое значение, может быть различной для разных объектов и условий проявления специализации. В каждом конкретном случае среди них можно выделить (по информативности связи магматизма с металлогенией) главные и второстепенные признаки. Так, при генетической связи магматических образований с месторождениями главное значение среди признаков специализации, имеющих непосредственное поисковое значение, будут иметь повышенное содержание рудообразующих элементов в породах и минералах (прежде всего в минералах-носителях и концентратах), повышенное количество собственных рудных минералов в породах. Второстепенное значение имеют распределение элементов-примесей, физические свойства пород, содержание летучих компонентов и др.

В случае близкой парагенетической связи важное значение имеют, кроме распределения рудообразующих элементов в породах и минералах, содержание летучих и подвижных компонентов, их связь с рудными, характер и интенсивность метасоматических изменений магматических пород, состав, свойства и изменения вмещающих пород и др., т. е. возрастающее значение приобретают косвенные признаки оруденения. Если же изучается связь средне- и низкотемпературных гидротермальных месторождений с магматическими комплексами, поисковое значение прямых признаков

специализации магматических пород в значительной степени теряется и на первый план выступают структурные, литологические критерии, геохимические и геофизические аномалии, околорудные изменения пород, а на второй — уровень содержания рудообразующих и связанных с ними элементов в магматических образованиях и др.

Поскольку значение различных поисковых признаков меняется в разных условиях, то, естественно, будет меняться и их поисковая информативность. Поэтому задачей металлогенической оценки территорий является не только отыскание металлогенически специализированных массивов или комплексов и установление их связи с месторождениями полезных ископаемых, но и нахождение информативных поисковых признаков, т. к. это в конечном счете обеспечивает правильный выбор методов исследований и эффективность решения задачи.

При оценке металлоносности тех или иных районов наиболее распространенными ситуациями могут быть следующие. Среди n массивов однотипных пород или среди различных фаз и фаций магматических комплексов данной структурной зоны требуется найти такие, которые характеризовались бы соответствующей специализацией.

Решение задачи предусматривает выборочное или систематическое изучение (опробование) анализируемых геологических объектов, всесторонний анализ полученного материала и установление на его основе фоновых значений анализируемых параметров. За фоновое значение признака в данном случае принимается модальное значение в однотипных неизменных породах данной территории.

Сравнение полученных данных с учетом имеющихся геологических и металлогенических сведений для рассматриваемой территории или региона позволяет выделить геологические тела или их

участки (фации), отличающиеся по соответствующим признакам от аналогичных образований с «фоновыми» значениями этих признаков.

В различных магматических образованиях специализация может быть проявлена по различным элементам. В общем случае среди них можно выделить следующие группы, отличающиеся особенностями своего поведения (миграционной способностью) в различных по составу и условиям формирования и существования магматических образований:

1. Элементы, накапливающиеся в определенных магматических образованиях и способные образовывать в них месторождения. К ним относятся группы железа и платины в ультраосновных и основных породах; некоторые редкие и редкоземельные элементы в щелочных породах и пегматитах. Некоторые из этих элементов при формировании магматических пород могут образовывать собственные минералы, другие — накапливаться в чуждых, замеща в них основные элементы благодаря близости кристаллохимических свойств.

2. Элементы, способные при определенных условиях частично накапливаться в магматических образованиях, но способные и к некоторой миграции во вмещающие породы. Они, как правило, не образуют собственно магматических месторождений, но при благоприятных условиях могут создавать в приконтактных областях высокотемпературные контактово-метасоматические месторождения, генетически и пространственно связанные с магматическими образованиями. К этой группе элементов относятся, например, Sn, W, B, Be, Fe, Mo для гранитов, Cu, Fe, Co, Ni — для основных пород.

3. Элементы гидротермальных средне- и низкотемпературных месторождений. Они, как правило, с магматическими образованиями обнаруживают парагенетические и более отдаленные связи,

4. Элементы, неспособные накапливаться в магматических телах или вследствие специфических кристаллохимических свойств (ванадий, галлий, германий и др. в гранитах, например), или в связи с летучестью соединений (иод, хлор, мышьяк).

Наиболее просто задача об оценке металлогенической специализации решается в отношении геологических тел, в которых образуются собственно магматические месторождения, и элементов, накапливающихся в соответствующих магматических образованиях. Прямыми признаками специализации будут в этом случае превышения содержаний рудных элементов над региональным фоном (или кларком).

С этой целью соответственно выделенным фациям и разновидностям пород исследуемого интрузивного комплекса составляют статистические выборки, устанавливают принадлежность указанных выборочных распределений статистическому закону и производят расчет оценок параметров. Путем сопоставления рассчитанных оценок с соответствующими оценками «регионального фона» для однотипных пород выделяются элементы, значимо отличающиеся в большую или меньшую сторону от фоновых (кларковых) значений. Сравнению в этом случае подлежат не только средние значения, но и другие статистические оценки распределения признаков: их дисперсия, коэффициент вариации, асимметрия. Наиболее полная информация, естественно, будет иметь место при сравнении функций распределения признаков, т. к. при этом учитываются главные особенности их поведения в объектах. Очень важным при сопоставлении является выбор объекта, или эталона, сравнения.

Изучение распределения рудообразующих и связанных с ними элементов должно дополняться сведениями о характере и силе связей между этими элементами и подвижными (в том числе летучими) компонентами (F, B, Cl, CO₂, S и др.) с последующим их сопоставлением. Если

между ними корреляционная связь отсутствует или она несущественна, то в этом случае при повышении содержания рудных элементов можно ожидать их накопления в минералах-носителях и концентраторах, образование собственных минералов и рудных скоплений в материнских породах, т. е. в данном случае мы можем отнести подобные элементы к первой или ко второй группе приведенной выше классификации. Это может быть подкреплено изучением дисперсии распределения изучаемых элементов и минералов в породах, а также путем рассмотрения мономинерального баланса элементов. Сущность методики изучения мономинерального баланса элементов состоит в определении доли (в %) элемента, приходящейся на каждый минерал. Методика основана на определении содержания элемента в породе, количественного минералогического подсчета и определения содержания элемента в каждом минерале. Примером могут служить данные табл. 21.

Если же корреляционная связь между рудообразующими и подвижными элементами существенна или усиливается в определенном направлении (в пространстве или во времени), то следует предполагать миграцию рудных элементов вместе с подвижными компонентами и их возможное накопление в благоприятных условиях во вмещающих породах, краевых фациях массивов или в поздних дифференциатах магматического комплекса. В этом случае направление миграции элементов может быть установлено по возрастанию (или убыванию) содержания рудных и подвижных элементов или их относительных содержаний, а также по направленному изменению силы и характера связей между ними. Интенсивность процесса может быть оценена путем изучения градиентов содержания признаков (соотношение концентраций в начальных и конечных дифференциатах комплекса, в центральных и приконтактных или апикальных участках массивов

Таблица 21. Расчет мономинерального баланса урана в граните хребта Джумгол (Таусон, 1961)

Минерал	Содержание минерала в породе, вес %	Содержание И в минерале, %	Количество И в минерале при пересчете на 1 г поро-ды, γ	% И в породе, приходящийся на данный минерал	Общее содержание И в породе, %
Кварц	35,3	1,4	$0,353 \times 1,4 = 0,49$	$(0,49 \times 2,8) 100 = 17,5$	—
Калиевый по-левой шпат	31,3	1,0	$0,6 \times 1 = 0,6$	$(0,6 \times 2,8) 100 = 21,8$	—
Плагиоклаз	28,2				
Биотит	3,9	15	$0,039 \times 15 = 0,59$	$(0,59 \times 2,8) 100 = 21,1$	—
Магнетит	0,74	15	$0,0074 \times 15 = 0,11$	$(0,11 \times 2,8) 100 = 3,9$	—
Сфен	0,3	150	$0,003 \times 150 = 0,45$	$(0,45 \times 2,5) 100 = 16,1$	—
Ортит	0,04	200	$0,0004 \times 200 = 0,08$	$(0,08 \times 2,8) 100 = 2,8$	—
Циркон	0,014	1400	$0,00014 \times 1400 = 0,2$	$(0,2 \times 2,8) 100 = 7,1$	—
Апатит	0,04	45	$0,0004 \times 45 = 0,02$	$(0,02 \times 2,8) 100 = 0,7$	—
Сумма	—	—	2,54	91,0	2,8

и т. д.). Дополнительные сведения о признаках специализации могут быть получены при изучении оценок дисперсии распределения анализируемых параметров, коэффициентов асимметрии и др., а также при минералого-петрографическом анализе пород, структурно-фациальном изучении исследуемой территории.

Н. И. Сафронов (28) предложил производить оценку рудо- (орело-) образования магматических тел, а также их перспективности путем изучения относительной энергии рудообразования на основе законов термодинамики и положений физической химии. При этом принимается, что оруденение и магматизм взаимосвязаны. Для оценки затрат энергии (в условных единицах) при формировании пород и руд многокомпонентного состава им была предложена формула

$$E_{\Sigma} = \sum_{i=1}^n K_i \ln K_i,$$

где E_{Σ} — суммарная энергия рудообразования, расходуемая на сжатие — разрезание компонентов в единице объема (условные единицы). При этом принимается, что $RT = 1$ (R — универсальная газовая постоянная, T — абсолютная тем-

пература); K_i — коэффициент концентрации i -того химического элемента в породе (руде), равный отношению его содержания в породе (руде) к кларку данного типа пород или к региональному фону.

Ю. Н. Капков и Е. М. Квятковский обратили внимание на необходимость учета при расчете затрат энергии индивидуальных особенностей химических элементов, а также на направленность энергетического процесса. Кроме суммарной энергии E_{Σ} , они рекомендуют производить расчет энергии, идущей на сжатие (привнос, концентрация) — E_+ для элементов с $K_i > 1$ и энергии, идущей на разрезание (рассеяние, вынос) E_- с $K_i < 1$ т. е.

$$E_+ = \left| \sum_{i=1}^n K_i \ln K_i \right| \text{ и}$$

$$E_- = \sum_{i=1}^m K_i^{-1} \ln K_i^{-1}.$$

Параметр $E_{\Sigma} = E_+ + E_-$ характеризует общую направленность геохимического процесса, а $E_{1/2} = \frac{E_+ + E_-}{2}$ — направленность данного геохимического процесса.

Зависимость между затратами внешней энергии E и K выражается формулой $E = P_i \lg K$, где P_i — постоянный для данного элемента коэффициент пропорциональности.

В интервале концентраций от C_k до 100% энергия рудообразования изменяется от 0 до ∞ ($K_i > 1$) по гиперболической зависимости и

$$E_+ = P_i \left(\lg K_i / \lg \frac{100}{C_k} \right),$$

а при $K < 1$

$$E_- = P_i \left(\lg K_i^{-1} / \lg \frac{100}{C_k} \right),$$

где C_k — кларковые содержания элементов.

Для учета геохимических особенностей различных элементов последние рекомендуется разбить на группы с соизмеримыми значениями кларков. В этом случае $C_x = 100 (C_k/100)^a$.

При изменении значения a от 0 до 1 величина C_p изменяется от 100% до C_k , причем при $a = 0,5$; $C_x = \sqrt{C_k} 100$, т. е. равно среднему геометрическому между кларком и 100%. Фактические значения a для большинства химических элементов находятся в пределах $0,33 < a < 0,66$. Это нормально обогащенные породы и руды. При $a > 0,66$ можно говорить об обогащении данными элементами пород и руд, а при $a < 0,33$ — об обеднении.

Ко второй возможной ситуации региональной оценки металлогенической специализации магматических образований относится случай, когда признаки специализации определенных магматических тел или комплексов известны и требуется найти по этим признакам среди рассматриваемых объектов специализированные. Очевидно, эта задача является облегченным вариантом первой ситуации, поскольку ограничивает перечень анализируемых признаков и их параметров, а также количество объектов исследования. В связи с этим приведенные рекомендации по количественной оценке ме-

таллогенической специализации магматических образований могут быть полностью распространены и на этот случай. В дополнение или вместо него (исследование аналогичных территорий и объектов) могут быть иногда использованы методы статистической многомерной классификации и программы распознавания образов по комплексу признаков. Как и в первом случае, основой исследований служат данные выборочного или систематического опробования исследуемых геологических объектов, а также геологические данные.

Таким образом, основными задачами оценки металлогенической специализации магматических образований следует считать, во-первых, выявление признаков специализации и их анализ; во-вторых, выявление специализированных тел и комплексов на основании этих признаков; в-третьих, выяснение значения признаков специализации, в частности, их информативности в отношении связи специализированных магматических тел или комплексов с соответствующими рудопроявлениями и месторождениями. Достоверность решения задачи обеспечивается полнотой соответствующей информации как количественной, так и качественной.

ПРИМЕРЫ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Примером региональной количественной оценки специализации магматических образований может быть изучение особенностей статистического распределения широкого круга химических элементов в гранитоидах Северного Казахстана, представленных коагматическими интрузиями синорогенного крыккудукского комплекса ордовикского возраста и позднеорогенного девонского боровского комплекса. В обоих комплексах рассматривалось поведение элементов в породах главной и дополнительной фаз

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
H																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
⊗ Pb	○ Sr	Y	⊗ Zr	⊗ Nb	⊗ Mo	Te	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		Rn
	Ra	Ac	⊗ Th	Pa	U								⊗				

Рис. 18. Геохимическая таблица среднего содержания элементов крыккудукского интрузивно-го комплекса.

В квадратах: слева сверху — содержание в гранитоидах главной фазы, слева внизу — в дополнительной, справа внизу — в дайках первого этапа. Черные кружки обозначают содержание выше кларковых, заштрихованные — ниже кларковых, белые — кларковые для кислых пород.

и жильных образованиях первого этапа, представляющих собой последовательные фазы внедрения.

Для выделения характерных ассоциаций химических элементов для каждого комплекса может быть использована периодическая система Менделеева. На таблице (рис. 18) показано распространение исследуемых химических элементов в гранитоидах последовательных фаз внедрения *крыккудукского комплекса*; тут можно выделить группы и характерные ассоциации элементов с учетом уровня концентраций по отношению к кларку для данного типа пород. Из таблицы следует, что для ассоциации химических элементов, распространенных в крыккудукских гранитоидах в надкларковых количествах, характерны следующие парагенетические ряды элементов с различными химическими свойствами: Mg, Ca — типичные металлы второй группы системы Менделеева; Sc, Ti, Cr, Mn — металлы четного четвертого ряда, обладающие отчетливыми металлическими свойствами; Fe, Co, Ni, Cu, Zn — металлы восьмой группы и нечетных рядов первой и второй групп. Из них магний, железо и кальций являются петрогенными элементами и

входят в кристаллические решетки амфиболов, основного плагиоклаза, а также в состав аксессуарных минералов. Существенную роль в последних играют Ti, Cr, Mn (титаномагнетит, ильменит, сфен, апатит); ряд элементов-примесей (Sc, Co, Ni, Zn) изоморфно замещают петрогенные элементы в железисто-магнезиальных силикатах и рудных минералах. Группа редкометалльных элементов (Zn, Nb, Mo, Th, U) находится в рассматриваемых образованиях в угнетенных количествах, в концентрациях ниже кларковых.

Анализ распределения содержаний химических элементов показывает закономерное снижение Ca, Mg, Fe и их элементов-спутников от главной фазы образования к дополнительной фазе и жильной серии. Изменение их концентраций приведено на рис. 18. В гранитоидах главной интрузивной фазы Ca, Mg, Fe содержатся в количествах, более чем втрое, а Co, Cu, V — в 2 — 4 раза превышающих кларковые. В гранитах дополнительной фазы концентрации этих элементов в 1,4 — 2 раза выше кларка. Таким образом, налицо факт унаследования последними как характерных ассо-

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
H																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
● ○	⊗ ○	○ ○	○ ○	○ ○		○ ○	⊗ ○	○ ○	○ ○	○ ○	○ ○						
Pb	○ Sr	Y	⊗ Zr	⊗ Nb	⊗ Mo	Te	Ru	Rh	Rd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	J	Xe
○ ○	○ ○		⊗ ○	⊗ ○	⊗ ○												
Cs	Ba	TR	Hf	Ta	● W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	○ Pb	Bi	Po		Rn
					● ●								● ●				
	Ra	As	○ Th	Pa	○ U												
		● ○		● ●	● ●												

Рис. 19. Геохимическая таблица среднего содержания химических элементов боровского интрузивного комплекса (пояснения — в рис. 18).

циаций элементов, так и их надкларковых количеств, несмотря на направленное понижение концентраций в более молодых образованиях в результате процессов дифференциации.

Присутствие «негранитной» ассоциации химических элементов (Ca, Mg, Fe, Co, Cu, V и др.) имеет гибридное происхождение и связано с процессами глубинной ассимиляции вмещающих эффузивно-осадочных толщ ордовикского возраста.

Влиянием ассимиляционно-гибридных процессов, а также взаимодействием позднемагматических процессов метасоматоза объясняются наблюдаемые высокие значения оценок дисперсий концентраций этих элементов и коэффициентов асимметрии распределения в некоторых из рассматриваемых массивов, что имеет определенное металлогеническое значение. Примером может служить распределение меди (рис. 11).

По петрохимическим данным между интрузивами главной фазы крыккудукского комплекса (Аккудукским, Крыккудукским, Ащикольским, Западно-Атансорским и Северо-Восточным Атансорским) устанавливается тесная связь. Однако рудопроявления Fe, Co, Cu ассоциируют только с двумя из них — За-

падно-Атансорским и Ащикольским, становление которых происходило в условиях крупных, неоднократно подновлявшихся тектонических зон. Существенное значение имело развитие в этих зонах явлений ассимиляции вмещающих эффузивно-карбонатных толщ, а также последующего наложенного K — Na метасоматоза.

Заслуживает внимания факт относительного понижения средних содержания кобальта, железа и меди в указанных массивах или относительно высоких значений положительной асимметрии и дисперсии распределения этих элементов. Это позволяет предполагать возможность формирования контактово-метасоматических рудопоявлений за счет заимствования рудного вещества из эндоконтактов гранитоидных массивов при их взаимодействии с вмещающими породами.

Таким образом, признаками специализации гранитоидов крыккудукского комплекса следует считать:

1. Минералого-геохимическую преемственность магматических, позднемагматических и послемагматических образований крыккудукского комплекса. Закономерные ассоциации химических элементов, преобладающие в магматических породах, соответствуют по своему

составу приуроченным к этим же типам пород месторождениям полезных ископаемых. Это позволяет утверждать о соответствии характера металлогении облику геохимической специализации крыкудукских гранитоидов.

2. Отчетливо проявляется отрицательная специализация по редким элементам и сквозная положительная специализация ассимиляционного типа по Ca, Mg, Fe, Mn, V, Cu, Co, Ni, приобретенная в результате глубинного гибридизма за счет вмещающих пород. Отчетливо устанавливаются условия, способствующие реализации потенциальной рудоносности интрузий в форме определенных генетически с ними связанных рудопроявлений: а) интенсивные процессы ассимиляции вмещающих эффузивно-осадочных, особенно эффузивно-карбонатных толщ; б) напряженная тектоническая обстановка, приуроченность рудопроявлений к узлам пересечения тектонических зон, разломов; в) развитие послемагматических изменений пород.

В гранитоидах *боровского интрузивного комплекса* концентрируются следующие парагенетические ряды химических элементов: Ba, Na, K — типичные металлы первой и второй групп; Zr, Nb, W, Th, U — металлы четных шестого, восьмого и десятого рядов, обладающие отчетливыми металлическими свойствами; Pb, Sn — амфотерные элементы третьей, шестой группы (рис. 19). Из рис. 19 видно, что в породах главной фазы боровского комплекса фиксируется ассоциация химических элементов, свойственная кислым породам нормальных гранитных комплексов (W, Mo, Pb, Th, U), а в образованиях дополнительной фазы — комплексам гранитоидной щелочной формации (Zr, Nb, TR) и нормальным гранитным комплексам (W, Th, Pb).

Лейкократовые, насыщенные глиноземом и натрием граниты массивов дополнительной фазы — Карабулакского и Зерендинского, — обычно состоят из натриевого ортоклаза, кислого плагио-

клаза, кварца, богатого железом биотита. Из аксессуарных минералов в разных соотношениях встречаются циркон, колумбит, магнетит и ильменит, монацит, ксенотим, флюорит. Многие из перечисленных аксессуаров, вероятно, связаны с автометасоматическими процессами, наиболее ярко проявленными в альбитизации калиевого полевого шпата и мусковитизации биотита. В ранние стадии метасоматоза образуется обильный циркон, поздние — несколько генераций колумбита, часто торит, иногда редкоземельные тантало-ниобаты.

С интрузиями подобного типа в районе исследований связываются редкометалльные рудопроявления формации замещенных альбитизированных пород и мелкие рудопроявления кварцево-жильной и грейзеновой формаций.

Граниты боровского интрузивного комплекса в целом характеризуются сквозной геохимической специализацией по K, U, Th, W, Pb и частичной — для интрузивов дополнительной фазы — по Nb, Ta, TR. По петрохимическим и геохимическим данным, граниты пересыщены кремнеземом, глиноземом, богаты щелочами и обеднены магнием, железом, известью. Явления гибридизма в них развиты слабо.

Изучение параметров распределения концентраций исследуемых элементов позволяет отметить рост оценок дисперсий и коэффициентов асимметрии распределения некоторых из этих химических элементов (прежде всего редких) в метасоматически измененных гранитоидах дополнительной фазы боровского комплекса. Это является одним из отличительных признаков последних и свидетельствует об их металлогенической специализации. Примером может служить ниобий (табл. 22).

В интрузивах главной фазы внедрения боровского комплекса — Боровском, Жукеевском, Зерендинском (крупнозернистые биотитовые граниты) — содержание ниобия примерно в два раза ниже сред-

Таблица 22. Распределение ниобия в породах боровского комплекса

Интрузивная фаза	Массив	Объем выборки	Концентрация Nb, 10 ⁻⁴ %		Дисперсия	Коэффициенты	
			средняя	модальная		асимметрии (А)	экссесса (Е)
Главная	Боровской	67	10,8	9,0	3,401	+0,58	+73
	Жукейский	56	13,2	11,0	3,079	+0,51	+0,00
	Зерендинский	60	10,1	9,0	2,385	+0,50	+0,39
Дополнительная	Карабулакский	84	36,5	25,0	4,256	+1,37	-0,42
	Зерендинский	64	30,6	25,0	3,725	+2,02	-0,19
Жильная серия	Мелкозернистый гранит	52	10,2	7,8	3,898	+0,66	-0,13
	Диорит-порфирит	55	8,7	6,6	3,289	+0,59	+0,05

него содержания в кислых породах (по А. П. Виноградову). В лейкократовых микроклинизированных и слабо грейзенизированных среднезернистых гранитах Карабулакского и Зерендинского массивов (дополнительная фаза внедрения боровского комплекса) содержание ниобия повышается в 2—3 раза по сравнению с интрузивами предыдущей фазы. Это значит, что, несмотря на кристаллохимическую близость к титану, ниобий концентрируется в остаточном расплаве в большей степени, чем титан. Последнее определяет геохимическую независимость от титана определенной части атомов ниобия в процессах дифференциации магм и возможность концентрирования его в кислых остаточных расплавах.

Результатом перераспределения ниобия по минералам карабулакских и зерендинских гранитов является повышение оценок выборочных дисперсий и изменение характера распределения концентраций, что выражается в значительном увеличении значения коэффициента асимметрии (до + 1,37 и + 2,02).

Дальнейшая судьба элементов, высвободившихся в результате проявившихся метасоматических процессов, в гранитах обоих массивов различна. В Карабулакском массиве они привели к возникновению поздних аксессуарных минералов, рассеянных среди пород, а в Зерендинском,

где процесс прошел дальше, — к выносу и концентрации элементов в определенных участках с образованием рудопроявлений тантала и ниобия.

Проведенные исследования позволили выявить ряд геолого-структурных, минералого-петрографических и геохимических критериев и признаков, указывающих на связь редкометального оруднения с гранитоидами боровского типа. К их числу можно отнести: 1) приуроченность интрузий к завершающим этапам развития тектономагматической зоны; формирование их в гипабиссальных условиях; 2) широкое проявление метасоматических и гидротермальных процессов (альбитизация, грейзенизация, образование кварцевых жил и прожилков) при отсутствии признаков гибридности пород; 3) постепенный переход биотитовых лейкократовых гранитов к аляскитовым; 4) присутствие в качестве аксессуарных минералов циркона, колумбита, флюорита, часто минералов редких земель — монацита, ксенотима; 5) отсутствие или резко пониженное количество основных концентраторов редких элементов — сфена, биотита, апатита и др.; 6) повышенные содержания в породах Nb, Ta, Mo, Pb.

Таким образом, из указанной общей оценки особенностей распределения химических элементов в гранитоидах

Северного Казахстана, имеющих отношения к установлению их специализации, можно сделать (с учетом имеющихся данных по геологии и металлогении этой территории) следующие выводы:

1. Известные рудопроявления региона, как правило, генетически и пространственно связаны со специализированными интрузиями.

2. Специализация, независимо от принадлежности к комплексам, проявляется у интрузий или их фаций, сформированных в отличных от неспециализированных интрузий тектонических, литолого-фациальных и иных ситуациях, а также при проявлениях соответствующих процессов (гибридизм, метасоматоз и др.).

Среди основных критериев образования специализированных интрузий региона можно отметить: для крыккудукского комплекса — напряженную тектоническую обстановку формирования магматических тел, приуроченность их к крупным тектоническим разрывам, размещение интрузий среди карбонатных и осадочно-вулканогенных пород, относительно глубинные условия формирования для боровского комплекса — приуроченность интрузий к завершающим этапам развития тектоно-магматической зоны, гипабиссальные условия формирования и относительно спокойные условия кристаллизации пород, способствующие дифференциации магм и более полной экстракции рудных элементов.

К факторам, способствующим образованию специализированных интрузий, можно отнести: для крыккудукского комплекса — 1) интенсивную ассимиляцию осадочно-вулканогенных пород; 2) проявление процессов щелочного метасоматоза; для боровского комплекса — 1) широкое проявление аутометасоматических и позднемагматических процессов, в частности щелочного метасоматоза; 2) обогащение пород летучими (в частности, фтором); 3) относительную бедность пород темноцветными минералами (в частности, биотитом) и минералами-

концентраторами редких элементов (сфена, апатита и др.).

3. Специализация исследуемых интрузивных комплексов проявляется в ряде взаимосвязанных признаков: петрохимическая специализация магматических образований создает определенную геохимическую (в частности, сквозную) специализацию, предопределяет распределение элементов-примесей в породообразующих минералах; геохимическая специализация (прежде всего, частичная) сопровождается минералогической специализацией.

Конкретные проявления (признаки) геохимической специализации в рассматриваемых комплексах отличаются между собой, что отражает особенности состава, происхождения и условий формирования пород. Так, сквозная специализация для крыккудукского комплекса проявляется по железу, кальцию, магнию и ванадию и отражает ассимиляцию магмой вмещающих осадочно-вулканогенных пород. В то же время для боровского комплекса она проявляется по вольфраму, торию и калию и имеет первично магматический характер (вероятно, за исключением калия).

Также отличен и характер проявления частичной (и локальной) специализации некоторых интрузий этих комплексов: в крыккудукском — медь и кобальт (Атансорский и Ащикольский массивы), а в боровском — ниобий, цирконий, уран, редкие земли (для дополнительных фаз Зерендинского и Карабулакского массивов).

4. Дополнительными признаками специализации рассматриваемых гранитоидов являются резкое увеличение оценок дисперсии и коэффициента асимметрии распределения ряда элементов. Кроме этого, для специализированных интрузий боровского комплекса характерно общее увеличение содержания рудообразующих элементов, а для эндоконтатных зон крыккудукских интрузий — понижение.

Примером использования методики изучения трендов для оценки металлоносности интрузивных образований по особенностям пространственного распределения химических элементов могут служить результаты систематического опробования и анализа содержаний титана, никеля, кобальта, молибдена в Волинском и Чеповичском габбровом массивах Украинского щита. В пределах массивов были отобраны пробы на расстояниях, обеспечивающих выявление региональной неоднородности (взаимозависимости) распределения указанных элементов. Опробование производилось главным образом по керну скважин колонкового бурения сборными пробами, состоящими из 5—8 образцов весом 100—200 г, взятыми на расстоянии 3—5 м друг от друга, что гарантировало необходимую представительность проб и подавление структурно-текстурных неоднородностей пород.

Анализ геохимического поля на основе построенных методом осреднений схем тенденций распределения указанных элементов (рис. 20—22) позволяет отметить следующее. Значения регионального геохимического поля меняются в довольно широких пределах: для титана от 0,028 до 1,6, для никеля — от $4 \cdot 10^{-5}$ до $5 \cdot 10^{-3}\%$, кобальта — от $2,2 \cdot 10^{-4}$ до $2,8 \cdot 10^{-2}\%$, молибдена — от $1,4 \cdot 10^{-5}$ до $4,5 \cdot 10^{-3}\%$, т. е. изменяются для никеля и кобальта в 125 раз, титана — почти в 60 раз, молибдена — почти в 30 раз. Значительно изменяются и градиенты геохимических полей; в расчете на 1 км они меняются от 0,02 до 2,5 (в логарифмах концентраций), в среднем составляя около 0,2. Наиболее высокие значения градиентов характерны для никеля и титана и приурочены к отдельным локальным структурам.

В общем региональная структура геохимического поля рассматриваемых элементов характеризуется закономерным повышением градиента концентраций от центра плутона к его периферии, что

особенно четко отмечается для молибдена. На фоне этой общей закономерности фиксируются локальные геохимические структуры, преимущественно вытянутые в северо-западном и субмеридиональном направлениях и наследующие простирание основной геологической структуры при подчиненном значении северо-восточных и субширотных простираний.

В отличие от южного Волинского, более северный Чеповичский массив характеризуется несколько пониженным содержанием рассматриваемых элементов и меньшими градиентами их изменений. Основное характерное направление простирания геохимических структур здесь — субширотное. Наблюдается закономерное повышение концентраций элементов с северо-запада на юго-восток, что обуславливает в ряде случаев появление структур северо-восточного простирания.

Причиной указанной изменчивости геохимических полей плутона, по-видимому, следует считать процессы дифференциации магмы, что обусловило определенные отличия распределения химических элементов в породах; особенности тектонического режима рассматриваемой территории, что привело к дифференциальному перемещению магматического материала и отличию условий формирования различных фаций габброидов. Это подтверждается довольно четким повышением средних содержаний рассматриваемых элементов в ряду лабрадориты — габбро-лабрадориты — крупнозернистые габбро — мелкозернистые габбро фации эндоконтакта, что позволяет использовать результаты геохимических исследований для картирования пород плутона.

Ориентировка локальных геохимических структур четко наследует структурно-тектонический план рассматриваемой территории и, с учетом петрохимических особенностей пород, в общем совпадает с гравимагнитными данными.

Тенденции изменения содержаний химических элементов в породах

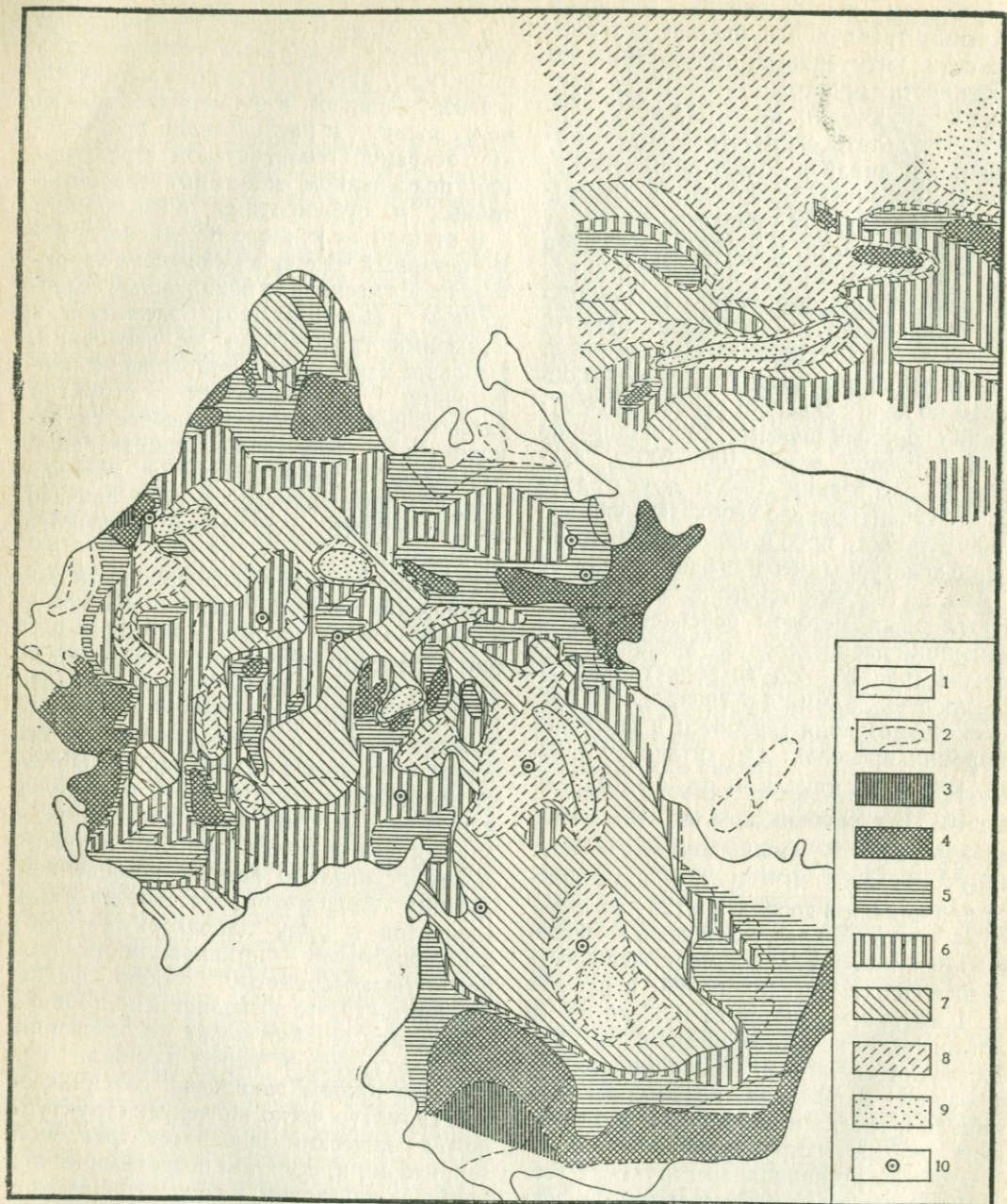


Рис. 20. Схема геохимического тренда титана в габброидных образованиях северо-западной части Украинского щита:
 1 — контуры массива; 2 — контуры отдельных фацальных разновидностей пород. Содержание титана (усл. ед.): 3 — 1,0—0,9; 4 — 0,9—0,5; 5 — 0,5—0,28; 6 — 0,28—0,16; 7 — 0,16—0,09; 8 — 0,09—0,05; 9 — 0,05—0,028; 10 — аномалии.

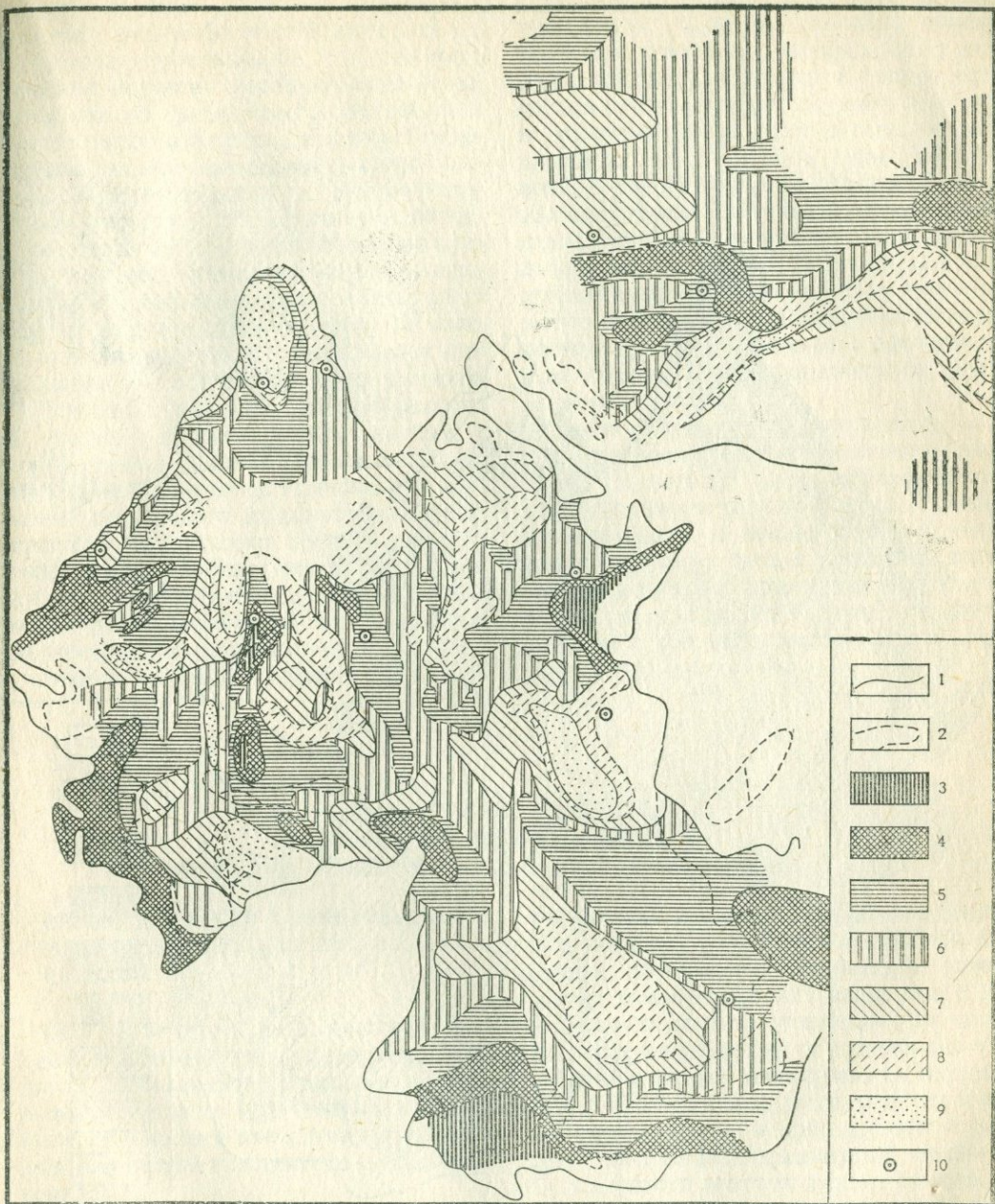


Рис. 21. Схема геохимического тренда никеля в габброидных породах северо-западной части Украинского щита:

1 — контуры массива; 2 — контуры фациальных разновидностей пород. Содержание никеля (усл. ед.): 3 — 5—2,5; 4 — 2,5—1,25; 5 — 1,25—0,63; 6 — 0,63—0,32; 7 — 0,32—0,16; 8 — 0,16—0,08; 9 — 0,08—0,004; 10 — аномалии.

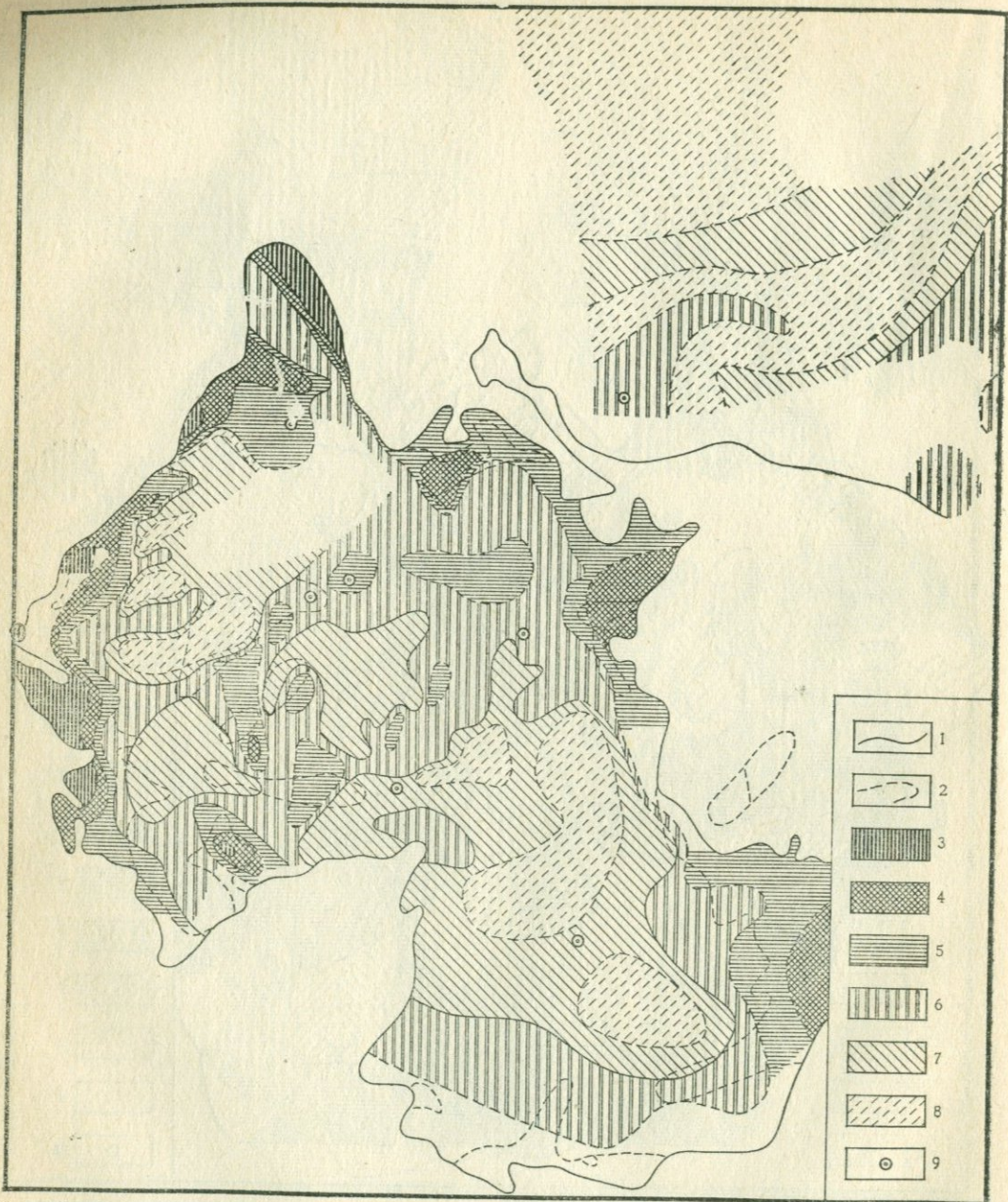


Рис. 22. Схема геохимического тренда молибдена в габброидных породах северо-западной части Украинского щита:

1, 2 — то же, что и на рис. 20. Содержание молибдена (усл. ед.): 3 — 4,5—2,5; 4 — 2,5—1,4; 5 — 1,4—0,8; 6 — 0,8—0,45; 7 — 0,45—0,25; 8 — 0,25—0,14; 9 — аномалии.

рассматриваемых массивов позволяют отметить ряд особенностей, имеющих металлогеническое значение. Так, наиболее высокие значения регионального фона титана четко приурочены к зонам контактов плутона, в пределах которых выделяются ряд аномальных зон (участки южного, северо-западного и северо-восточного контактов). Указанные участки соответствуют местам развития габбро и габброноритов. В некоторых из них поисковыми работами были установлены рудопроявления титана, что подкрепляет поисковую информативность выявленных аномальных зон в пределах всего плутона.

Подобным образом устанавливаются и участки, представляющие интерес с точки зрения поисков никеля и кобальта в пределах плутона. Принимая во внимание особенности формирования рудопроявлений элементов группы железа в габброидах, обусловленных процессами ликвации и дифференциации основных магм, выявляемые региональные закономерности распределения элементов могут считаться важным средством металлогенического анализа и прогнозной оценки

территорий развития основных пород. Изучение тенденций распределения рудообразующих и связанных с ними элементов при этом может служить не только средством выявления перспективных площадей, но и оказать существенную помощь при разбраковке отдельных аномальных точек. В частности, на представленных схемах аномальные точки, расположенные в пределах нейтральных или отрицательных геохимических структур, могут считаться малоперспективными, поскольку они не связаны с закономерным изменением геохимического поля данного элемента.

Таким образом, количественные особенности распределения химических элементов в магматических образованиях, отражающие специфику состава, условий формирования и последующих изменений пород могут быть с успехом использованы не только при общем металлогеническом анализе тех или иных территорий, но и при непосредственном выборе поисковых площадей.

Глава 5

ПЕРВИЧНЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ, СПОСОБЫ ИХ ОБНАРУЖЕНИЯ И ОЦЕНКИ

ОБЩИЕ ДАННЫЕ О ФОРМИРОВАНИИ ПЕРВИЧНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ

Под первичными (эндогенными) ореолами понимают зоны рудовмещающих пород, окаймляющие рудные тела и характеризующиеся повышенным содержанием химических элементов, привнесенных в процессе эндогенного рудообразования.

Являясь естественным продолжением рудных тел во вмещающих породах, первичные геохимические ореолы значительно расширяют масштабы оруденения,

увеличивая вероятность их нахождения. Характерной особенностью ореолов является постепенное уменьшение содержания рудообразующих элементов и изменение их состава во вмещающих породах по мере удаления от рудных тел или рудопроводящих тектонических нарушений. Граница между рудным телом и его первичным ореолом принадлежит к ряду экономических категорий, не имеющих строгого геохимического смысла. В свою очередь, внешний контур первичного ореола также весьма условен, поскольку любая геохимическая аномалия в общем случае асимптотически приближается

к уровню местного фона и определяется возможностями современных аналитических средств и способами надежного обнаружения минимально аномальных значений признаков ореола.

Согласно Н. И. Сафронову [28], при любом процессе рудообразования термодинамический потенциал, определяемый концентрацией рудного вещества, давлением и температурой в области рудоотложения всегда будет выше, чем потенциал окружающей среды. В результате неизбежно возникает миграция химических элементов от мест рудоотложения в места с более низкой концентрацией как следствие общей тенденции к выравниванию потенциалов. На этом основании можно утверждать о принципиальном наличии первичных ореолов в эндогенных месторождениях любого класса. Среди них в настоящее время наиболее изучены ореолы рассеяния гидротермальных и собственно магматических месторождений.

При формировании ореола рассеяния гидротермальных месторождений миграция большинства химических элементов происходит в водных растворах, а для элементов, обладающих высокой летучестью, — и в газовой фазе.

В соответствии с теорией физико-химических процессов, миграция элементов в горных породах при постмагматическом рудообразовании происходит как путем диффузии через неподвижные поровые растворы, так и в связи с инфильтрацией вместе с раствором. В природных условиях эти процессы всегда проявляются совместно, но в разной степени. В связи с этим различают диффузионные, инфильтрационные и смешанные эндогенные геохимические ореолы.

Процессы диффузии сводятся к перемещению частиц вещества (ионов, атомов, молекул, коллоидов) от мест с большей концентрацией вещества к местам с меньшей концентрацией и обусловлены тепловым движением частиц. Причиной диффузии является возникновение разности

химических потенциалов — сложной функции, объединяющей частные случаи диффузии под влиянием разности концентраций (закон Фика), разности температур (принцип Соррэ), разности давлений (принцип Рикке). Скорость диффузии различных элементов пропорциональна коэффициенту диффузии их ионов и зависит от температуры, давления, эффективной пористости пород, размера пор и др.

Градиент концентрации диффузионного ореола быстро уменьшается с удалением от трещин, через которые просачиваются постмагматические растворы. Поэтому диффузионные ореолы имеют небольшие размеры (десятки сантиметров, первые метры).

Формирование инфильтрационных ореолов обязано движению растворов в горных породах либо путем свободной циркуляции, либо путем просачивания по системе сообщающихся между собой пор и трещин. Главным фактором, определяющим инфильтрацию, является градиент давления, а также проницаемость пород. Определенную роль играют температура среды и концентрация элементов в растворе. При рассмотрении роли проницаемости пород в формировании инфильтрационных ореолов отмечается различие между свободной циркуляцией растворов по трещинам и просачиванием по трещинам, порам и системе тончайших трещин. При просачивании проявляется т. н. фильтрационный эффект, определяемый *коэффициентом фильтрации*: отношением количества растворенного вещества, прошедшего через фильтр, к полному количеству вещества, поступившему на фильтр.

Фильтрационный эффект различен для различных компонентов раствора. Это приводит к дифференциации растворенных веществ при их просачивании через породы: при различных скоростях движения растворителя и растворенных веществ часть компонентов раствора задерживается на фильтре. Увеличение

давления и радиуса иона ведет к увеличению роли фильтрационного эффекта. В то же время увеличение размеров пор, коэффициента диффузии ионов, температуры и концентрации растворов вызывает уменьшение фильтрационного эффекта.

Протяженность инфльтрационных ореолов в десятки и более раз превосходит протяженность диффузионных ореолов.

Количественное выражение распределения элементов в эндогенном ореоле рассеяния дано Р. И. Дубовым [61]. В случае переноса вещества жидкой (и газообразной) фазой в однородной среде общее содержание вещества в объеме породы равно $C_{\text{общ}} = \beta C_{\text{ж}} + (1 - \beta) C_{\text{т}}$, где $C_{\text{ж}}$ — количество вещества (элемента) в единице объема жидкой (газообразной) фазы; $C_{\text{т}}$ — то же в твердой фазе; β — доля объема жидкой (газообразной) фазы в единице объема породы.

При движении раствора по породе со скоростью $U_{\text{ж}}$ изменение концентрации элемента в жидкой фазе на пути dx за время $dt = \frac{dx}{U_{\text{ж}}}$ составит $dC_{\text{ж}} = \kappa C_{\text{ж}} dt = \frac{\kappa}{U_{\text{ж}}} C_{\text{ж}} dx = \lambda C_{\text{ж}} dx$, где κ — коэффициент поглощения твердой фазой веществ из жидкости, заполняющей поры; $\kappa = \frac{1}{2} \eta \frac{\bar{U}}{a}$; a — ширина пор; \bar{U} — средняя арифметическая скорость теплового движения частиц, поглощаемых элементами; η — вероятность их сорбции стенками пор; $\lambda = \frac{\kappa}{U_{\text{ж}}}$ — доля концентрации элемента в жидкой фазе на единице пути, соответствующая коэффициенту поглощения вещества в фильтрационных процессах.

При постоянных λ и $C_{\text{ж}}$ концентрация элемента соответствует $C_{\text{ж}} = C_{\text{ож}} e^{-\lambda x}$, где x — расстояние от условной граничной плоскости в направлении фильтрации.

Следовательно, быстрота относительного уменьшения концентрации (при

$0 \leq x < U_{\text{ж}} T$, где T — время формирования ореола) зависит только от величины коэффициента поглощения λ и не зависит от времени фильтрации. Так как величина λ обратно пропорциональна ширине пор и величине $U_{\text{ж}}$, то при увеличении скорости фильтрации на единицу длины пути движения раствора все меньшее число частиц успевает войти в соприкосновение со стенками каналов. При этом поглощение за единицу времени не уменьшится, т. к. пройдет соответственно большее количество порций раствора.

Изменение концентрации элемента в твердой фазе за время dt фильтрации раствора будет равно

$$dC_{\text{т}} = \frac{\beta}{1 - \beta} \lambda U_{\text{ж}} C_{\text{ж}} dt.$$

Концентрация $C_{\text{т}}$ образуется в точке $x \leq U_{\text{ж}} T$ за время t . Отсюда, проинтегрировав, получим:

$$C_{\text{т}} = \frac{\beta}{1 - \beta} \lambda C_{\text{ж}} U_{\text{ж}} t = \frac{\beta}{1 - \beta} \lambda C_{\text{ж}} (U_{\text{ж}} T - x)$$

или на граничной плоскости:

$$C_{\text{т}} = \frac{\beta}{1 - \beta} \lambda C_{\text{ож}} (U_{\text{ж}} T - x) e^{-\lambda x},$$

а в точке $x = 0$

$$C_{\text{от}} = \frac{\beta}{1 - \beta} \lambda C_{\text{ож}} U_{\text{ж}} T = \frac{\beta}{1 - \beta} \kappa C_{\text{ож}} T.$$

Отсюда следует, что концентрация элемента в твердой фазе при $\lambda > 0$, во-первых, прямо пропорциональна его концентрации в жидкой фазе, а во-вторых, она растет со временем, причем тем быстрее, чем ближе к граничной плоскости (источнику рудоносного раствора).

При отсутствии поглощения ($\lambda = 0$) фильтрационный ореол не образуется; концентрация в жидкой фазе не меняется для всех $x \leq U_{\text{ж}} T$, а $C_{\text{т}} = 0$ (т. е. соответствует фоновым концентрациям). Отношение концентраций в твердой фазе для точек $x > 0$ и $x = 0$ равно:

$$\text{или } \frac{C_{\text{т}}}{C_{\text{от}}} = e^{-\lambda x} \left(1 - \frac{x}{U_{\text{ж}} T} \right)$$

$$C_{\text{т}} = C_{\text{от}} e^{-\lambda x} \left(1 - \frac{x}{U_{\text{ж}} T} \right),$$

т. е. относительное уменьшение концентраций в твердой фазе с удалением от начала координат определяется свойствами горной породы и раствора, скоростью и временем фильтрации и не зависит от концентрации элемента в жидкой фазе. При конечных x и больших T можно полагать $t = T$ и $\frac{x}{U_{ж}T} = 0$. Тогда $C_T = C_0 e^{-\lambda x}$, т. е. с увеличением расстояния от источника содержание элементов в ореоле убывает по экспоненциальному закону. Следовательно, независимо от фазы, концентрация элементов в ореоле подчиняется закону $C = C_0 e^{-\lambda x}$, где C_0 — концентрация элемента на условной граничной плоскости в той же фракции.

В отличие от фильтрационного потока, при диффузии изменение концентрации вещества происходит не только при $x > 0$, но и при $x = 0$. При отсутствии поглощения распределение концентраций за счет диффузии равно:

$$C = C_0 \left[1 - \Phi \left(\frac{x}{\sigma} \right) \right],$$

где C_0 — концентрация элемента в определенной фазе, на граничной плоскости; x — расстояние до граничной плоскости, от которой идет диффузия; σ — параметр рассеяния, $\sigma = \sqrt{2Dt}$; D — коэффициент диффузии; t — время формирования

ореола; $\Phi \left(\frac{x}{\sigma} \right) = \frac{2}{\sqrt{2\pi}} \int_0^{\frac{x}{\sigma}} e^{-\frac{\xi^2}{2}} d\xi$ — табулированный интеграл вероятности.

При значительном поглощении ($xt \gg 10$)

$$C = C_0 e^{-\sqrt{\frac{x}{D}} x} = C_0 e^{-\frac{\sqrt{2\lambda t}}{\sigma} x},$$

что аналогично фильтрационным процессам.

Следовательно, можно написать обобщенную формулу

$$C = C_0 e^{-Ax}$$

где $A = \lambda$ для фильтрационных ореолов и $A = \sqrt{\frac{x}{D}} = \frac{\sqrt{2\lambda t}}{\sigma}$ — для диффузионных. $\frac{1}{A}$ является средним расстоянием, которое прошли частицы определенного элемента за время формирования ореола.

Рассматривая выражение $C_x = C_0 e^{-\lambda x} + C_f$ (здесь C_x — содержание элемента в точке опробования на расстоянии x от условий граничной плоскости с содержанием элемента C_0 ; C_f — фоновое содержание элемента), А. П. Соловов и Г. И. Россман предлагают использовать параметр $\frac{1}{\lambda}$ в качестве показателя миграционной способности элемента. Поскольку распределение элементов в ореоле экспоненциально, график логарифмов содержаний элементов в ореоле (за вычетом фоновых значений) образует прямую линию, наклон которой пропорционален $\frac{1}{\lambda}$.

Величина наклона прямой зависит от выбранного масштаба построения графика. В связи с этим истинная величина показателя миграционной способности $\frac{1}{\lambda}$ должна определяться из выражения $\frac{1}{\lambda} = K \operatorname{ctg} \omega$, где ω — угол, образованный прямой с осью абсцисс; K — множитель, учитывающий соотношение масштабов по осям координат; $K = \frac{Y}{\ln 10} = 0,434Y$; Y — принятый по оси ординат модуль десятичных логарифмов содержаний, выраженный, в линейной мере масштаба оси абсцисс.

В связи с этим показатель $\frac{1}{\lambda}$, выраженный в метрах, может характеризовать среднее удаление химического элемента от условной граничной плоскости. Он не зависит от уровня содержания элементов или от размеров ореола и определяется как расстояние, на котором содержание элемента в ореоле уменьшается в e раз (2,7 раза).

Физико-математическое решение задачи динамики эндогенного рудообразования достаточно сложно. Для простейшего случая фильтрации неравновесного с породой n -компонентного гидротермального раствора в изотропной среде с постоянной скоростью U в направлении z (к дневной поверхности) А. П. Соловов, А. В. Гаранин и др. [70] предложили использовать следующую систему дифференциальных уравнений:

$$\frac{\partial C_{iж}}{\partial t} + U \frac{\partial C_{iж}}{\partial z} + \frac{\partial C_{iτ}}{\partial t} = 0;$$

$$\frac{\partial C_{iτ}}{\partial t} = K_i C_{iж}.$$

Первое уравнение описывает динамику рудообразования при фильтрации гидротермального раствора в однородной среде, исходя из уравнения материального баланса i -ого вещества и кинетики процессов рудообразования. Второе описывает скорость реакции (кристаллизации) i -ого растворенного вещества. K_i — константа скорости реакции; $C_{iж}$, $C_{iτ}$ — концентрации i -ого компонента в жидкой и твердой фазах.

Предположив, что непрерывное выделение раствора постоянного состава $C_{0iж}$ ($i = 1, 2, \dots, n$) начинается из источника ($z = 0$) с момента времени, условно принятого за ноль ($t = 0$), начальными и граничными условиями для решения приведенных уравнений будут:

$$\begin{cases} t = t_{0i}; & z = z_i; & C_{жи} = 0; & C_{iτ} = 0; \\ t = t_{0i}; & z = z_i; & C_{iж} = C_{0iτ}, \end{cases}$$

где $t_{0i} \approx \frac{z_i}{U}$ — время появления раствора на нижней границе $z = z_i$ области рудообразования.

С учетом этих начальных и граничных условий решение задачи динамики рудообразования имеет следующий вид:

$$C_{iж}(z, t) = \begin{cases} 0, & (t < \frac{z}{U} + t_{0i}); \\ C_{0iж} e^{-\frac{k_i}{U}(z-z_i)} \left(\frac{z}{U} + t_{0i} \leq t_i + \frac{z}{U} + t_{0i} \right); \\ \frac{C_{0iж}}{C_{0iτ}} C_{iτ}(z, t), & (t \geq t_i + \frac{z}{U} + t_{0i}). \end{cases}$$

$$C_{iτ}(z, t) = \begin{cases} 0, & (t \leq \frac{z}{U} + t_{0i}); \\ k_i C_{0iж} \left(t - \frac{z}{U} - t_{0i} \right) e^{-\frac{k_i}{U}(z-z_i)}, & (t_{0i} + \frac{z}{U} \leq t \leq t_i + t_{0i} + \frac{z}{U}); \\ C_{0iτ} \exp \left\{ -\frac{k}{U} \left[\left(1 + \frac{C_{0iж}}{C_{0iτ}} \right) \times \right. \right. \\ \left. \left. \times (z - z_i) - U \frac{C_{0iж}}{C_{0iτ}} (t - \tau_i - t_{0i}) \right] \right\}; \\ \left[\tau_i + t_{0i} + \frac{z}{U} \leq t \leq \tau_i + t_{0i} + \frac{z}{U} \left(1 + \frac{C_{0iτ}}{C_{0iж}} \right) \right]; \\ C_{0iτ}, & \left[t \geq \tau_i + \tau_{0i} + \frac{z}{U} \left(1 + \frac{C_{0iτ}}{C_{0iж}} \right) \right], \end{cases}$$

где $t_{0i} + \tau_i = t_{0i} + \frac{C_{0iτ}}{C_{0iж}}$ — время,

необходимое для достижения концентрации $C_{0iτ}$ в точке $z = z_i$. Начиная с этого времени, образуется стационарный фронт i -ого элемента, который движется

по оси z со скоростью $V = \frac{U}{1 + C_{0iτ}/C_{0iж}}$.

В связи с этим формируется вертикальная зональность рудных тел.

Для случая диффузии рудного вещества по направлению оси x , перпендикулярной оси z , уравнением материального баланса i -ого элемента в полупространстве $x > 0$ является выражение

$$\frac{\partial C_{i\text{ж}}}{\partial t} + \frac{\partial C_{i\text{т}}}{\partial t} - D_i \frac{\partial^2 C_{i\text{ж}}}{\partial x^2} = 0,$$

где D_i — коэффициент диффузии i -ого элемента.

Решение уравнения может быть получено для $t \gg \frac{z}{V_{\text{фи}}}$, где $V_{\text{фи}}$ — скорость движения фронта растворенных веществ по направлению z при следующих начальных и граничных условиях:

$$t = 0; \quad x > 0; \quad C_{i\text{ж}} = 0; \quad C_{i\text{т}} = 0;$$

$$t > 0; \quad x = 0; \quad C_{i\text{ж}} = C_{0i\text{ж}},$$

Решение задачи при этих условиях для $C_{i\text{т}}(x, t)$ имеет вид:

$$\left\{ \begin{array}{l} kC_{0i\text{ж}} t e^{-x} \sqrt{\frac{k_i}{D_i}}; \\ C_{0i\text{т}} e^{-\sqrt{\frac{k_i}{D_i}} \left[\sqrt{1 + \frac{C_{0i\text{ж}}}{C_{0i\text{т}}}} x - \right.} \\ \left. - \frac{C_{0i\text{ж}}}{C_{0i\text{т}}} \sqrt{\frac{k_i}{D_i}} (t - \tau_{0i}) \right]}; \\ \left(\tau_{0i} < t < \tau_{0i} + \frac{z}{V_i} \right); \\ C_{0i\text{т}}, \left(t > \tau_{0i} + \frac{z}{V_i} \right), \end{array} \right.$$

где τ_{0i} — время, необходимое для достижения предельной концентрации $C_{0i\text{т}}$ i -ого минерала в сечении $x = 0$, равное

$$\tau_{0i} = \frac{C_{0i\text{т}}}{k_i C_{0i\text{ж}}}; \quad V_i — \text{ скорость перемещения фронта предельной концентрации этого минерала вдоль оси } x, \text{ равная}$$

$$V_i = \sqrt{\frac{k_i D_i}{\frac{C_{0i\text{т}}}{C_{0i\text{ж}}} \left(1 + \frac{C_{0i\text{т}}}{C_{0i\text{ж}}} \right)}}.$$

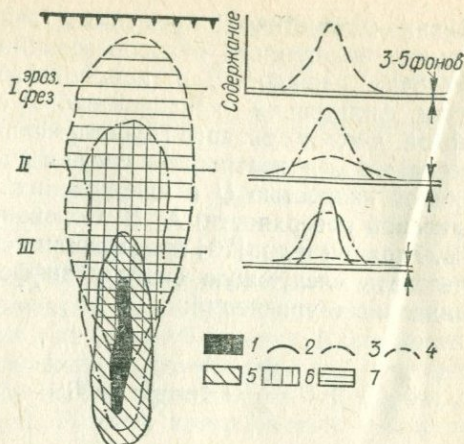


Рис. 23. Схема строения простейшего ореола первичного рассеяния магматического месторождения (по Н. И. Сафронову): 1 — рудное тело; 2 — граница ближайшей зоны ореола рассеяния по содержанию 3 — 5 фонов; 3 — то же для средней зоны; 4 — то же для дальней зоны; 5 — площадь ореола рассеяния элементов ближайшей зоны; 6 — то же для средней зоны; 7 — то же для дальней зоны.

Из рассмотрения приведенных решений уравнений материального баланса i -ого элемента в зоне рудообразования следует, что, начиная с момента времени $t_{0i} + \tau_i$ (для фильтрующихся по оси i -ого элемента) и τ_{0i} (для диффундирующих по оси x i -ого элемента), образуется стационарный фронт i -ого элемента, движущийся со скоростями V_i . В результате при любом фиксированном времени образуются рудные зоны с различным минералогическим составом (рис. 23).

Форма, пространственное положение и размеры эндогенных геохимических ореолов определяются структурно-литологическими и геохимическими факторами.

Учитывая значение в формировании эндогенных ореолов процессов инфильтрации, в значительной мере определяемых просачиванием, ведущую роль в рассеянии химических элементов следует отнести физико-механическим свойствам пород, в частности, эффективной пористости, обуславливающей, вместе с трещиноватостью пород, проницаемость растворов.

Большое значение в миграции элементов имеет также химический состав вмещающих пород. Боковые породы могут оказывать на растворы не только высаживающее действие, но и обогатить их. Очевидно, что в породах, химически инертных по отношению к растворам, миграция элементов будет происходить на большей площади.

Рудоносные постмагматические растворы и насыщающие их газы часто имеют кислую реакцию. При взаимодействии с боковыми породами в условиях более низкой температуры и давления растворы нейтрализуются и могут приобрести щелочные свойства. Проникая в поры и трещины вмещающих пород, они, благодаря выщелачиванию, способствуют их расширению. Вместе с тем, нейтрализуясь, эти растворы осаждают содержащиеся в них компоненты, закупоривая тем самым поры. Давление в растворе повышается. Преимущественную роль в миграции растворов начинают играть участки низкого давления (трещины, контакты). В соответствии с этим в составе жильных и рудных минералов могут находиться как выщелоченные, так и привнесенные растворами минеральные ассоциации.

Зависимость между размерами и составом ореолов, содержанием химических элементов в рудообразующих растворах и рудах является отражением закона действующих масс. Размеры ореолов в значительной мере зависят от размеров рудных тел, концентрации в них химических элементов, от общего количества гидротермальных растворов, участвующих в процессе рудообразования, проницаемости вмещающих пород, роли процессов инфильтрации и диффузии в ореолообразовании.

При формировании гидротермальных месторождений преимущественно происходит поступательное всходящее движение растворов к поверхности. Это подтверждается значительной вытянутостью ореолов по вертикали вокруг крутопадающих рудных тел, достигающих сотен

метров. Влияние давления на растворимость летучих соединений сказывается больше, чем температуры. С уменьшением давления растворимость летучих соединений в растворах уменьшается и они переходят в газовую фазу. В первую очередь отделяются углекислота, сероводород, бор, фтор и др. Они проникают в боковые породы и взаимодействуют с ними. В связи с этим при уменьшении глубины формирования постмагматических рудопроявлений возрастает относительная роль летучих соединений в рассеянии элементов. С увеличением же значения летучих в рассеянии элементов, при прочих равных условиях, возрастают размеры ореолов.

Важнейшим параметром первичного ореола является его зональность. Образование зональности имеет объективный характер и связано с проявлением различного рода факторов, действие которых в различных геологических ситуациях может быть различным. Среди них в качестве ведущих следует назвать проницаемость пород, их фильтрационные и диффузионные свойства, состав и концентрацию элементов в рудообразующем растворе, форму нахождения рудообразующих компонентов, состав и свойства вмещающей среды, свойства химических элементов и др.

Одной из важных причин зональности ореолов является фильтрационный эффект, в свою очередь зависящий от размеров гидратированных радиусов ионов, коэффициентов их диффузии, величин концентрации в растворах, физических свойств пород.

Скорость перемещения гидратированных ионов в растворах находится в обратной зависимости от их ионных потенциалов, вне зависимости от механизма движения ионов в водной и газообразной среде (естественно, при температурах ниже критических).

Элементы с малыми радиусами гидратированных ионов и ионными потенциалами должны распространяться во

внешнюю зону эндогенного ореола, с большими — локализоваться во внутренней зоне. Расположив ионы в ряд по их ионным потенциалам, Р. Маккей получил следующую последовательность элементов: олово, медь, цинк, свинец, ртуть — близкую практической колонке Эммонса, установленной им на основе фактических наблюдений как следствие отложения из растворов под влиянием понижения температуры.

Многостадийность процесса рудообразования отражает его сложный пульсационный (по С. С. Смирнову) характер, причем каждая из порций растворов несет черты кислотно-щелочной дифференциации. Это обуславливает сложный генезис ореолов, включающий дорудную, рудную и пострудную стадии. Нередко в связи с многостадийностью отмечаются разрывы в пространстве ореолов отдельных стадий, возможны возникновения геохимических аномалий, не сопровождающих руды. Вместе с тем зональность первичных ореолов имеет объективный и даже, как подчеркивают Л. Н. Овчинников и С. В. Григорян [67], универсальный характер. Так, на примере сульфидных месторождений они устанавливают следующий ряд вертикальной зональности: Ba — (Sb—As — Hg) — Ag — Cd — Pb — Zn — Au — Cu — Bi — Ni — Co — Mo — U — Sn — Be — W, что в значительной мере отвечает нарастанию их ионных потенциалов и радиусов гидратированных ионов.

Первичные ореолы нередко пространственно тесно связаны с зонами измененных вмещающих пород. Однако по времени и характеру образующих их процессов они, как правило, отличаются. Во-первых, образование зон измененных пород сопровождается существенным перераспределением, привносом и выносом породообразующих элементов, тогда как образование первичных ореолов связано только с привносом относительно небольшого количества рудообразующих элементов. Во-вторых, изме-

нение вмещающих пород может происходить на различных стадиях рудообразования, тогда как формирование ореола обычно сингенетично рудообразованию.

Интенсивность и характер изменений во многом предопределяют благоприятную обстановку для рудоотложения. При изменении пород, как правило, возрастает их пористость, а это, в свою очередь, способствует увеличению проницаемости для гидротермальных растворов, что способствует рудоотложению. Поэтому одной из важнейших особенностей дорудных стадий изменения вмещающих пород является их подготовка к рудообразованию. По характеру околорудных изменений можно судить не только о возможности оруденения, но нередко и о типе руд. Так, известно, что со скарнами связаны магнетитовые, шеелитовые, медные и полиметаллические руды; с грейзенами — олово, вольфрам, молибден; с березитами — золото; со вторичными кварцитами — алюминиевое сырье, медные, полиметаллические, золото-серебряные месторождения; с серпентинитами — хром, никель, кобальт, платина, медь и т. д.

Масштабы оруденения и нередко качество руд зависят от интенсивности проявления изменений пород. При этом размеры околорудных изменений могут быть большими, меньшими или соизмеримыми с размерами геохимических ореолов.

Пространственное положение и морфология зон измененных пород контролируются теми же структурными и литологическими факторами, которые определяют локализацию и морфологию рудных тел. Чаще всего гидротермально измененные породы как бы обволакивают рудное тело, образуя своеобразный «чехол» сложной формы. Причем в характере изменений нередко отмечается определенная зональность, обусловленная многократностью метаморфических процессов, изменением их интенсивности и физико-химической природы (преж-

де всего, изменением кислотности-щелочности метаморфизирующих растворов).

Наиболее распространенными и важными признаками эндогенного оруденения являются скарны, грейзены, серицитизированные, хлоритизированные, окварцованные и доломитизированные породы. Меньшее значение имеют баритизация, флюоритизация, турмалинизация, оталькование, лиственизация, серпентинизация, пропилитизация прежде всего в связи с их меньшей распространенностью. С изверженными породами кислого состава часто связаны грейзенизация, окварцевание, серицитизация, каолинизация; с гранодиоритами — скарнирование, ороговикование; с основными и ультраосновными изверженными породами — серпентинизация, оталькование, лиственизация.

В результате околорудных изменений пород наблюдается изменение их окраски. Так, при грейзенизации, серицитизации, каолинизации, окварцевании, баритизации и других явлениях, являющихся следствием проявления кислотного характера процессов, наблюдается осветление пород, тогда как при скарнировании, турмалинизации, хлоритизации, преимущественно связанных с проявлением щелочного метасоматоза, характерна темная окраска пород.

Таким образом, в результате весьма сложных взаимодействий гидротермальных растворов с вмещающей средой, а также при разделении вещества магматических тел создается сложный ореол рассеяния химических элементов, изменения минерального состава и физических свойств пород. Характерными особенностями эндогенных ореолов следует считать следующее:

1. Ореолы по размерам в несколько раз превышают размеры рудных тел, облегчая тем самым их поиски. Наибольшая протяженность ореолов наблюдается вверх над рудными телами при их крутом падении и по простиранию — при пологом падении. При прочих

равных условиях протяженность ореолов определяется концентрацией элементов и размерами рудных тел, миграционной способностью элементов, проницаемостью пород и их литолого-структурными особенностями.

2. Состав ореолов в общем соответствует составу рудных тел. Часто наблюдается зональность в распределении химических элементов в ореоле, особенно четко проявляющаяся по вертикали. Причиной зональности является, прежде всего, различная подвижность и летучесть химических элементов, а также проницаемость пород.

3. Постмагматические рудные тела и рудопроводящие трещины в большинстве случаев окружены ореолом гидротермально-измененных вмещающих пород. Изменение вмещающих пород происходит в результате перераспределения химических элементов при взаимодействии пород с постмагматическими растворами (как правило, дорудного этапа) и зависит от физико-химических особенностей взаимодействующих сред, физико-механических свойств пород, подвижности химических соединений и др. Характер и степень гидротермального изменения пород в ряде случаев служит дополнительным критерием при поисках эндогенного оруденения.

4. Околорудные изменения пород сопровождаются изменением их физических свойств (пористости, магнитной восприимчивости, общей радиоактивности, плотности и др.), что служит основанием для привлечения геофизических методов к их обнаружению.

5. Эндогенные ореолы могут создаваться как вокруг рудных тел, так и вокруг зон, проводящих постмагматические растворы (контакты, трещины), лишенных оруденения в связи с неблагоприятными условиями его образования.

В первом случае обнаружение эндогенного ореола носит непосредственный поисковый интерес, во втором — лишь

косвенный, поскольку в данном случае эндогенный ореол свидетельствует о местонахождении канала для движения постмагматических растворов. Последнее дает право рассчитывать на нахождения месторождений в иных, более благоприятных для рудоотложения геологических условиях.

Учитывая особенности формирования и размещения эндогенных ореолов, следует несколько расширить общепринятое понятие эндогенного геохимического ореола. Поэтому следует различать прямые и косвенные признаки эндогенного ореола. К прямым признакам относят рассеяние вокруг рудных тел рудообразующих элементов и их элементов-спутников, а также в ряде случаев определенные окологрудные изменения пород; к косвенным — все окологрудные изменения состава и физических свойств пород, связанные с взаимодействием постмагматических растворов с вмещающими породами. Сюда же относят структурно-литологические особенности пород, отрицательные геохимические аномалии. Косвенные признаки могут быть и не связанными непосредственно с рудными телами, однако их изучение может оказаться весьма полезным при выделении перспективных участков или зон.

Действительно, непосредственное обнаружение ореолов рассеяния химических элементов вокруг рудных тел в ряде случаев может оказаться затруднительным (преимущественно диффузионная природа геохимических ореолов, их размещение в слабопроницаемых или химически активных породах, мощная толща перекрывающих рыхлых отложений и т. д.). В этом случае применение прямых геохимических методов поисков ореолов рассеяния может оказаться малоэффективным. В то же время изучение косвенных признаков постмагматического оруденения может значительно расширить или уточнить площади поисковых работ и, при последующей оценке

их связи с рудными телами, оказаться весьма эффективным способом поисков с применением различных, в том числе геофизических методов.

В связи с этим под *первичными (эндогенными) ореолами* следует понимать участок или зону с аномальным (по отношению к неизменным породам) изменением содержания или состава химических элементов, минералов и физических свойств, обязанных гидротермальным процессам, контактному метасоматозу, а также особенностям процесса магматической кристаллизации. Их перспективность в значительной степени предопределяется размещением в благоприятной или неблагоприятной геолого-структурной позиции для локализации оруденения. Такое понимание первичных ореолов значительно расширяет возможность применения различных методов для их поисков, поскольку включает как собственно эндогенные геохимические ореолы в их общепринятом понимании, так и зоны окологрудного изменения минерального состава и физических свойств пород, генетически связанные с постмагматическими проявлениями.

На этом основании к поискам первичных ореолов необходимо привлекать не только геохимические, но и минералогопетрографические, геофизические методы, структурно-литологический анализ, изучение физических свойств пород.

ПАРАМЕТРЫ ПЕРВИЧНЫХ ОРЕОЛОВ И ИХ ОЦЕНКА

Первичный ореол является в общем случае некоторой аномалией в поле рассеяния химических элементов, которую можно представить себе в виде некоторого статистического ряда, вариантом которого является концентрация элементов, а частотой — число точек, в которых она обнаруживается. Вместе с тем любое геохимическое поле может быть представлено в виде геомет-

рической модели, характеризующейся соответствующими размерами.

В связи с этим первичные геохимические ореолы могут быть охарактеризованы определенными числовыми параметрами, оценка и анализ которых способствуют правильной геологической интерпретации данных литогеохимических исследований. Среди таких параметров (ореольных показателей) можно назвать уровень минимально-аномальных значений, геометрические показатели, показатели относительной концентрации, параметры изменчивости концентраций, градиент концентрации, проницаемость, зональность ореола, энергии ореолообразования, величина мигрирующей способности, индикаторные отношения.

Уровень минимально-аномальных значений (C_a) представляет собой такое содержание признака, вероятность появления которого среди фоновых значений принимается обычно менее 5% (для данного вида анализа). За фоновое принимается среднее (для однородных совокупностей) или модальное (для неоднородных сложных совокупностей) распределение химических элементов в характерных неизменных породах в пределах значительных площадей данного района. Оно соответствует уровню наиболее часто встречающихся концентраций элементов для данных типов пород, отражая особенности их формирования и характерные (преимущественно первичные) формы нахождения этих элементов.

В связи с флуктуациями за счет структурно-текстурных неоднородностей пород и ошибок анализа фоновые значения могут изменяться в определенных пределах, ограничивающих аномальные содержания. В связи с этим уровень минимально-аномальных значений химических элементов в породах достаточно условный.

Установление минимально-аномальных значений предусматривает ста-

тистический анализ достаточно полной информации о распределении исследуемых признаков, с учетом их закона распределения. За нижний уровень аномальных концентраций для одиночных (изолированных) точек принимают значения: $C_a = C_\phi + 3\sigma$ — при нормальном законе распределения признаков (где C_ϕ — фоновое значение признака; σ — среднее квадратическое отклонение признака от среднего) или $C_a = C_\phi \varepsilon^3$ ($\varepsilon = 10^{\text{стlg}}$) — при логнормальном распределении. В этом случае достоверность установления аномальных значений составляет 99,86%. Однако подобный уровень выделения аномальных значений весьма жесткий и в основном предусматривает выявление заведомо аномальных точек наблюдений. Вероятность их нахождения в исследуемых выборках не более 0,14%.

В связи с этим стремятся насколько возможно понизить уровень выделяемых минимально-аномальных значений. Это в определенной мере оправдано тем, что, как следует из определения, одной из особенностей перспективных первичных ореолов (как и вообще перспективных геохимических аномалий), является их приуроченность к благоприятным геологическим структурам. В связи с этим, в отличие от «ложных» аномалий, обязанных случайным колебаниям фона или ошибкам анализа, аномальные концентрации перспективных первичных ореолов будут коррелироваться по ряду точек на исследуемой территории в пределах соответствующих зон или структур. Поэтому, если повышенное содержание химического элемента прослеживается по m коррелирующимся точкам, целесообразно снижать нижний уровень C_a для средних значений, вычисленных по m точкам, согласно А. П. Соловову: а) для нормального закона распределения

$$C_a = C_\phi + \frac{3\sigma}{\sqrt{m}};$$

б) для логнормального распределения

$$C_a = C_\phi \varepsilon^{\frac{3}{\sqrt{m}}}$$

В связи с этим при двух коррелирующихся точках за аномальные значения следует принимать $C_a \geq C_\phi + 2\sigma$ ($\geq C_\phi \varepsilon^2$); при $m = 4$: $C_a = C_\phi + 1,5\sigma$ ($\geq C_\phi \varepsilon^{1,5}$); при $m = 9$: $C_a = C_\phi + \sigma$ ($\geq C_\phi \varepsilon$).

С выделением минимально-аномальных концентраций химических элементов в первичном ореоле тесно связаны его геометрические показатели — длина, ширина, или (в случае разрезов первичных ореолов) протяженность и мощность ореолов, поскольку в основу их выделения положено определение границ ореола. К геометрическим показателям относится также азимут простираения или угол падения ореолов, коэффициенты сжатия и сплошности ореолов.

Среди последних — первый представляет собой отношение ширины к длине ореола, а второй — отношение аномальных площадей к общей площади, занятой ореолами в пределах конкретной зоны или участка.

Естественно, геометрические показатели ореолов зависят от ряда геологических, генетических, геохимических и иных факторов и могут существенно меняться для различных химических элементов и геологических условий. Поэтому их использование требует сопоставимых ситуаций и условий использования.

Количественная характеристика ореола может быть получена путем оценки кларков и геофонов концентрации, коэффициентов концентрации, накопления химических элементов, числовых геохимических характеристик, содержания элемента в сечении рудного тела, продуктивности ореола.

Кларк концентрации был введен А. Е. Ферсманом как отношение содержания элемента в объекте исследований (рудном теле) к его кларковому содержанию. Применительно к ореолам рас-

сеяния часто используется коэффициент аномальности K_a как отношение содержания данного химического элемента в пределах ореола рассеяния к его фоновому содержанию $K_a = C_a/C_\phi$. В связи с этим содержание элементов выражается в геохимических фонах (гф). Достоинством этого параметра является учет региональных особенностей распределения химических элементов, а также (при использовании единой аналитической базы) ошибок анализа. Дополнительной характеристикой концентрации элемента в ореоле является коэффициент концентрации — отношение содержания элемента в породах или рудах к нижеаномальному значению: $K_k = C_x/C_a$. Общим недостатком приведенных оценок относительной концентрации химических элементов является недостаточная информация относительно фактического привноса (или выноса) химических элементов в процессе рудо- и ореолообразования. Этого недостатка лишены предложенные А. П. Соловьевым параметры: суммарное содержание металла M и продуктивность ореола P .

Суммарное содержание металла (M) в данном сечении ореола (линейная продуктивность) определяется как сумма произведений шагов пробоотбора l_1, l_2, \dots, l_n на аномальные концентрации металла по данному профилю за вычетом величины «местного» фона:

$$M = l_1(C_1 - C_\phi) + l_2(C_2 - C_\phi) + \dots + l_n(C_n - C_\phi)$$

или при равноинтервальном опробовании:

$$M = \Delta x \left(\sum_{i=1}^n C_i - nC_\phi \right),$$

где Δx — шаг опробования; n — число точек опробования; C_ϕ — величина фоновой концентрации элемента. Размерность M — метропроцент ($M\%$). Если содержание элементов выражать в единицах геохимического фона (коэффициентах аномальности), то размерность

рассматриваемого параметра будет — метргефон (*мгф*).

Площадная продуктивность (P) ореола представляет собой сумму линейных продуктивностей, умноженных на расстояние между профилями L_i :

$$P = M_1 L_1 + M_2 L_2 + \dots + M_n L_n$$

или при равных L и шаге опробования Δx :

$$P = L \Delta x \left(\sum_{i=1}^n C_i - n C_\phi \right).$$

Размерность площадной продуктивности — $M^2\%$ или $м^2гф$. Иногда продуктивность выражают в тоннах металла для слоя в 1 м (q). Это достигается умножением величины P на 1 м и на объемный вес проб δ , который принимают для простоты равным $2,5 г/см^3$. Деля указанное произведение на 100, можно перейти от процентов к тоннам металла: $q = P/40 м/м$.

Значения продуктивности, при прочих равных условиях, позволяют получить общую оценку привноса рудо- и ореолообразующих элементов и могут использоваться для оценки перспективности аномальной зоны или ореола.

Энергия рудообразования, равная, как указывалось, значению $\sum_{i=1}^n K_i \ln K_i$, где $K_i = C_{xi}/C_\phi$, также позволяет получить общее представление о распределении большого числа химических элементов в ореоле. К подобным интегральным оценкам концентраций большого числа химических элементов относятся также коэффициент накопления и числовые геохимические характеристики.

Коэффициент накопления химических элементов, предложенный Д. М. Шоу, представляет собой сумму кларков концентраций химических элементов. Он может вычисляться как для каждой пробы, так и для выборки в целом. *Числовые геохимические характеристики* (Н. Н. Амшинский) являются оценкой суммы средних содержаний химических

элементов в исследуемых выборках. Для усиления геохимической информативности указанные оценки можно вычислять для парагенетически связанных групп химических элементов (группы железа, редких элементов и т. д.).

Близким по смыслу к приведенным параметрам является способ оценки *мультипликативных аномалий*, предложенный С. В. Григоряном. Согласно этому способу, производится перемножение содержания различных элементов в каждой пробе, что в значительной мере способствует усилению контрастности геохимических аномалий.

К параметрам, преимущественно оценивающим качественные особенности распределения химических элементов в ореоле, относятся вариационный размах, коэффициент вариации, коэффициент контрастности, градиент концентрации химических элементов. Эти параметры характеризуют степень равномерности распределения химических элементов в ореоле.

Вариационный размах, как и *коэффициент контрастности*, характеризуют пределы изменения концентрации элемента в ореоле и используются как для оценки контрастности ореола, так и для выбора индикаторных элементов при поисковых работах. Вариационный размах оценивается по формуле

$$V' = C_{\max} - C_{\min}.$$

Коэффициент контрастности (по А. П. Соловову):

$$\eta = \frac{C_{\max} - C_{\min}}{C_\phi + 3\sigma},$$

где C_{\max} , C_{\min} , C_ϕ — максимальная, минимальная и фоновая концентрации элемента; σ — среднее квадратическое отклонение.

При сравнении признаков неодинаковой размерности удобнее пользоваться *коэффициентом вариации* $V = \sigma/\bar{x} \times 100\%$, где \bar{x} — среднее содержание химического элемента.

Н. Н. Сочеванов в качестве критерия неравномерности распределения элемента в ореоле предложил использовать величину *градиента содержания*, которая определяется разностью содержания элемента между каждыми двумя соседними пробами по данному пересечению ореола. Среднее арифметическое значение этой величины в пределах профиля или ряда профилей, отнесенное к среднему расстоянию между пробами (в *м*), соответствует *среднему градиенту* изменения содержания на единицу расстояния, оно обозначается $\Delta C_x / \Delta l$ и имеет размерность %/*м*.

Для сопоставления значений градиентов разных элементов в ореоле обычно используются отношения средних градиентов изменения содержаний элементов к геохимическому фону этих элементов. Это позволяет значительно (в несколько раз) повысить контрастность сравниваемых признаков по сравнению с коэффициентом вариации.

Анализируя распределение химических элементов в первичном ореоле, Е. М. Квятковский и Т. Н. Нюппенен приходят к выводу, что в наблюдаемой экспоненциальной зависимости распределения элемента в ореоле при изменении расстояния до рудного тела

$$C_x = C_\phi + C_p e^{-\lambda x}$$

коэффициент λ характеризует градиент содержаний элементов. При прочих равных условиях он определяет ширину (протяженность) ореола

$$x = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{C_p}{C_a}$$

и его продуктивность

$$M = \frac{1}{\lambda} C_p,$$

где C_a — минимально-аномальное содержание элемента; C_ϕ — фоновое содержание; C_p — содержание элемента в рудном теле; $\frac{1}{\lambda}$ — параметр, характеризую-

щий миграционную способность элемента.

Полная же ширина и продуктивность ореола в любом сечении должна включать и само рудное тело:

$$x_h = h_p + \frac{2}{\lambda} \frac{C_p}{C_a};$$

$$M_h = C_p \left(h_p + \frac{2}{\lambda} \right),$$

где h_p — мощность рудного тела.

Важное значение для качественной металлогенической оценки имеет изучение *геохимического спектра* рудопроявлений. Под геохимическим спектром понимается характеристика вещественного состава руд, выраженная в единицах концентрации элементов и упорядоченная в соответствии с убыванием их кларков. Элементы, образующие концентрации 100 и более кларков, называются ведущими, от 10 до 100 кларков — характерными и менее 10 кларков (особенно, если они встречаются в ограниченном числе рудных тел) — нетипичными. По распространенности среди элементов геохимического спектра выделяются: а) «сквозные» — широко распространенные среди рудопроявлений ряда рудных формаций (к таким элементам, например, относятся серебро, медь, мышьяк, свинец, цинк для месторождений гидротермального генезиса); б) элементы ограниченного распространения, проявляющиеся только в месторождениях некоторых формаций (например, молибден, золото, вольфрам, висмут, сурьма); в) элементы локального распространения, отмечаемые в отдельных рудных телах или отдельных рудных формациях.

Содержания рудных элементов при характеристике спектров аномалий рекомендуется изображать в определенной последовательности, например, в виде вертикальных гистограмм, отражающих частоту встречаемости тех или иных элементов, выраженных в геофонах или кларках концентраций. Однако

такой способ изображения геохимических спектров нередко малоинформативен, т. к. различия в гистограммах не учитывают вариации параметров распределения элементов.

А. П. Солововым и А. В. Гараниным предложен способ графического изображения геохимических спектров аномалий (ореолов, рудопроявлений и др.) с помощью графической характеристики химического состава аномалий, упорядоченной с целью сравнения ряда объектов [71]. При этом предусматривается получение данных о степени отличия сравниваемых аномалий по т. н. геохимическому показателю, под которым понимается отношение произведений средних содержаний избыточных и недостаточных элементов. Сущность метода заключается в вычислении средних геометрических содержаний всех определяемых химических элементов в одной из сравниваемых выборок (А); для этого их располагают в порядке убывания концентраций. При этом получим монотонно убывающую кривую (по оси ординат располагаются средние содержания в логарифмическом масштабе, по оси абсцисс — химические элементы). После этого строится, при том же порядке размещения элементов, кривая изменения средних содержаний по второй из сравниваемых выборок (Б). Совмещение построенных графиков по основным рудообразующим элементам позволяет выявить группу индикаторных элементов, отличающихся уровнем содержания в сравниваемых выборках. Отношение произведений избыточных элементов (I) к недостаточным (II) определяет геохимический показатель отличия аномалий

$$v = \frac{\prod_{i=1}^{nI} C_i^{(I)}}{\prod_{j=1}^{nII} C_j^{(II)}}.$$

Одной из наиболее важных особенностей первичного ореола рассеяния явля-

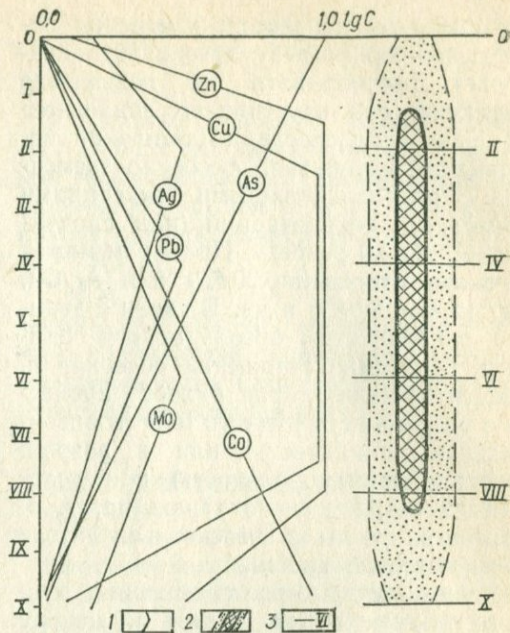


Рис. 24. Модель эндогенного оруденения (вертикальный разрез, по А. П. Соловову и др.):

1 — графики содержаний рудных элементов; 2 — рудное тело и его первичный ореол; 3 — уровни (горизонты) рудной зоны (0 — X).

ется его *зональность* в распределении химических элементов. Примером проявления зональности распределения элементов в первичном ореоле может служить рассмотренная А. П. Солововым модель обобщенного рудного тела для медноколчеданных месторождений Южного Урала и Мугуджар (рис. 24). Из рассматриваемых 11 горизонтов два верхних принадлежат надрудному первичному ореолу, следующие 7 — рудному телу и два нижних — подрудному ореолу.

Как следует из приведенных данных, оценка зональности распределения химических элементов по абсолютной величине их содержаний не эффективна. Так, близкими содержаниями меди и цинка характеризуются I и IX горизонты, серебра — 0 и VI, свинца — I и IX, II и VII, III и V и т. д. В то же время по ряду элементов можно отметить

определенные тенденции изменения содержания по разрезу ореола. Это позволяет рассчитывать на повышение эффективности изучения его зональности при использовании отношений содержания элементов, особенно элементов с противоположными тенденциями изменения концентраций (или продуктивностей) по разрезу. Примером может служить отношение As/Cu или Ag/Cu , Ag/Mo или Pb/Co и др. В связи с этим, под зональностью ореола можно понимать изменение отношений содержания элементов-индикаторов рудного процесса с удалением от рудного тела (горизонтальная зональность) или в разрезе (вертикальная зональность) при условии их безразмерного характера, т. е. равенства суммы их степеней в числителе и знаменателе дроби.

Если максимальные содержания рудного элемента приурочены к центру (границе) рудного тела, то зональность выражают формулой

$$(C_i/C_0)_x = (C_p^i/C_p^0) e^{-(\lambda_i - \lambda_0) x},$$

где $(C_i/C_0)_x$ — отношение содержания любого (i -ого) элемента к содержанию основного рудного элемента в ореоле на расстоянии x от центра (границы) рудного тела; C_p^i/C_p^0 — это же отношение в центре (на границе) рудного тела.

При изучении зональности ореола индикаторное значение различных отношений элементов будет неодинаково. Так, в рассматриваемой модели рудного тела численные значения, например Zn/Pb , повторяются на I, III, V и IX горизонтах, Zn/Cu — на 0, II, VIII горизонтах и т. д. Очевидно, что наиболее приемлемыми для изучения зональности могут считаться такие отношения, которые монотонно изменяются с глубиной (или при изменении расстояния от рудного тела). Такими отношениями в примере являются As/Ag , As/Pb , As/Mo , Mo/Co , As/Co (рекомендуется в числителе помещать элемент, содержание кото-

рого возрастает к верхним горизонтам и при приближении к рудному телу). Монотонность изменения отношений содержания химических элементов является отражением их функциональной зависимости от расстояний до рудного тела или в разрезе ореола. В связи с этим максимальной информативностью в отношении зональности будет характеризоваться отношение v_i с максимальной разрешающей силой. Под последней понимаются отношения v_{max}/v_{min} , или величина отношений элементов в крайних точках разреза ореола.

Принимая во внимание многокомпонентный состав руд и первичных ореолов, более полная и контрастная характеристика зональности может быть получена, если использовать группы хими-

ческих элементов $\left(v_i = \frac{\sum_{i=1}^n C_i}{\sum_{j=1}^n C_j} \right)$. Наи-

более же правильно, как считает А. П. Соловов, для выявления зональности использовать значения привноса (выноса) каждого элемента в процессе рудо- и ореолообразования, т. е. использовать для характеристики зональности ореола значения линейных продуктивностей в соответствующих сечениях ореола $\left(v_i = \frac{M_i}{M_j} \right)$ или их произведений $\left(v_i = \frac{P^i M_i}{P^j M_j} \right)$. При этом в группы i и j желательно включать элементы с противоположными тенденциями изменения содержания. Большой точностью при этом обладает показатель зональности, представляющий собой отношение продуктивности (линейной или площадной) ореола данного элемента к сумме продуктивностей ореолов всех элементов-индикаторов данного типа оруденения. Средние содержания в этом случае нормируются по среднефоновым значениям. В этом случае, благодаря суммиро-

ванию продуктивностей большого числа элементов-индикаторов, снижается роль ошибок определений, а постоянное значение знаменателя позволяет четче дифференцировать элементы по их индикаторным свойствам зональности ореола.

В общем случае использование ряда зональности, в частности элементов надрудных и подрудных горизонтов при оценке уровня эрозионного среза, а также при поисках слепого оруденения и для отличия надрудных (перспективных) ореолов от подрудных, наиболее эффективно при использовании мультипликативных и аддитивных показателей. Здесь под *мультипликативным* показателем понимается отношение произведений нормированных по отношению к фону содержаний в каждой пробе элементов надрудных и подрудных горизонтов или содержаний элементов — основных компонентов ряда — к элементам-примесям. *Аддитивный* показатель образуют нормированные по фону суммы содержаний этих же элементов.

Изучение параметров привноса и зональности первичных ореолов в ряде случаев позволяет произвести оценку перспективности геохимических аномалий. Так, на основании изучения параметров гидротермальных урановых рудопоявлений и их первичных ореолов рассеяния даются следующие ориентировочные показатели перспективности аномалий [64]:

1. Надрудные, не вскрытые эрозией, части рудных тел характеризуются продуктивностью урановых ореолов от 50 до 2000 *мгф* при высокой продуктивности свинцовых ореолов (400—5000 *мгф*) и большой величине отношения этих продуктивностей $v = \frac{M_{Pb}}{M_U}$ (от 0,3 до 10 и более).

2. Вскрытые эрозией рудные тела характеризуются высокими продуктивностями урана (200—10 000 *мгф*) при средних и высоких продуктивностях ореолов

свинца (100—2500 *мгф*) и $v = \frac{M_{Pb}}{M_U} = 0,06—3,2$.

3. Нижние горизонты (корни) урановых рудных тел характеризуются высокой продуктивностью урановых ореолов (500—8000 *мгф*) при низких продуктивностях ореолов свинца (0—200 *мгф*) и

$v = \frac{M_{Pb}}{M_U} = 0,1$. Еще более низкие значения v (при близких величинах ореольных показателей) характерны для инфильтрационных и приповерхностных испарительных ореолов урана.

МЕТОДИКА ПОИСКОВ ПЕРВИЧНЫХ ОРЕОЛОВ

Наиболее важными свойствами первичных ореолов являются: а) значительная протяженность по вертикали (десятики или сотни метров); б) значительное превышение размеров ореолов по сравнению с рудными телами; в) зональность ореолов. Эти свойства первичных ореолов обуславливают целесообразность применения литогеохимического метода для поисков рудных тел не только при их выходе на уровень дневной поверхности, но и при их достаточно глубоком залегании (слепые рудные тела).

Согласно Грейтону, вертикальный диапазон оруденения для высокотемпературных месторождений составляет 10—12 *км*, а для низко- и среднетемпературных 2—3 *км*. Если даже принять, что средняя протяженность рудных интервалов на глубину составляет половину этой величины (учитывая эрозионный срез), то и в этом случае существуют огромные резервы запасов руд, сосредоточенных в «слепых» телах.

Литогеохимический метод поисков первичных ореолов заключается в изучении распределения химических элементов в породах путем их систематического опробования и отыскания аномалий в этом распределении. Исходя из отыскания

первичного геохимического ореола, к их поискам можно (и нужно) привлекать самую разнообразную информацию: геохимическую, минералого-петрографическую, структурно-тектоническую, литолого-фациальную, геофизическую.

Поисковое значение отдельных признаков эндогенных ореолов в различных условиях будет различным и должно оцениваться с учетом их связи с оруденением, с конкретными условиями геологического строения района, в соответствии с эффективностью применяемых методов исследований. Так, в условиях хорошей обнаженности коренных пород поиски следует осуществлять путем изучения геохимических ореолов рассеяния химических элементов в коренных породах при их непосредственном опробовании и последующем анализе. При этом в качестве основного поискового признака принимается распределение рудообразующих элементов, а в качестве косвенных — околорудные изменения состава и физических свойств пород, литолого-структурные признаки.

При поисках эндогенных ореолов в условиях закрытых территорий с маломощным чехлом рыхлых отложений, представленных корой выветривания коренных пород или аллювиально-делювиальными отложениями, в качестве основного поискового признака следует использовать распределение рудообразующих элементов в рыхлых образованиях, т. е. основным методом поисков в этом случае будет металлометрическая съемка. Подчиненное значение будут иметь структурно-литологический анализ, данные геофизики, распределение элементов и физических свойств в коренных породах.

Если же эндогенные ореолы недоступны для обнаружения литохимическими методами, основными поисковыми методами могут быть (в зависимости от конкретных условий) геофизические методы, гидрогеохимическая и биогеохимическая съемки, структурно-литологи-

ческий анализ. Методы же поисков, основанные на использовании прямых признаков оруденения, в этом случае становятся вспомогательными, оценочными.

Поисковая ценность косвенных признаков может быть в общем случае оценена путем изучения их корреляционной связи с прямыми признаками оруденения. Например, магнитной восприимчивости, данных магниторазведки с распределением железа или магнетита — при поисках скарново-магнетитовых месторождений; данных электроразведки (методами естественного поля, ВП, изолиний), поляризуемости и пористости пород с распределением сульфидных минералов или рудообразующих элементов полиметаллической группы — при поисках сульфидных руд и т. д.

В любом случае наибольшую ценность при поисках эндогенных ореолов имеют прямые поисковые признаки оруденения. При их отсутствии необходимо стремиться к получению наиболее всесторонней информации о косвенных признаках, учитывая, что только комплексное изучение позволяет с необходимой достоверностью вынести правильное решение о перспективности изучаемой территории.

В связи с этим среди поисковых методов обнаружения первичных ореолов можно выделить: 1) группу методов, использующих в качестве ведущего поискового признака преимущественно прямые индикаторы оруденения, и 2) группу методов, исследующих главным образом косвенные признаки оруденения. На современном этапе развития поисковых работ первая группа методов может применяться, естественно, в условиях достаточной обнаженности коренных пород или неглубокого их залегания, а при большой глубине залегания — при достаточно густой сети разведочных и поисковых скважин; вторая — или в условиях развития мощного чехла рыхлых образований, или при неблагоприятных

условиях формирования геохимических ореолов.

В первую группу методов следует отнести в качестве ведущих методы геохимических поисков. Вспомогательную роль при этом будут играть изучение физических свойств пород, исследование околорудных изменений, литолого-структурный анализ, геофизические методы; во вторую — геофизические методы исследований, литолого-структурный анализ, газовую, гидрогеохимическую съемку, в ряде случаев — глубинную металлотрическую съемку. Их роль в различных условиях различна. Так, при установленной приуроченности эндогенных ореолов к зонам контактов пород, отличных по магнитной восприимчивости или плотности, ведущим методом поисков может оказаться магниторазведка или гравиразведка; при приуроченности оруденения к минерализованным зонам тектонических нарушений — электроразведка; при размещении оруденения в зонах активного окисления и гипергенного выщелачивания — гидрогеохимическая съемка, электроразведка, глубинная металлотрическая съемка и т. д.

Литогеохимические методы поисков первичных ореолов, в зависимости от детальности и условий применения, делятся на три типа: поисковые, детальные и разведочно-эксплуатационные. Целью поисковых литогеохимических исследований является выделение в пределах рассматриваемой территории, общая перспективность которой установлена предшествующими исследованиями, участков и зон повышенной перспективности, геохимических аномалий и первичных ореолов. Детальные литогеохимические исследования проводятся в пределах перспективных участков и геохимических аномалий в масштабе 1 : 10 000 и крупнее с целью оконтуривания ореолов и их оценки. Разведочно-эксплуатационные исследования по первичным ореолам проводятся в процессе

разведки и эксплуатации месторождений с целью поисков скрытых рудных тел на флангах и глубоких горизонтах месторождений.

Поисковые литогеохимические исследования проводятся в масштабе 1 : 50 000—1 : 25 000, как правило, в пределах хорошо обнаженных территорий путем опробования коренных пород с поверхности или из горных выработок и буровыми скважинами мелкого типа. Поисковые работы на закрытых площадях проводят преимущественно в тех случаях, когда другие геохимические методы по каким-либо причинам малоэффективны (разубоживание ореолов в рыхлых образованиях, отсутствие коры выветривания, наличие в разрезе большой мощности дальнепереносных отложений и др.). В этом случае опробование коренных пород проводят с помощью скважин.

Важное значение при планировании и проведении литогеохимических исследований имеет правильный выбор сети опробования. Этим, в частности, в значительной мере определяется возможность решения поставленных задач. Это следует из данных, приведенных в главе 3, где показана зависимость характера распределения химических элементов от сети (шага, площади) опробования. Из приведенных зависимостей следует, что при определенных расстояниях между пунктами опробования может наблюдаться или независимость распределения химических элементов от шага опробования, или, наоборот, эта зависимость проявляется в явной форме. В первом случае анализ распределения химических элементов должен производиться вероятностно-статистическими методами, во втором — главным образом на основе функционального анализа. Статистические методы во втором случае могут использоваться только при отборе проб по жестко закрепленной сети. Как показали исследования, подобные требования распространяются на довольно широкий

диапазон масштабов опробования (для гранитов и габбро, например, от 1 : 10 000 до 1 : 200 000), включая и рассматриваемую нами сеть поисковых литогеохимических исследований.

Следовательно, при проведении поисковых литогеохимических исследований в масштабе 1 : 50 000—1 : 25 000 правомерной может считаться как методика исследования тенденций распределения химических элементов (изучение трендов поверхностей), так и методика, основанная на выявлении геохимических аномалий с использованием статистического анализа данных. Поскольку в обоих случаях расстояние между точками отбора проб всегда меньше, чем расстояние между профилями, то масштаб исследований определяется расстоянием между последними, а именно — при масштабе 1 : 50 000 — 500 м, а при 1 : 25 000 — 250 м.

В первом методе расстояние между точками должно обеспечить необходимую точность оценок средних содержаний в окне осреднений и должно составлять 6—10 точек на 1 см² в масштабе отчетной карты, т. е. составлять 50 м при поисках в масштабе 1 : 50 000 и 20 м при масштабе работ 1 : 25 000. Поскольку в рассматриваемом методе поиска на сеть опробования не накладывается жестких ограничений, допускается отступление от указанной сети отбора проб до 30% при работе в районах с неравномерной обнаженностью коренных пород.

Что же касается второго метода, основанного на изучении аномалий в распределении элементов, выявляемых статистическими методами, то в этом случае рядовая сеть отбора проб по профилям должна быть стабильной. Ее размеры должны в общем случае обеспечивать выявление первичных ореолов минимально промышленно интересных рудных тел не менее, чем в двух точках на профиле. Из практического опыта этому требованию отвечает (при поисках

гидротермальных рудопроявлений молибдена, свинца, цинка, меди, урана и других элементов) шаг в 50—100 м.

Сгущение отбора проб, независимо от метода исследований, производится в местах видимой рудной минерализации, гидротермальных изменений пород, на контактах, в тектонических зонах, участках дробления пород.

Для опробования инструментально разбиваются магистральные профили. Места пересечения их с рядовыми профилями закрепляются на местности столбами и привязываются. Рядовые профили прокладываются вешением вкрест господствующих геологических и рудоконтролирующих структур. Расстояния между точками отбора проб промеряются с помощью мерной ленты или размеченного шнура. Каждая 5—10 точка на профиле отмечается на местности туром, пикетом, затесом.

Отбор проб следует производить методом пунктирной борозды путем точечной отбойки 5—10 штучных проб весом 20—50 г, примерно через равные расстояния (от 0,5 до 5 м — в зависимости от структурно-текстурных особенностей пород) друг от друга. Отобранные штучные образцы объединяются в одну пробу весом 200—300 г. Если из отбираемой пробы предполагается выделение мономинеральных фракций, ее вес увеличивается до 3—5 кг. В пределах опробываемого интервала в пробу должен поступать представительный и сопоставимый материал, характеризующий данный тип пород или их фациальную разновидность. Материал тектонических трещин, встречающийся по профилю или вблизи от него, опробуется отдельно. Пробы отбираются в заранее пронумерованные мешочки. В мешочек вкладывается и этикетка, где указывается название партии, район работ, дата отбора, номер профиля, номер точки, название породы.

Опробование керна буровых скважин производится также методом пунктир-

ной борозды. При этом интервалы опробования рекомендуется совмещать с маркированными границами отдельных рейсов бурового инструмента или сменных уходов.

Во избежание пропусков отдельных (часто наиболее интересных в поисковом отношении) интервалов разреза следует собирать и опробовать шлам. С этой целью обычно используют шламоуловители.

Отбор геохимических проб иногда сопровождается радиометрическими исследованиями, позволяющими в ряде случаев получать дополнительную информацию о тектонических особенностях, смене фаций, метасоматических и гидротермальных изменениях пород.

При опробовании ведется полевая документация, в процессе которой фиксируются номера профиля, точки, мешка, пробы; указывается глубина отбора проб, дается характеристика отобранного материала, описание места взятия пробы. При документации выделяются все встречающиеся зоны дробления и трещиноватости с указанием их минерального выполнения, участки гидротермального изменения пород. Производятся замеры трещиноватости и зон дробления. Делаются необходимые зарисовки и ведется абрис.

Качество опробования контролируется повторным отбором проб в объеме 3%, который производит начальник отряда, геолог или другое лицо, не принимавшее участия в первичном отборе. Контрольному опробованию подвергаются породы как из аномальных зон, так и из участков нормального фона. В первую очередь контрольный отбор производится в тех местах, где по геологическим соображениям полученные геохимические аномалии маловероятны, а также там, где установлены геологические и минералого-петрографические признаки оруденения. По данным первичного и повторного опробований подсчитывается погрешность работ.

Качество съемки оценивается величиной средней относительной ошибки съемки. За величину оценки относительной ошибки γ двух независимых определений (x_1 и x_2) какого-либо элемента в одной и той же точке опробования принимается их отклонение от среднего арифметического, выраженное в процентах:

$$\gamma = \frac{x_2 - x_1}{x_2 + x_1} \cdot 100\%.$$

Средней относительной ошибкой, оценивающей погрешность съемки, принимается среднее арифметическое значение из большего числа (не менее 100) отдельных относительных ошибок (по данным анализа проб первичного и контрольного отбора). Допустимая величина средней относительной ошибки съемки не должна превышать 50%.

По этим же данным можно вычислить и среднюю квадратическую ошибку определения:

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

где Δ_i — абсолютное отклонение измерений от среднего значения, установленного для области с фоновым содержанием элемента. В качестве предельной ошибки измерения принимают величину $\pm 3S$. Все значения, выходящие за пределы $C_{\phi} \pm 3S$ (где C_{ϕ} — фоновые значения), как указывалось, считаются аномальными.

Проведению площадных поисковых литогеохимических исследований нередко предшествуют опытные работы. Целью этих работ является: а) выяснение характера зависимости распределения химических элементов от шага опробования; б) определение элементов-индикаторов рудного процесса и масштабов их миграции; в) установление оптимальной величины пунктирной борозды опробования. Для решения указанных вопросов обычно выбирается один из участков исследуемой или смежной территории, на площади которого развиты характерные

геологические образования и рудопроявления района.

Обработка литогеохимических проб включает: а) измельчение пробы щековыми дробилками до 0,5 мм; б) измельчение в валковой дробилке до 0,1 мм; в) перемешивание по способу кольца и сокращение пробы до 20—50 г; г) механическое истирание пробы до 160—200 меш (состояние пудры). Растертую часть пробы вместе с этикеткой упаковывают в бумажный пакет и отправляют в лабораторию на анализ. Дробильные агрегаты и истиратели после обработки каждой пробы тщательно очищают (продувкой сжатым воздухом, чистой щетками, протиранием мокрыми тряпками и т. п.).

Анализ проб следует производить приближенно-количественным спектральным методом на дифракционных спектрографах ДФС-13 или СТС-1. Сжигание проб осуществляется методом просыпки, что существенно повышает производительность работ и способствует повышению чувствительности определения ряда элементов, прежде всего элементов с относительно невысокими потенциалами ионизации. К ним, главным образом, относятся элементы с повышенной миграционной способностью, образующие обширные ореолы вокруг гидротермальных месторождений — свинец, цинк, мышьяк, сурьма, серебро, висмут и др. Поскольку спектральные методы анализа обладают недостаточной чувствительностью по отношению к некоторым элементам (уран, торий, золото, ртуть, калий, рубидий, иод, фтор и др.), для их анализа, при необходимости, привлекаются специальные методы: радиометрические, люминесцентные, пламенно-фотометрические и др. Весьма перспективен для поисковой геохимии атомно-адсорбционный метод анализа горных пород, отличающийся высокой чувствительностью и точностью определений. При проведении поисковых литогеохимических исследований в масшта-

бе 1 : 50 000—1 : 25 000 анализу подвергается достаточно широкий круг элементов, включающий не только химические элементы, в отношении которых предшествующими работами была доказана перспективность исследуемой территории, но и способные в данных геологических условиях образовывать рудопроявления. К таким рекомендуемым для анализа на этапе поисковых работ элементам относятся литий, бериллий, титан, ванадий, хром, марганец, кобальт, никель, медь, цинк, серебро, мышьяк, итрий, цирконий, ниобий, молибден, олово, сурьма, барий, лантан, вольфрам, свинец, висмут. В ряде случаев при изучении околорудных изменений пород дополнительно изучается содержание магния, калия, кальция, натрия. Кроме того, иногда с помощью специальных методов изучается содержание в исследуемых пробах урана, ртути, золота, рубидия, цезия, бора, фтора, иода, стронция, церия и других элементов.

При выборе анализируемых элементов и методов их изучения следует руководствоваться величинами « кларков элементов в горных породах, чувствительностью и точностью различных методов анализа (см. форзац 2).

Для оценки достоверности отбора и анализа проб ряд из них определяется повторно. К таким пробам относятся: а) все одиночные пробы с аномальным содержанием химических элементов; б) пробы из центральных частей геохимических аномалий (3—5 проб); в) все пробы, в которых результаты первичного анализа вызывают сомнение; г) пробы, содержащие рудную минерализацию или взятые из зон рудопроявлений; д) контрольные пробы.

При расхождении первичного и повторного анализов за окончательный результат принимается среднее геометрическое из двух значений, каждое из которых не должно отличаться от среднего более чем вдвое. Если расхожде-

ние больше этой величины, то пробу анализируют в третий раз. За окончательный результат принимают среднее геометрическое ($\sqrt{x_1 x_2}$) из двух ближайших значений.

Достоверность аналитических исследований оценивается по результатам контрольных определений — по величине систематической и случайной ошибок анализа. *Систематическая ошибка* анализа представляет собой отклонение среднего значения исследуемой величины от ее абсолютного значения и характеризует собой правильность анализа. *Случайная ошибка* представляет собой отклонение отдельных определений исследуемой величины от ее среднего значения, полученного по данным многократных измерений. Эта ошибка характеризует воспроизводимость анализа.

Установление и оценку величины систематической ошибки анализа производят путем сопоставления данных с контрольными, полученными другим методом или тем же методом, но в другой лаборатории (внешний контроль). При выборе базового контрольного анализа при выявлении систематических ошибок необходимо обращать внимание на его чувствительность, поскольку при околкарковом содержании химических элементов точность их определения у многих количественных методов анализа невысока. Внешнелабораторному контролю должно подвергаться около 0,5% общего количества проб. Случайные ошибки анализа оцениваются путем внутрिलाбораторного контроля. С этой целью не менее 3% проб зашифровывается и повторно анализируется.

В связи с тем, что ошибки спектрального анализа подчиняются логнормальному закону, для оценки его точности вычисляют систематическую и случайную ошибку логарифмов концентраций. Если x_{i_1} и x_{i_2} — результаты первичного и контрольного определений, а n — число пар контрольных проб (не менее 100), то систематическая ошибка логарифмов концентраций находится по формуле

рифмов концентраций находится по формуле

$$\delta_{\text{сист}} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\lg x_{i_1} - \lg x_{i_2}) = \\ = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \lg \frac{x_{i_1}}{x_{i_2}}.$$

Антилогарифм этой ошибки дает систематическое относительное расхождение самих концентраций: $\Delta_{\text{сист}} = 10^{\delta_{\text{сист}}}$. Если значения $\Delta_{\text{сист}}$ выходят за пределы 0,95—1,05, то это расхождение результатов подлежит учету, для чего значения $\delta_{\text{сист}}$ алгебраически вычитают из всех значений $\lg x_i$ [63]. По полученным данным вычисляют случайную среднюю абсолютную ошибку логарифмов концентраций:

$$\delta_{\text{ср}} = \frac{1}{n \sqrt{2\pi}} \sum_{i=1}^n |\lg x_{i_1} - \lg x_{i_2}| = \\ = \frac{1}{n \sqrt{2\pi}} \sum_{i=1}^n \left| \lg \frac{x_{i_1}}{x_{i_2}} \right|.$$

Антилогарифм этой величины дает среднее отклонение самих концентраций: $\Delta_{\text{ср}} = 10^{\delta_{\text{ср}}}$. Величина $\Delta_{\text{ср}}$ не должна превышать 1,5, иначе первичный анализ следует считать браком.

Качество анализа считается удовлетворительным, если подтверждается (не выходит за пределы допустимых значений) не менее $\frac{2}{3}$ определений. Точность спектрального анализа определяют, как правило, по 3—5 элементам. Обработка данных и изображение результатов поисковых литогеохимических исследований зависит от их целей и методики работ.

При изучении тренда поверхности геохимического поля (тенденций распределения химических элементов) строится карта отбора проб в масштабе исследований. Карта строится на разгруженной геологической основе с обязательным сохранением сведений, относящихся к оценке металлоносности исследуемой

территории, — о тектонике, характере и масштабах гидротермального и приконтактного изменения пород, об известных рудопроявлениях, геофизических аномалиях и т. д. После этого карта калькируется и синькуется по числу определяемых параметров. На синьки выносятся концентрации химических элементов в исследуемых пробах пород. После этого производится осреднение полученных данных методом «скользящего окна» согласно методике, описанной в главе 2.

Если задачей поисковых литогеохимических исследований является выявление сингенетических по отношению к развитым на исследуемой территории породам геохимических аномалий и тенденций распределения в породах химических элементов, то осреднение концентраций соответствующих химических элементов должно производиться с учетом геологических границ этих пород.

Если же задачей исследований является отыскание эпигенетических по отношению к коренным породам геохимических аномалий и первичных ореолов, то осреднение значений концентраций привнесенных химических элементов производится без учета геологических границ пород.

Пример построения подобной карты приведен на рис. 25, где представлено геохимическое поле распределения молибдена в одном из районов Центрального Казахстана.

В масштабе геохимической съемки (1 : 50 000) размер «окна» равен 0,25—0,5 км² (1—2 см² отчетной карты). Содержание молибдена на карте выражено в логарифмах концентраций и трансформировано для удобства расчетов (к ним прибавлено значение 5, после чего сумма увеличивалась в 10 раз).

На рис. 25 отчетливо виден неравномерный, в ряде случаев — мозаичный, характер геохимического поля молибдена даже в пределах площади развития

однотипных геологических образований: при общем колебании концентраций от $1,8 \cdot 10^{-5}$ до $2,5 \cdot 10^{-4}$ % поля эффузивных образований отмечаются 2—4 линиями изоконцентраций, гранитов 5—6, а гранодиоритов — 8. Причем градиент поля минимальный в однородных эффузивных толщах и неизменных гранодиоритах второго интрузивного комплекса (0,1—0,2 на 1 км) и максимальный — в лейкократовых гранитах третьего интрузивного комплекса, а также в зонах контактов и в участках измененных пород (1,2—1,8 до 2,4 на 1 км). Отчетливо проявляются разрывы геохимического поля по линиям геологических границ, причем наблюдаются как субпараллельные, так и взаимно перпендикулярные структуры поля. Первые, как правило, отвечают интрузивным, вторые — тектоническим контактам, что может служить их дополнительным диагностическим признаком.

По особенностям геохимического поля молибдена в ряде случаев четко устанавливаются особенности морфологии интрузивных образований, развитых в районе. Принимая во внимание генетическую связь между распределением молибдена и интрузивной деятельностью третьего девонского комплекса, а также высокую подвижность молибдена в эндогенных процессах, можно довольно уверенно говорить о наличии в северо-восточной части пологого контакта Обалы-Кумкудукского массива. Здесь изолинии концентраций молибдена во вмещающих породах как бы повторяют форму выходящей на поверхность части массива в полосе $1,5 \times 2,5$ км. Приближение к поверхности пород этого массива можно предполагать и в юго-восточном направлении, где вырисовывается изометрическая структура геохимического поля молибдена во вмещающих породах размером 2×2 км.

Выявляемые с помощью методики осреднений особенности распределения химических элементов позволяют

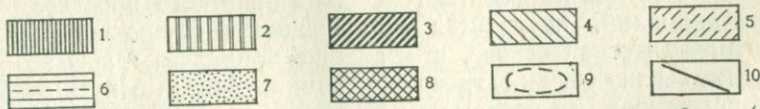
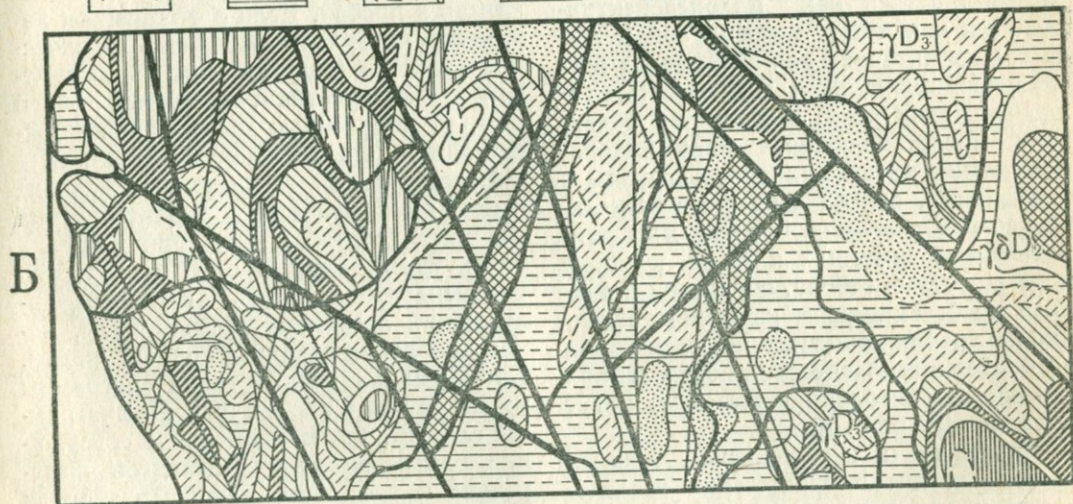
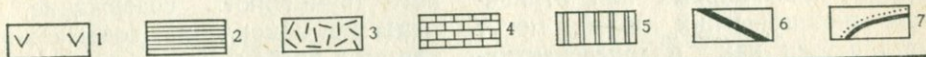
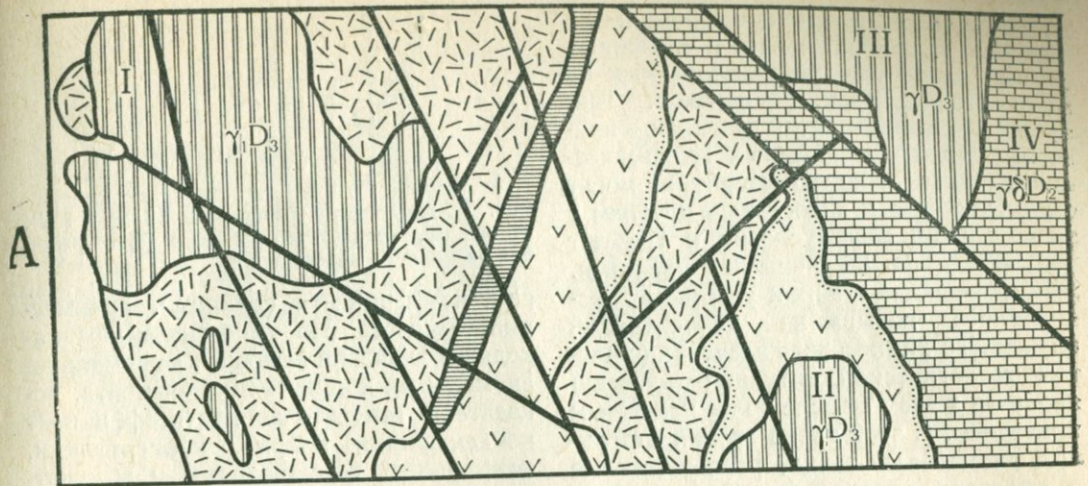


Рис. 25. Схема геологического строения (А) и геохимического тренда молибдена (Б) одного из районов Центрального Казахстана:

А; 1 — литокластические лавы и туфы дацитовых порфиров нижней толщи (D_{1-2}); 2 — алевритовые туфы кислого состава (D_{1-2}); 3 — лавы, лавобрекчии липаритового и липарит-дацитового состава верхней толщи (D_{2-3}); 4 — гранодиориты и кварцевые диориты второго девонского комплекса (γD_3); 5 — лейкократовые порфировидные граниты третьего девонского комплекса ($\gamma \delta D_2$); 6 — разрывные нарушения; 7 — стратиграфические несогласия. Массивы: I — Обалы-Кумкудукский; II — Южный; III — Северный; IV — Жамантанский. Б: содержания молибдена в 10 (lg C% + 5): 1 — 12,5—14,0; 2 — 12,5—11,0; 3 — 11,0—9,5; 4 — 9,5—8,0; 5 — 8,0—6,5; 6 — 6,5—5,0; 7 — 5,0—3,5; 8 — 3,5—2,0; 9 — геологические границы; 10 — изолинии концентрации молибдена.

по-новому подойти к оценке аномальных значений рудообразующих и связанных с ними элементов, устанавливаемых на основе геохимических поисков. Так, аномальные значения, полученные в процессе обычных площадных геохимических поисков среднего масштаба, могут быть отнесены к эндогенным ореолам в значительной мере условно и требуют подтверждения детальными работами. Приуроченность же их к участкам закономерного повышения концентраций изучаемого химического элемента (с учетом геологической ситуации участка) является в этом смысле более надежным критерием. С этой точки зрения отдельные аномальные точки, расположенные в пределах нейтральных или отрицательных геохимических полей, могут рассматриваться как малоперспективные, так как между ними не обнаруживается характерная для эндогенных ореолов функциональная зависимость. Такие аномалии часто вызываются объектами, представляющими лишь минералогический интерес (кварцевые жилы с сульфидами, зальбанды измененных даек, новообразования в локальных тектонических трещинах и т. д.), а также погрешностями отбора, обработки и анализа проб. Примером изучения тенденций изменения концентраций химических элементов в геологических образованиях с помощью методики осреднений могут быть также рис. 20—22.

Обработка и изображение данных поисковых литогеохимических исследований, имеющих целью выявление геохимических аномалий, проводится на той же картографической основе, что и при изучении геохимических трендов, и включает ряд этапов. На первом этапе обработки данных фактический материал группируется по типам и фациальным разновидностям пород. Полученные выборки подвергаются статистической обработке. В результате по каждой выборке мы получим статистические оценки среднего, модалного, диспер-

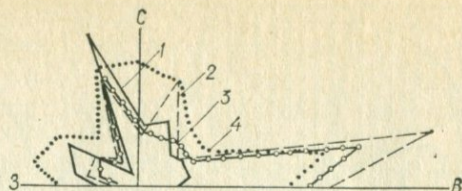


Рис. 26. Диаграмма распределения урана (1), свинца (2), меди (3) и молибдена (4) в трещинах различного простирания.

сии, коэффициента вариации, асимметрии, эксцесса. По этим значениям находятся значения фоновых, минимально-аномальных концентраций элемента, показатели относительного (коэффициент концентрации, кларк концентрации, коэффициент аномальности) и абсолютного (суммарное содержание, коэффициенты накопления) содержания элементов в пробах. Если в отобранном каменном материале изучались физические свойства (радиоактивность, магнитные характеристики, объемный вес и др.), то полученные данные также подвергаются статистическому анализу.

Важное металлогеническое значение имеет геохимическая характеристика зон трещиноватости, дробления и других структурных элементов. С этой целью рекомендуется строить диаграммы содержания элементов по трещинам, зонам дробления различной ориентировки. Примером построения такой диаграммы может служить рис. 26 [64]. Из диаграммы следует, что максимальное содержание рассматриваемых элементов приурочено к трещинам северо-западного и близширотного простирания. Причем к трещинам северо-западного простирания приурочены повышенные концентрации урана и сопутствующих ему элементов (меди, молибдена и свинца), тогда как к субширотным трещинам — свинца, молибдена и меди при фоновом содержании урана, что фиксирует две стадии минерализации: ранней сульфидной и более поздней — настурановой.

Для металлогенической оценки трещиноватости нередко используют также

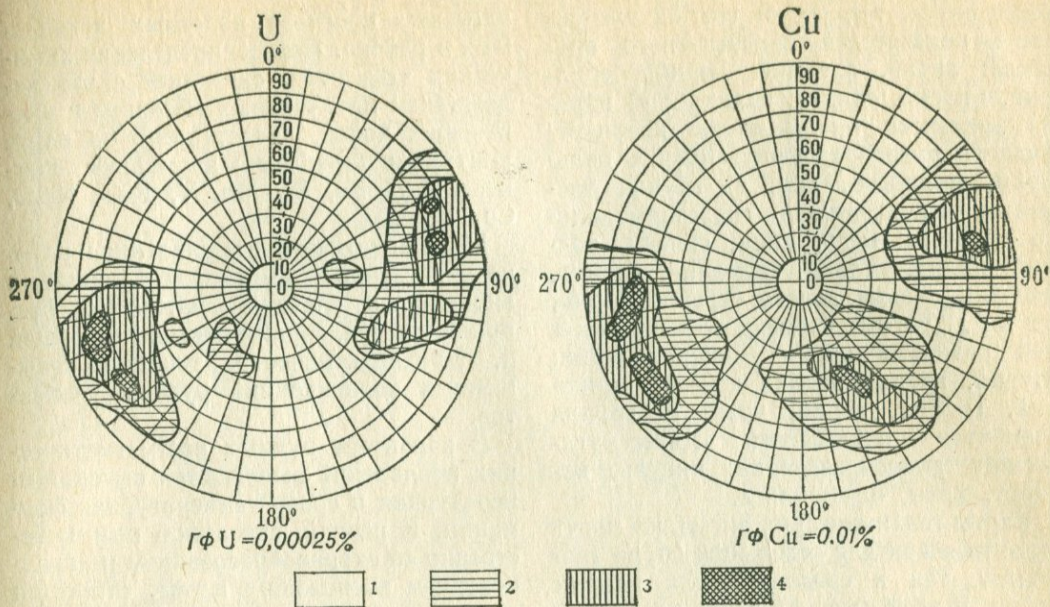


Рис. 27. Круговая диаграмма содержания урана и меди по трещинам в зависимости от их углов и азимутов падения:

Содержание элементов (ГФ): 1 — урана меньше 4, меди — 3; 2 — урана 4—10, меди 3—10; 3 — урана 10—20, меди 10—30; 4 — урана больше 20, меди — 30.

круговые диаграммы, на которых геохимическая характеристика минерального выполнения трещин дается изоконцентрациями химических элементов. Примером может быть рис. 27 [64], где четко видна приуроченность урановой минерализации к близмеридиональным трещинам крутого падения (70—90°). К этим же трещинам приурочено проявление одной из стадий медной минерализации. Вторая стадия медной минерализации связана с трещинами северо-восточного простирания юго-восточного падения с углом 40—70°.

Геохимические карты поисковых лито-геохимических исследований могут, в зависимости от целевой направленности, строиться для отдельных элементов или для групп элементов в двух вариантах: в виде карт концентраций химических элементов и в виде карт геохимических аномалий. На первых картах приводятся величины коэффициентов концентрации химических элементов. На второй —

или относительные значения (например, коэффициенты аномальности), или абсолютные (например, значения, превышающие минимально-аномальный уровень концентраций). Отличие между ними — в полноте используемых данных. Если на вторую карту выносятся только аномальные значения, то на первую — вся геохимическая информация. В связи с этим карта геохимических аномалий преимущественно подчинена поисковым целям. Так как на нее выносятся только аномальные значения (обычно в логарифмическом масштабе с трехкратным 3, 10, 30, 100 и т. д. или десятикратным — 1, 10, 100, 1000 и т. д. нарастанием концентраций), ее можно делать многоэлементной. При построении подобных карт рекомендуется группировать элементы по их парагенетической связи с определенными типами рудопроявлений. Например [63]: а) группа элементов — показателей общей минерализации: иод, бром, хлор, фтор,

сера, селен, теллур; б) группа элементов — показателей пегматитового процесса: литий, рубидий, церий, бериллий, ниобий, тантал, скандий; в) группа элементов — показателей кварцеворудного рудообразования: олово, вольфрам, молибден, бор; г) группа элементов — показателей гидротермального процесса: медь, цинк, свинец, кадмий, индий, таллий, германий, висмут, мышьяк, сурьма, золото, серебро, барий, ртуть; д) группа элементов — показателей редкоземельной минерализации: иттрий, группа редких земель, цирконий, гафний, торий, уран; е) группа элементов — показателей эпимагматического рудообразования: никель, кобальт, хром, платиноиды.

Карты геохимических аномалий могут строиться как для отдельных групп элементов, так и сводные — для разных групп. В этом случае в первом варианте каждому элементу приписывается определенный цвет раскраски участков аномальных значений разной интенсивности, зависящей от концентраций элемента. Во втором варианте тот или иной цвет раскраски приписывается парагенетической группе элементов, внутри которой отдельные элементы показываются соответствующей штриховкой или знаками.

На карту геохимических аномалий следует выносить также имеющиеся сведения о форме нахождения элементов в аномальных точках и данные о рудной минерализации. Примером построения подобной карты может служить рис. 28. Здесь на карту вынесены сводные данные об аномальных концентрациях ряда породобразующих элементов, о магнитной восприимчивости и общей радиоактивности пород, а также точки с повышенной концентрацией цветных и редких металлов. Карта отражает как перераспределение химических элементов, связанное со становлением интрузивных массивов, так и характер постмагматических проявлений. Вместе с тем карта содержит

элементы прогноза полезных ископаемых в районе. Перераспределение химических элементов, связанное с взаимодействием интрузивных массивов и вмещающих пород, представлено на карте контурами (ореолами) аномальных концентраций Ba, Sr, Mn, V, K₂O, Na₂O, Cu, Y, Yb.

Постмагматические проявления в районе косвенно выражены участками аномальных значений магнитной восприимчивости, зонами повышения общей β , γ -радиоактивности, точками повышенных концентраций рудных элементов.

В характере рудных постмагматических проявлений выделяются высокотемпературная и среднетемпературная формации. К первой, связанной преимущественно со скарнообразованием и окварцеванием вмещающих пород, относятся проявления магнетитовой минерализации, повышение концентрации Co, Ni, Cr. Ко второй, приуроченной в большинстве случаев к зонам разломов, относятся повышенные концентрации Pb, Zn, Cu, Ag, Mo, Ni. Иногда эти формации накладываются друг на друга.

Характерно, что распределение повышенных концентраций рудных элементов (особенно высокотемпературной формации) почти целиком укладывается в контуры приконтактных эндогенных ореолов. Это объясняется проявлением высокотемпературных метасоматических, а также постмагматических процессов в приконтактных участках.

Повышенные концентрации элементов среднетемпературной формации в то же время не всегда сопровождаются зонами эндогенных изменений пород. Они преимущественно подчинены линиям тектонических нарушений как в пределах вмещающих, так и интрузивных пород. Это объясняется тем, что среднетемпературная гидротермальная формация рудных элементов формировалась в условиях консолидации горных пород, в процессе или после формирования раз-

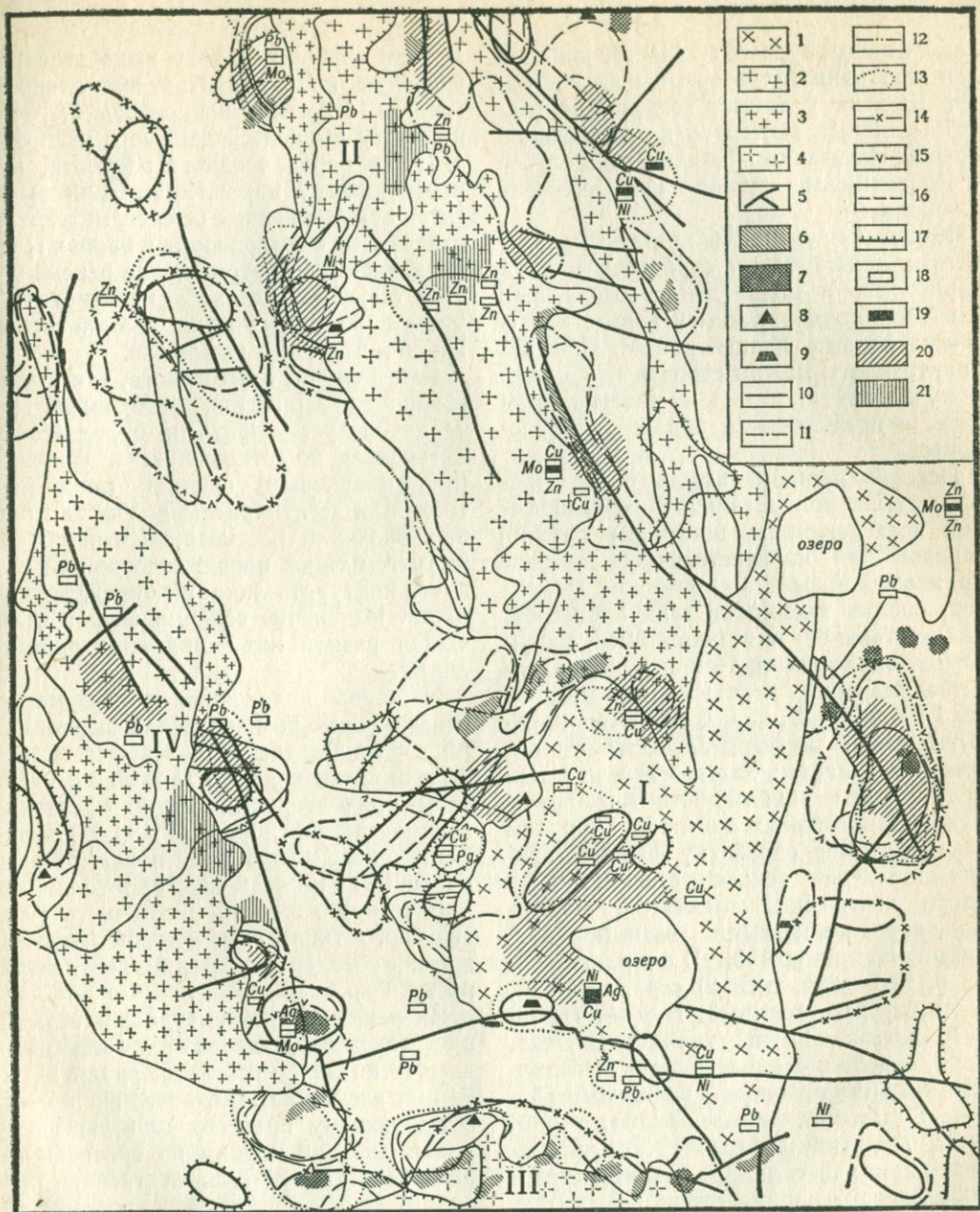


Рис. 28. Схема аномальных концентраций и первичных геохимических ореолов одного из районов Северного Казахстана:

Первая интрузивная фаза: 1 — серые среднезернистые биотито-роговообманковые граниты, гранодиориты, тоналиты, диориты. Вторая интрузивная фаза: 2 — граниты розовые среднезернистые роговообманково-биотитовые; 3 — граниты розовые мелкозернистые аплитоидные; 4 — гранит-порфиры; 5 — тектонические нарушения; 6 — участки ороговкования; 7 — вторичные кварциты. Рудопроявления: 8 — железа; 9 — меди. Контуры ореолов рассеяния: 10 — бария, 11 — марганца; 12 — ванадия; 13 — меди; 14 — иттрия; 15 — итербия; 16 — стронция; 17 — циркония (жирная линия — содержание элементов выше фона для данного типа пород, тонкая — ниже). Точки повышенных концентраций (%): 18 — меди от 0,005 до 0,01; Mo, Pb, Ni — от 0,001 до 0,005; Zn — от 0,01 до 0,05; 19 — Си больше 0,01; Pb, Mo, Ni — больше 0,05; Zn — больше 0,05. Учаски повышенных значений: 20 — магнитной восприимчивости; 21 — общей β , γ -активности. Массивы: I — Центральный; II — Северный; III — Южный; IV — Западный.

ломов, используемых в качестве каналов для движения гидротермальных растворов. В этих условиях воздействие гидротермальных растворов на вмещающие породы сказывалось значительно слабее и охватывало значительно меньшие площади.

Карта концентраций химических элементов также может строиться в двух вариантах: в виде карты абсолютных значений концентраций и в виде карты относительных концентраций. Оба варианта карты можно строить как по одному элементу, так и в интегральном виде, с привлечением целого ряда элементов.

Первый вариант карты более распространен при детальном геохимическом исследовании, поскольку служит основой для количественных оценок привноса или выноса химических элементов, оценки масштабов этих процессов, количественной интерпретации геохимических аномалий. При поисковых литогеохимических исследованиях масштаб 1 : 50 000—1 : 25 000 строятся преимущественно интегральные, многокомпонентные карты: карты числовых геохимических характеристик и карты мультипликативных ореолов. При этом рекомендуется обработку данных производить на основе ассоциативных групп химических элементов, связанных корреляционными взаимоотношениями. Например [63]: 1) фтор, фосфор, хлор, бериллий, иод; 2) сера, мышьяк, селен, сурьма, ртуть; 3) галлий, германий, кадмий, индий, таллий; 4) медь, цинк, серебро, свинец, золото; 5) бериллий, молибден, олово, вольфрам, висмут; 6) ниобий, тантал, радий, торий, уран; 7) литий, рубидий, цезий, стронций, барий; 8) скандий, иттрий, цирконий, лантан, церий, гафний; 9) титан, ванадий, хром, марганец, никель, кобальт.

Большое распространение имеет методика построения карт относительных концентраций химических элементов.

В этом случае на карту выносятся или значения коэффициентов аномальности (иногда — кларки концентраций), если на карту выносятся данные о распределении в породах одного элемента, или коэффициенты накопления, если выносятся нормированные по фону интегральные данные о содержании в пробах группы элементов. В этом случае рекомендуется обработку данных производить с учетом указанных выше ассоциативных групп химических элементов.

Как в случае одномерного, так и многомерного вариантов, выносимые значения следует разбить на определенные интервалы по отношению к фоновым (или кларковым) оценкам (например, трех- или десятикратные). Участки равных значений рассматриваемых оценок (с учетом типов пород) содержания следует оконтурить линиями определенного цвета. Изменение величин оценок отличается разной интенсивностью окраски линий.

На основе полученных данных можно решать самые разнообразные задачи как генетические, так и поисковые. Среди них: а) интенсивность, характер и масштабы приконтактных метаморфических взаимодействий пород; б) характер гидротермальных изменений пород; в) установление на исследуемой территории геохимических аномалий различного генетического типа; г) выяснение глубины эрозионного среза, оценка перспективности и др.

Их решение предусматривает выяснение информативности тех или иных химических элементов или групп химических элементов по отношению к соответствующему процессу или характеру минерализации. Одним из способов такой оценки может быть построение корреляционных профилей в соответствии с принципами изображения массовых геохимических данных в генетически или пространственно связанных геологических образованиях, разработанных А. Г. Евдохиным [62] (рис. 29).

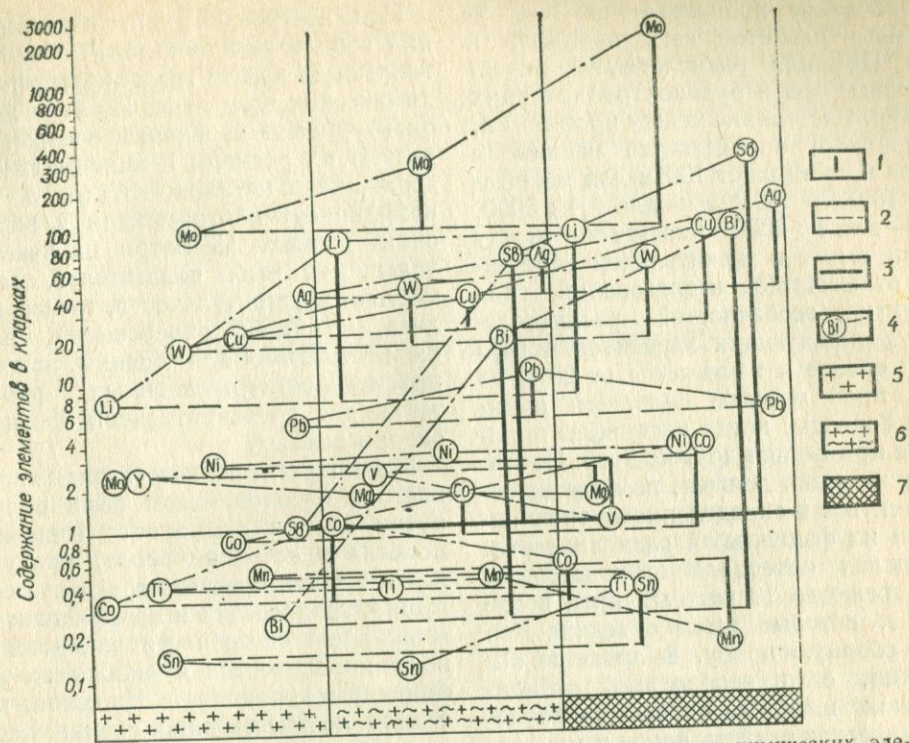


Рис. 29. Сводный корреляционный профиль распределения химических элементов в породах одного из молибденовых месторождений Восточного Забайкалья (по А. Г. Евдохину):

1 — отклонения средних содержаний элементов от фоновых; 2 — фоновые содержания; 3 — кларковые содержания; 4 — значения кларков концентраций; 5 — граниты биотитовые не измененные; 6 — граниты катаклазированные, интенсивно гидротермально измененные; 7 — рудное тело.

Выбор перспективных участков для постановки детальных литогеохимических поисков осуществляется путем комплексного анализа всех имеющихся в распоряжении исследователя данных: геохимических, геофизических, минералого-петрографических, геологических. В связи с таким анализом рекомендуется строить сводные геохимические карты аномальных значений распределения химических элементов. Строятся они на той же основе, что и описанные выше карты. Обычно для этой цели пользуются калькой, на которую переносят геологическую и металлогеническую основу, а также аномальные значения (положительные и отрицательные аномалии)

распределения химических элементов. Совмещение в пространстве аномальных значений разных элементов или генетических групп элементов, геофизических, минералогических аномалий и приуроченность их к благоприятным для формирования и размещения рудопроявлений структурно-геологическим зонам существенно повышает достоверность выбора перспективных площадей.

Детальные литогеохимические исследования на перспективных участках проводятся в масштабе 1 : 10 000 и крупнее и имеют целью оконтуривание и оценку геохимических аномалий как на поверхности, так и, по-возможности, на глубину.

Опробование производят по инструментально разбитой сети профилей и точек. Профили располагают вкрест рудоносных зон и рудоконтролирующих структур. Расстояние между профилями, как правило, определяется масштабом поисков и составляет 100 м для масштаба 1 : 10 000; 50 м — для 1 : 5000, 20 м — для 1 : 2000. Расстояние между точками также в значительной мере зависит от масштаба исследований, типа оруденения, особенностей распределения рудообразующих элементов в первичном ореоле и изменяется от 20 м до отбора проб методом сплошной пунктирной борозды, когда интервалы опробования примыкают друг к другу. Интервал опробования должен, по возможности, относиться к определенному типу пород или их фациальной разновидности. В пределах интервала отбирается от 3 до 5, реже до 10 частных проб весом 30—50 г, которые затем объединяются в одну сборную пробу. В процессе опробования, если необходимо, отбираются также штучные пробы для изучения физических свойств пород и минералогических исследований. Керн скважин опробуется аналогично. Нередко детальное литогеохимическое опробование сопровождается геофизическими исследованиями, а также геологической съемкой того же масштаба.

В отличие от поисковых исследований масштаба 1 : 50 000 — 1 : 25 000, при детальных работах анализируется ограниченное (до десяти) число элементов и прежде всего элементы-индикаторы рудного процесса и элементы-индикаторы зональности ореола. К числу последних нередко относятся ртуть, мышьяк, сурьма, таллий, фтор, свинец, цинк, молибден и др.

По полученным данным строятся поэлементные карты изоконцентраций на разгруженной геологической основе, а также профили изменения концентраций химических элементов в различных сечениях ореола и разрезах.

При построении карт изоконцентраций используют трехкратную или десятикратную шкалу градаций содержаний химических элементов. По этим данным оконтуривают первичные ореолы, определяют их размеры и максимальное содержание металла — C_{\max} , а также коэффициент контрастности и вариационный размах. Несмотря на известную условность этих показателей, зависимость от чувствительности, точности анализа, масштаба опробования, знание их необходимо для оценки поисковой эффективности проводимых работ, а также для предварительной прогнозной оценки данных.

Более полная количественная характеристика ореолов может быть получена путем оценки суммарного содержания металла в сечении ореола, продуктивности ореола, среднего градиента содержаний, зональности и коэффициента миграционной способности элементов, отношения элементов и оценки их коэффициентов корреляции. На основе полученной количественной оценки первичных ореолов, с привлечением геолого-геофизических данных, производится окончательная оценка их перспективности и намечаются точки для задания горных выработок и скважин для вскрытия рудных тел.

Весьма близко к детальному литогеохимическим поискам примыкают *разведочно-эксплуатационные исследования*, проводимые на разведываемых и эксплуатируемых месторождениях с целью наращивания их запасов за счет флангов и более глубоких горизонтов. Опробованию в этом случае подвергаются горные выработки и скважины преимущественно методом пунктирной борозды, путем точечного отбора 5—10 сколов весом 50—100 г примерно через равные интервалы (0,5—2 м) друг от друга. Сколы объединяются в одну пробу в пределах данного интервала. В интервал необходимо отбирать однородный материал, характеризующий определен-

ную разновидность. Масштаб опробования определяется густотой горных выработок и скважин и обычно не бывает мельче 1 : 10 000.

Анализ собранного каменного материала обычно производится по ограниченному количеству компонентов, характеризующих рудный процесс,— рудо-

образующим элементам и их элементам-спутникам. По полученным данным строят поэлементные или мультипликативные карты изолиний содержания, а также рассчитывают необходимые количественные оценки первичного ореола: продуктивность, коэффициент миграционной способности, зональность и др.

Глава 6

ЛАНДШАФТНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

По мере внедрения геохимических методов поисков, накопления опыта решения практических геологических задач средствами прикладной геохимии перед последними неизбежно встают все новые проблемы их дальнейшего развития. К ним относятся: повышение глубинности метода, разработка количественных приемов оценки результатов и заблаговременного выявления геохимических аномалий, повышение чувствительности, точности, экспрессности аналитических работ и др. Одной из наиболее важных проблем, в значительной мере определяющих эффективность геохимических методов поисков, является проблема научно обоснованного выбора рациональных методов и средств проведения геохимических исследований с учетом конкретных особенностей строения и условий миграции химических элементов в пределах поисковых площадей. Это особенно касается геохимических поисков в рыхлых образованиях.

Литогеохимические методы поисков полезных ископаемых по вторичным ореолам и потокам рассеяния химических элементов основаны на изучении их распределения в почвах, коре выветривания, континентальных аллювиально-делювиальных и делювиально-пролювиальных отложениях. Все эти образования относятся к зоне гипергенеза, отли-

чаются большим разнообразием условий формирования, типов, состава, путей и способов миграции химических элементов и поэтому требуют специального изучения, учета специфики их ландшафтно-географической принадлежности. Изучение закономерностей миграции, взаимосвязи и сопряжения химических элементов в разных компонентах ландшафтов, установление геохимических типов и разновидностей ландшафтов в зависимости от географической зональности, рельефа, сочетания биоценозов и биологического круговорота химических элементов составляет, по К. И. Лукашеву, задачу геохимии ландшафтов. Основы этой науки были разработаны В. Б. Докучаевым, а также основателем современной геохимии академиком В. И. Вернадским. Впервые же связал законы географии и геохимии академик Б. Б. Полюнов. Именно с его именем связывают создание современной геохимии ландшафта. В разработке этого нового научного направления принимали участие Н. И. Базилевич, М. А. Глазовская, В. В. Добровольский, М. М. Ермолаев, В. А. Ковда, К. И. Лукашев, А. И. Перельман и другие ученые.

Ландшафтно-геохимические исследования должны предшествовать проведению поисковых геохимических работ и проводятся на этапе геологосъемочных

работ (наиболее целесообразно — в процессе геоморфологических исследований). Их задача: 1) изучение геохимических особенностей, условий и характера миграции химических элементов в различных ландшафтных зонах; 2) ландшафтно-геохимическое районирование исследуемой территории; 3) выбор представительных горизонтов геохимического опробования и разработка рекомендаций о рациональных методах и способах поисковых геохимических работ с учетом ландшафтно-геохимических особенностей района исследований.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ЛАНДШАФТНОЙ ОБОЛОЧКЕ

Под ландшафтом как физико-географическим понятием Б. Б. Польнов понимал «такую часть земной поверхности, на пространстве которой климат, геологическое строение, рельефы, бассейны, растительность, почвы и животное население сохраняют определенный состав и свойства в той степени, в какой это обуславливает однородность процессов взаимодействия между ними».

Ландшафтная оболочка простирается от тропопаузы (верхняя часть тропосферы) до нижней части осадочного слоя земной коры (в среднем 4—5 км), что соответствует границам биосферы и зоны гипергенеза. Следовательно, в нее входят нижняя часть атмосферы, вся гидросфера, биосфера и верхняя часть литосферы. Общая мощность ландшафтной оболочка составляет 30—35 км. В ее пределах между указанными геосферами существует тесная взаимосвязь и взаимодействие. Здесь сталкиваются различные эндогенные и экзогенные факторы, процессы, определяющие характер и тип ландшафта.

По К. И. Лукашеву, основными из этих процессов являются: а) взаимодействие горных пород с природными расторами; б) взаимодействие горных пород и вод с газами атмосферы и биосфе-

ры; в) взаимодействие горных пород с живыми организмами и их взаимное участие в образовании органико-минеральных соединений; г) воздействие человека на окружающую природу, создание ноосферы, т. е. измененной деятельностью человека биосферы.

Рассмотрим особенности миграции химических элементов в геосферах, входящих в состав ландшафтной оболочки.

Атмосфера. В ландшафтообразовании активно участвуют нижние части атмосферы — надземная (тропосфера) и подземная (почвенный и грунтовый воздух). Они довольно резко отличаются друг от друга по составу. Надземная часть в основном состоит из азота (78,09%) и кислорода (20,95%). Важную роль играют аргон (0,98%) и двуокись углерода (0,03%). В значительно меньших количествах содержится гелий, криптон, ксенон, неон, водород, радон, метан, пары ртути, озон, аммиак и др. В тропосфере сосредоточено около 80% всей массы атмосферы. По современным представлениям, атмосфера создавалась постепенно в ходе геологического развития Земли, в результате дегазации пород земной коры и мантии. Ее образование — необходимое условие жизни на Земле.

Химический состав подземной атмосферы колеблется в значительных пределах. В ней, как правило, больше CO_2 , выше влажность. В зависимости от состава горных пород, их физико-механических свойств, ландшафтных условий состав микропримесей в подземном воздухе может существенно меняться и в ряде случаев использоваться в качестве индикатора некоторых полезных ископаемых — нефтяных и газовых, радиоактивных, ртутных, полиметаллических и др.

По происхождению среди подземных газов выделяют: 1) газы биохимического происхождения, образующиеся при разложении микроорганизмами органических веществ и минералов, — метан, углекислый газ, тяжелые углеводороды, азот, сероводород, водород, кислород; 2) га-

зы воздушного происхождения, проникающие в литосферу из атмосферного воздуха, — азот, кислород, инертные газы; 3) газы химического происхождения, образующиеся как при воздействии на горные породы высоких температур и давлений (метаморфические газы), так и в результате природных химических реакций при нормальных температурах и давлении; 4) газы радиоактивного происхождения — гелий, радон, торон, актинон.

Природные газы в горных породах и почвах постоянно мигрируют. Среди основных видов миграции можно отметить фильтрацию по свободным трещинам и сообщающимся порам в результате изменения давления; диффузию в увлажненных породах через растворы и диффузию через почвенные газы; перенос газа, растворенного в воде вместе с водой, двигающейся через поры и трещины пород.

Между подземной и надземной атмосферами существует тесная взаимосвязь, постоянный газообмен. В тропосфере поступают газообразные продукты дифференциации глубинных зон Земли, почвенные газы в результате фильтрационных, диффузионных и испарительных процессов. Нередко в воздух под действием ветра подымается огромное количество пыли, песка и других твердых и жидких частиц. При вулканических извержениях в атмосферу поступает вулканический пепел, различные газы (H_2 , CO_2 , N_2 , SO_2 , S_2 , Cl_2 , H_2S , HCl , NH_3 , CH_4 и др.), водяные пары. Они могут переноситься на расстояние в сотни и тысячи километров и выпадать в виде различных осадков. Огромное количество химических элементов участвует в испарительном процессе, в водном круговороте вещества гидросферы, принимая участие в формировании химического состава поверхностных и подземных вод. Некоторые газы (O_2 , H_2 , N_2 , CO_2) участвуют в процессах биосинтеза и фотосинтеза, входят в состав органического вещества. Значительное влия-

ние на состав и миграцию газов оказывает деятельность человека.

Гидросфера. Как земную оболочку ее выделил Э. Зюсс, а наибольший вклад в исследование геохимии сделал В. И. Вернадский. К главнейшим свойствам воды, определяющим ее геохимическую роль в земной коре, он отнес способность ее переходить из одного агрегатного состояния в другое, растворять вещества и переносить их на определенное расстояние, совершать круговорот в земной коре (рис. 30), присутствовать в различной форме в составе пород, минералов, организмов. От количества воды в ландшафте и водного режима в значительной степени зависят как продукция живого вещества, так и сам тип ландшафта.

Развитие гидросферы происходило параллельно развитию земной коры, особенно ее осадочной оболочки. Согласно А. П. Виноградову, образование гидросферы обязано дифференциации, дегазации мантии и выносу легколетучих веществ.

В природных водах содержится большое количество различных химических элементов. Важнейшими компонентами природных вод являются растворенные газы (O_2 , CO_2 , H_2 и др.), оказывающие большое влияние на способность растворять минеральные компоненты пород. Для большинства ландшафтов характерно преобладание в водах шести ионов: трех катионов (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+) и трех анионов (HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^-). Кроме них, в водах содержатся ионы H^+ , OH^- и др.

В зависимости от состава природные воды делятся на кислородные, углекислые, азотные, сероводородные, метановые и др. По присутствию солей выделяют гидрокарбонатные, сульфатные и хлоридные воды. Среди природных вод выделяются 4 типа: континентальные — гидрокарбонатно-натриевые и сульфатно-натриевые; морские — хлор-магниевого и подземные — хлор-кальциевого. Отмечая важность геохимической

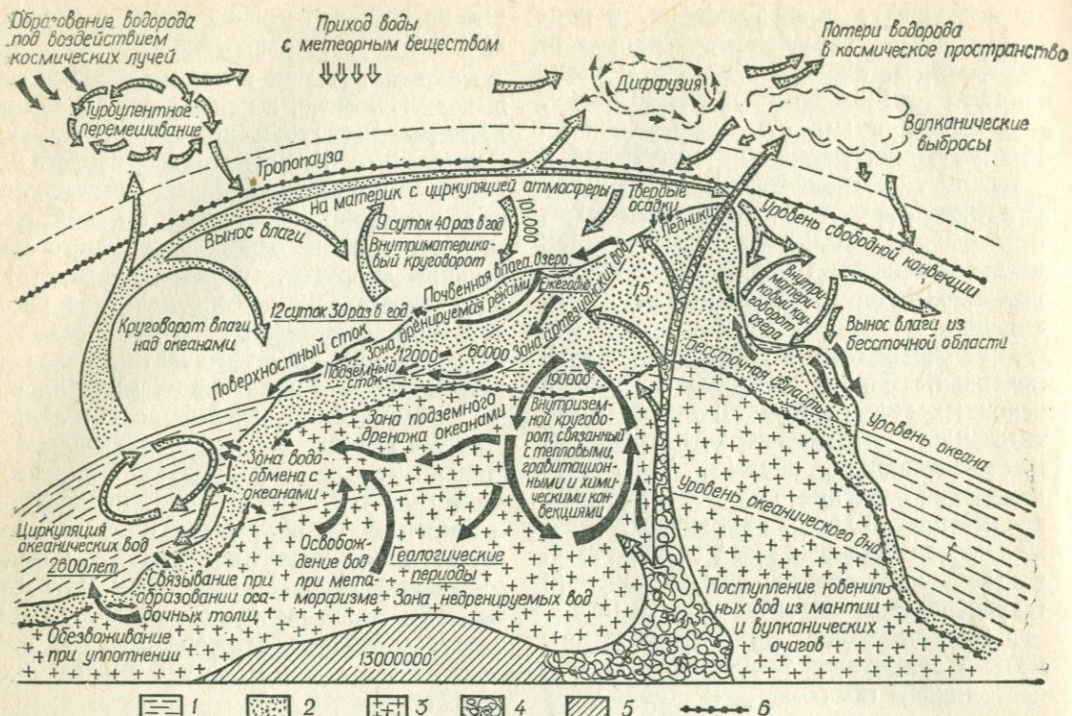


Рис. 30. Схема круговорота воды в природе (по Л. С. Абрамову):

1 — свободные воды океана; 2 — чехол осадочных пород; 3 — кристаллические породы земной коры; 4 — магматический очаг; 5 — породы мантии; 6 — верхняя и нижняя границы зоны интенсивного водообмена.

характеристики состава и минерализации природных вод, В. И. Вернадский предложил следующую градацию: пресные воды с минерализацией до 1 г/л; солоноватые 1—10 г/л; соленые 10—50 г/л и рассолы с минерализацией большей 50 г/л.

Воды большей части рек СССР относятся к гидрокарбонатному классу. Наиболее характерны они для лесных и тундровых зон. Их минерализация относительно невелика, от 20—50 мг/л на севере до 500 мг/л на юго-западе. Для рек степных, полупустынных и пустынных зон характерны сульфатные, хлоридные и хлоридно-сульфатные воды. Их минерализация, как правило, значительно выше — более 100 мг/л.

Поверхностные воды совершают большую работу по эрозии горных пород.

Они размывают и переносят к базису эрозии миллиарды тонн вещества в растворенном и взвешенном состоянии. Формы переноса вещества определяются рельефом местности, интенсивностью размыва, степенью растворимости пород, климатом и т. д. В общем случае роль механического переноса вещества возрастает в областях активной тектонической деятельности, в горных районах, а истинных растворов и коллоидов — в равнинных районах, особенно с засушливым климатом. Огромную роль в миграции химических элементов в зоне гипергенеза играют почвенные воды, среди которых выделяют парообразную, гигроскопическую, пленочную, капиллярную, гравитационную воду и воду в твердом состоянии (лед).

Совершая круговорот в литосфере, под-

земные воды взаимодействуют с горными породами, вступая с ними в химические реакции, причем режим и состав подземных вод тесно связаны с ландшафтом местности. В областях с увлажненным климатом основную роль в миграции элементов играет перемещение элементов из верхних в нижележащие горизонты. Наоборот, для засушливых районов, где испарение преобладает над поступлением атмосферных вод, наблюдается перемещение грунтовых вод капиллярным путем снизу вверх. При этом мигрируют относительно легкоподвижные компоненты (хлоридные, сульфатные и др.), нередко обуславливая засоленность почвы и продуктов коры выветривания. Интенсивность водной миграции химических элементов во многом определяется растворимостью их природных химических соединений, в свою очередь зависящих как от внутренних факторов миграции, так и от внешних условий, типа геохимического ландшафта, рН раствора, его окислительно-восстановительных свойств и др.

Природные воды по величине рН делят на 4 группы (А. И. Перельман): 1) сильнокислые воды с $pH < 3$; их кислотность обусловлена свободной серной кислотой; 2) кислые и слабокислые воды с рН от 3 до 6,5; их кислотность в основном связана с органическими кислотами и CO_2 ; 3) нейтральные и слабощелочные воды с рН от 6,5 до 8,5, обусловлены $Ca(HCO_3)_2$; 4) сильнощелочные воды с $pH > 9$; их щелочность в основном связана с присутствием Na_2CO_3 или $NaHCO_3$.

В зависимости от величины рН происходит выпадение из раствора гидрооксидов тех или иных элементов (табл.).

Эти данные приведены для 0,1 Н раствора. Так как в природе, как правило, наблюдается большее разбавление, чем 0,1 Н, то начало выпадения гидрооксидов приведенных металлов происходит при несколько больших значениях рН. В соответствии с приведенными данными

Величины рН, при которых начинается выпадение ряда гидрооксидов металлов

рН	Гидрооксид	рН	Гидрооксид
10,5	Mg(OH) ₂	4,9	Sc(OH) ₃
9	Al(OH) ₃	4,5	Bi(OH) ₃
8	La(OH) ₃	4,2	UO ₂ (OH) ₂
7—8	Hg(OH) ₂	4,1	Al(OH) ₃
8,5—8,8	Mn(OH) ₂	3,5	Th(OH) ₄
6,8	Co(OH) ₂	3,5	Ge(OH) ₃
6,7	Ni(OH) ₂	3,0	Sn(OH) ₂
6	Pb(OH) ₂	2,48—4,5	Fe(OH) ₃
5,7	Be(OH) ₂	2,0	Sn(OH) ₄
5,5	Fe(OH) ₂	1,4—1,6	Ti(OH) ₄
5,4	Cu(OH) ₂	2,0	Zr(OH) ₄
5,2	Zn(OH) ₂	0,4	NbO ₂ OH
5,3	Cr(OH) ₃		

понятно, почему в почвах и осадочных породах редко встречаются минералы гидрооксиды магния, почему двухвалентное железо интенсивно мигрирует в болотах тундры и тайги (кислые воды) и слабее — в болотах степей и пустынь (слабощелочные воды). В слабокислых и кислых водах энергично мигрируют кальций, стронций, барий, медь, цинк, кадмий, хром, двухвалентный марганец, кобальт, никель, тогда как в щелочных водах многие из них мигрируют слабо, зато хорошо мигрируют молибден, селен, мышьяк. Большое влияние на миграцию элементов оказывает способность их образовывать комплексные соединения (это особенно характерно для Au, Ag, Cu, Hg, Cd, Mn, Fe, Co, Ni, Zn, U и др.), способность к окислению и восстановлению, сорбируемость на коллоидных веществах.

Для оценки суммарной интенсивности водной миграции элементов А. И. Перельман предложил коэффициент водной миграции K_x , равный отношению содержания данного элемента в минеральном остатке воды (m_x в г/л) к его содержанию в горных породах (n_x в %), дренируемых этими водами:

$$K_x = \frac{m_x \cdot 100}{an_x},$$

Интенсивность миграции	Окислительная обстановка					Контрастность миграционной способности		Резко восстановительная обстановка											
	1000	100	10	1	0,1	0,01	0,001	слабая	←	→	сильная	1000	100	10	1	0,1	0,01	0,001	
Очень сильная миграция				Cl, Br, S					Cl, Br, J										Cl, J, Br
Сильная миграция				Ca, Mg, Na, F, Sr, Zn, U					Ca, Mg, Na, F, Sr										Ca, Mg, Na, F, Sr
Средняя миграция				Ca, Si, P, Cu, Ni, Mg, K					Si, P, K										Si, P, K
Слабая и очень слабая миграция				Fe, Al, Ti, Y, Th, Zr, Hf, Nb, Ta, Ru, Rh, Pd, Os, Pt, Sn					Al, Ti, Zr, Hf, Nb, Ta, Pt, TR, Sn										Al, Ti, Sc, Y, Cu, Ni, Co, Mo, TR, Zr, Hf, Nb, Ta, Ru, Rh, Pd, Os, Zn, U, Pt

Рис. 31. Контрастность миграции элементов в окислительной (кора выветривания и др.) и резко восстановительной обстановке ландшафта (по А. И. Перельману).

где a — сумма минеральных веществ, растворенных в воде, g/l .

Чем больше K_x , тем больше элемент выщелачивается из пород, тем интенсивнее его водная миграция. Путем сравнения значения K_x можно оценивать интенсивность миграции любых химических элементов с различными кларками.

Оценка интенсивности водной миграции элементов по шкале значения K_x , по А. И. Перельману

K_x	Интенсивность миграции
$n \cdot 10 - n \cdot 100$	I. Очень подвижные мигранты (S, Cl, I, Br)
$n - n \cdot 10$ ($n < 2$)	II. Легко подвижные мигранты (Li, Na, Mg, Ca, Sr, F, B)
$0, n - n$ ($n < 5$)	III. Подвижные мигранты (K, Sr, P, Rb, Cs, Ba, Tl)
$> 0, n$	IV. Слабоподвижные и инертные мигранты (Al, Ga, Ti, Sc, TR, Th, Zr, Hg, Hb, Ta, W, Sn, In, платиноиды, Be, Bi, As, Sb).

Сравнивая значения K_x для различных частей ландшафтной зоны (кора выветривания, грунтовые воды, почвы и т. д.), можно произвести оценку контрастности миграции элементов. Мерой контрастности миграции служит коэффициент контрастности, равный отношению K_{xi} разных процессов (рис. 31).

Согласно В. И. Вернадскому, между природными водами, горными породами и живым веществом существует динамическое равновесие. В зависимости от взаимодействия между указанными факторами каждая из 485 видов выделенных им вод характеризуется определенным химическим составом, количеством растворенных газов и органического вещества. Они участвуют в образовании коллоидов, гидратации и дегидратации минералов, образовании почв, распределении химических элементов.

Литосфера. В литосфере ландшафтная оболочка соответствует зоне гипергенеза (по А. Е. Ферсману) и включает область проникновения вадозных вод, нижнюю часть биосферы. В соответствии с этим главное значение в миграции

химических элементов принадлежит живому веществу и его остаткам, почве, коре выветривания, осадочным породам и, естественно, воде и водным растворам.

Гипергенез, по А. Е. Ферсману, включает весь комплекс химических и физико-химических явлений, протекающих на границе между атмосферой и твердой земной оболочкой и приводящих к разрушению пород, образованию коры выветривания, почвы или нового осадка. Процессы гипергенеза могут протекать как на суше, так и в гидросфере. Главное значение в миграции вещества при гипергенезе на суше принадлежит выветриванию — комплексу механических, физико-химических и биохимических процессов. В то же время ведущая роль в гипергенных процессах гидросферы принадлежит гальмиролизу — комплексу сложных преобразований первичного осадка на дне водоема под влиянием окислительно-восстановительных реакций, растворения и жизнедеятельности организмов.

Процессы выветривания приводят к разрушению структуры, текстуры пород, изменению их состава, перемещению и переотложению образующихся продуктов. При этом имеет место перегруппировка и замещение химических элементов в минеральном веществе пород, синтез новых органо-минеральных веществ.

Протекая непрерывно, процессы выветривания по мере удаления продуктов выветривания захватывают все новые горизонты земной коры. В связи с этим можно говорить об активном горизонте выветривания, где под воздействием соответствующих процессов непрерывно создается материал для денудации земной поверхности, выравнивания рельефа. Таким горизонтом в зоне вечной мерзлоты, например, является слой ежегодного промерзания и оттаивания, в других районах — толща активной фильтрации поверхностных вод (зона просачивания),

охватываемая годовыми температурными колебаниями.

По характеру выветривания и составу образующихся продуктов К. И. Лукашев выделяет следующие типы ландшафтно-геохимических процессов: 1) резко выраженного физического и слабого химического и биолого-химического. Этот тип выветривания господствует в областях ледовой и тундровой зон, в высокогорных районах; 2) энергичного физического и химического выветривания с господством реакций кислого типа. Характерны для районов умеренно теплого и умеренно влажного климата. При этом образуются подзолистые почвы и сialлитно-глинистые коры выветривания; 3) преимущественно химического и биохимического выветривания с господством реакций щелочного типа. Характерны для областей умеренно теплого климата степей и лесостепей. При этом образуются черноземные и каштановые почвы, сialлитно-карбонатные (лессовидные) продукты коры выветривания; 4) сильного физического и слабого биохимического выветривания с господством сильнощелочных реакций, обусловленных высокой подвижностью и накоплением в коре выветривания и почве хлоридно-сульфатных солей. Характерен для областей жаркого и сухого климата сухих степей, пустынь и полупустынь. Здесь широко представлены сialлитно-сульфатные продукты выветривания; 5) энергичного химического и биохимического выветривания с господством реакций кислого типа. Характерен для областей влажного тропического и субтропического климата. При этом образуются латериты, бокситы и другие красноцветные почвы.

Можно выделить области земной поверхности, где преобладают процессы физического, химического или биологического выветривания. Так, к областям резко выраженного физического выветривания относят: 1) полярные области и области распространения вечной

мерзлоты. В них широко развиты процессы солифлюкции — перемещения перенасыщенных водой землистых масс по слою вечной мерзлоты. Это приводит к выполаживанию рельефа и созданию его специфических форм: каменных многоугольников, ячеистых, бугристых и иных; 2) горные области, где колебания температуры, сила тяжести, эрозия приводят к разрушению и перемещению пород к подножью гор; 3) пустыни, где основные агенты выветривания — температура, ветер, периодические ливни.

К главным процессам химического выветривания относят гидролиз, гидратацию, растворение, ионный обмен, комплексобразование, диализ и др. При этом минералы пород подвергаются частичному или полному разрушению. Из них полностью или частично извлекается или замещается ряд химических элементов, порода переходит из одного состояния в другое — из кристаллического в аморфное и т. д.

Одним из важнейших следствий проявления процессов выветривания является образование *коры выветривания*. Она представлена толщей поверхностных отложений, заключена между аллювием и элювием, ограничена снизу поверхностью проникновения кислорода. По В. И. Вернадскому, это особая термодинамическая зона, характеризующаяся низкими температурами и давлением. Ее вещественный состав и строение определяются глубиной и характером выветривания коренных пород, их составом, структурно-текстурными особенностями. Обычно кора выветривания имеет зональный характер, обусловленный изменением пород в вертикальном разрезе. Границы между зонами зависят от структуры и текстуры пород, циркуляции грунтовых вод, базиса эрозии и других процессов.

И. И. Гинзбург различает следующие типы кор выветривания: *I. Первичные* (автохтонные, элювиальные), или остаточные. Представлены они типом *A* —

остаточной корой выветривания, образовавшейся в результате разложения горных пород атмосферными и другими гипергенными факторами, и типом *B* — остаточной корой выщелачивания. И та и другая могут быть открытыми и закрытыми. *II. Вторичные* (аллохтонные), или преобразованные. Среди них выделяются: *A* — остаточные, переработанные химическими процессами, и *B* — иллювиальные (инфильтрационные); *III. Инфильтрационные* (с метасоматозом или без него); *IV. Переотложенные* (элювиально-делювиальные, делювиально-пролювиальные, карстовых трещин); *V. Размытые*.

Кроме того, в зависимости от распространения, различают площадные, линейные, локальные коры выветривания.

В процессе выветривания, по мере выщелачивания пород, их рН уменьшается. При приближении значений рН силиката к рН растворов реакции разложения останавливаются. Чем больше разница между первичной щелочностью минералов и рН раствора, тем полнее и интенсивнее идет процесс изменения пород.

При образовании коры выветривания из коренных пород извлекается и поступает в гипергенную миграцию большое число химических элементов. Их количество, состав и форма нахождения зависят от типа, характера, интенсивности, состава и свойств первичного субстрата кор выветривания. Последняя же в свою очередь во многом зависит от ландшафтных условий корообразования.

С формированием кор выветривания связано образование особых рудных провинций с характерными для них полезными ископаемыми: первичных каолинов, глин, бокситов, рассыпных месторождений, осадочных, железных, марганцевых, никелевых и других руд.

Самым верхним горизонтом литосферы является *почва* — рыхлый поверхностный слой земной коры, несущий на

себе растительный покров и обладающий плодородием, непрерывно изменяющийся под влиянием климата, биологических факторов, рельефа местности и других причин. В своем строении почвенный покров содержит ряд горизонтов:

1) *верхний гумусовый*, или *перегнойно-аккумулятивный*. Является горизонтом максимальной биологической активности. Здесь протекают сложные процессы взаимодействия живого и мертвого вещества, сопровождаемые миграцией, рассеянием и концентрацией химических элементов и химических соединений; 2) *горизонт вымывания*, из которого в результате выщелачивания выносятся легко подвижные минеральные и органические вещества; 3) *иллювиальный горизонт* аккумуляции минерального и органического вещества.

На территории СССР в зависимости от ландшафтных условий И. В. Тюрин выделяет 35—40 генетических типов почв. Это тундровые, глеевые, подзолистые, подзолисто-болотные, болотные, дерново-карбонатные, дерново-глеевые, лугово-болотные, серые лесные, серые лесные глеевые, черноземные, лугово-черноземные, каштановые, лугово-каштановые, бурые, пустынно-степные, бурые лугово-степные, солончаки, солонцы, солоды, серо-бурые пустынные, такыровидные, такыры, сероземы, лугово-сероземные, бурые лесные, горно-луговые, горные лугово-степные, красноземы, желтоземы, пойменные. Сущность почвообразовательного процесса заключается в разрушении и размельчении пород и превращении их в рыхлую массу, в образовании и накоплении органических остатков (гумуса) в продуктах выветривания (вследствие распада органического вещества, жизнедеятельности организмов и биохимических реакций), в миграции и накоплении минеральных веществ. Характер миграции элементов в системе почва — горная порода может быть иллюстрирован величиной отно-

ного коэффициента:

$$C = \frac{\text{содержание элемента в почве}}{\text{содержание элемента в горной породе}}$$

Значению $C < 0,5$ соответствует интенсивный вынос элемента из почвы; $0,5 < C < 1,5$ соответствует слабому выносу или отсутствию перераспределения элемента; при $C > 1,5$ происходит существенная аккумуляция элемента в почве.

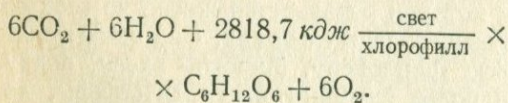
Биосфера. Понятие о биосфере было введено в науку Э. Зюссом, но геологическое и геохимическое обоснование было сделано В. И. Вернадским. Он указывал, что «на земной поверхности нет химической силы, более постоянно действующей, а потому и более могущественной по своим конечным последствиям, чем живые организмы, взятые в целом». Геологический эффект деятельности каждого живого организма бесконечно мал. Однако этих действий бесконечное множество и проявляются они в течение многих миллионов лет. Поэтому в результате мы имеем дело с вполне реальным геологическим процессом.

По А. И. Перельману, биосфера — это оболочка жизни, та часть земной коры, в которой развивается жизнь во всех ее разнообразных формах. Она охватывает всю тропосферу, Мировой океан, почву и более глубокие части литосферы, до 1—2 км (критические глубины жизнедеятельности организмов, ограниченные температурой 100°). В составе биосферы выделяют ряд подсистем, названных В. И. Вернадским биокосными телами. Они характеризуются определенными условиями организации биосферы, особенностями связи живого вещества с неорганическим миром. К ним относятся кора выветривания, илы материковых и океанических водоемов, почва, водоносные горизонты. Они, в свою очередь, формируют систему более высокого уровня организации — ландшафт. Последний,

как правило, состоит из живых организмов и биокосных тел.

В. И. Перельман указывает на три основных аспекта геологической деятельности организмов: 1) организмы как непосредственные концентраторы химических элементов. В результате образуются горные породы с органоморфной структурой и текстурой: угли, известняки, торф и др.; 2) живые вещества как фактор, определяющий физико-химические условия миграции элементов; 3) суммарный эффект деятельности живого вещества за период геологической истории. Чтобы представить себе размер этой деятельности, достаточно указать, что только растительный покров земного шара ежегодно ассимилирует из атмосферы и гидросферы около 170 млн. *m* углерода.

Основным источником живого вещества в ландшафтной оболочке является фотосинтез. Он представляет собой окислительно-восстановительную реакцию при участии хлорофилла и солнечной энергии, при которой за счет поглощения углекислого газа и воды окружающего пространства создаются органические соединения, обладающие большим запасом внутренней энергии. При этом выделяется кислород:



Фотосинтез осуществляется миллионы лет. За это время было синтезировано громадное количество органического материала, частично сохранившегося в виде залежей горючих газов, торфов, горючих сланцев, каменных углей. По подсчетам, запасы углерода в них составляют около 10 000 млрд. *m*, т. е. в среднем 200 *m* на каждый гектар земной поверхности. Кроме фотосинтеза, организмы могут накапливать химические элементы и иным путем за счет различных химических реакций, называемых реакциями хемосинтеза. К ним от-

носятся реакции окисления аммиака, серы, сероводорода, двухвалентного железа, марганца, водорода, угля и др.

Кроме углеводов и других органических соединений растения содержат также азот, фосфор, калий, кальций и многие другие химические элементы, которые они получают в процессе жизнедеятельности из почвы или воды. Поглощаясь растениями, эти химические элементы входят в состав сложных органических соединений.

Все это иллюстрирует закон *геохимической роли живого вещества*: основные геохимические особенности большинства ландшафтов определяются жизнедеятельностью организмов (В. И. Вернадский). Живые организмы являются важнейшим фактором миграции элементов в земной коре, источником геохимических и биохимических процессов осадкообразования. Образующиеся в биосфере соединения способствуют восстановлению металлов из сернокислых солей, дают устойчивые комплексные соли.

Накопление живого вещества в разных ландшафтах происходит по-разному. Выделяют абиогенные, биогенные и культурные ландшафты. В первых живое вещество отсутствует, во вторых — оно существенный компонент ландшафта, в третьих — ведущую роль в ландшафте играет деятельность человека. В связи с этим для характеристики разных ландшафтов А. И. Перельманом введены две важнейшие характеристики биосферы: *общая масса живого вещества* (биомасса — *Б*) и *ежегодная продукция живого вещества* (*П*). В соответствии со значениями *Б*, *П* и отношением этих величин $\left(\frac{П}{Б}\right)$ различают таежный, степной, пустынный, тундровый и иные ландшафты.

Наиболее важной из приведенных характеристик ландшафта является величина $K = \frac{\lg П}{\lg Б}$. Она характеризует

степень прогрессивного развития ландшафта. Чем выше K , тем больше ежегодная продукция живого вещества на единицу биомассы, тем больше эволюционное развитие ландшафта и растительного покрова.

Для разных ландшафтов характерны не только определенные значения B , Π и K , но и определенный видовой состав растений, структура биоценоза, «уровень организации». Виды животных и растений отличаются друг от друга не только внешне, но и по химическому составу.

А. П. Виноградов различает два типа накопления организмами химических элементов: групповой и видовой. *Групповой* — когда все организмы данной области накапливают какой-либо химический элемент в связи с повышенным его содержанием в почве; *видовой*, или *селективный*, — когда повышенное содержание химического элемента наблюдается только у определенного вида организма.

Интенсивность поглощения химических элементов растениями Б. Б. Польнов предложил характеризовать отношением содержания элемента в золе растения (I_x) к содержанию этого же элемента в почве (n_x), названное А. И. Перельманом *коэффициентом биологического поглощения*:

$$A_x = \frac{I_x}{n_x}.$$

Элементы, значения A_x которых > 1 , называются элементами биологического накопления. Среди них выделяются элементы энергично накапливаемые (P, S, Cl) и элементы сильно накапливаемые (Ca, K, Mg, Sr, Na, B, Zn; табл. 23). Из таблицы видна следующая особенность: интенсивность поглощения сильных анионов (Cl, S, P) гораздо больше, чем сильных катионов (Ca, Mg, Na, K).

Основная масса живого вещества сосредоточена в верхнем горизонте или над поверхностью почвы. Поглощение же химических элементов корнями растений

происходит из всей массы почвы. Чем больше коэффициент биологического поглощения, тем интенсивнее идет процесс накопления элементов в верхних горизонтах почвы. Растение, подобно насосу, перекачивает химические элементы из нижних горизонтов почвы в верхние.

Наряду с аккумуляцией химических элементов организмами в ландшафтной оболочке протекают и противоположные процессы перехода химических элементов из организмов в окружающую среду как в связи с жизнедеятельностью этих организмов, так и, в особенности, при их разложении. Основную роль в разложении организмов играют различные микроорганизмы, повсеместно присутствующие в ландшафтной оболочке и приспособленные к жизни в самых разнообразных условиях. Некоторым из них нужен для дыхания свободный кислород (азробные бактерии), другие извлекают его из химических соединений (анаэробные бактерии). Для своей жизни они разлагают сложные органические соединения растений и животных (белки, жиры, углеводы и др.) до более простых соединений, бедных энергией (углекислого газа, воды, аммиака и др.). В результате в почвах, в поверхностных и подземных водах, на дне водоемов образуются гумус и другие простые органические вещества, углекислый газ, вода. Из органических соединений освобождаются кальций, магний, натрий, калий, сера, фосфор и образуются соответствующие катионы и анионы (Ca^{2+} , Mg^{2+} , SO_4^{2-} , PO_4^{3-} и др.). Они входят или в состав вод, сорбируются коллоидами, или переходят в твердую фазу почв и грунтов, образуя различные соли.

Совокупность процессов разложения органических веществ на более простые, бедные энергией, минеральные соединения называется *минерализацией органических веществ*. В результате минерализации выделяется энергия, поглощенная при фотосинтезе, которая идет

Таблица 23. Средний состав золы живых организмов суши, коэффициенты биологического поглощения и ряды биологического поглощения

Химический элемент	Средний состав золы	Кларк литосферы	Коэффициент биологического поглощения	Ряды биологического поглощения
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	$5 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-5}$	»	II. Сильно накапливаемые
K	$n \cdot 10 (n < 3)$	2,50	n	
Ca	$n \cdot 10 (n < 2)$	2,96	»	
Mg	$n (n < 5)$	1,87	»	
Na	n	2,50	»	
Sr	$n \cdot 10^{-1} - n \cdot 10^{-2}$	0,034	»	
B	$n \cdot 10^{-2} - n \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$n - n \cdot 10$	III. Слабого накопления и среднего захвата
Zn	$n \cdot 10^{-2} - n \cdot 10^{-3}$	$8,3 \cdot 10^{-3}$	n	
Ag	$n \cdot 10^{-4} - n \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-6}$	»	
Mn	$n \cdot 10^{-1} - n \cdot 10^{-2}$	0,1	$n - 0, n$	
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	$n \cdot 10^{-10} - n \cdot 10^{-11}$	$1 \cdot 10^{-10}$	»	IV. Слабого захвата
Fe	$n - 0, n (n < 5)$	4,65	$0, n$	
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	$n \cdot 10^{-4}$	$3,7 \cdot 10^{-4}$	»	
Ti	$n \cdot 10^{-1} - n \cdot 10^{-2}$	0,45	$0, n - 0,0 n$	
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	$0,0 n$	V. Слабого и очень слабого захвата
U	$n \cdot 10^{-5}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	»	
Zr	$n \cdot 10^{-3} - n \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-2}$	»	

на выполнение определенной химической работы — растворение, окисление, гидролиз и т. д. В связи с этим количество органических веществ, ежегодно разлагающихся в ландшафте, также является его важной геохимической характеристикой и обычно относится к единице площади: $кг/м^2$, $т/га$ и др.

Процессы образования и разрушения органических веществ в биосфере образуют единый биологический круговорот атомов, являющийся одним из основных законов биосферы. Согласно А. И. Перельману, этот закон сводится к следующему: в биосфере атомы участвуют в биологических круговоротах, в ходе которых они поглощаются живым веществом и заряжаются энергией, затем покидают живое вещество, отдавая накопленную энергию в окружающую среду. Главными носителями энергии являются природные воды. В результате биологического круговорота атомов происходит изменение химического состава биосферы.

Миграция элементов в ландшафтной оболочке. Развитие ландшафтной оболочки представляет собой поступательный процесс циклического круговорота земного вещества. Одни массы вещества погружаются и испытывают переплавление, метаморфизм, другие, наоборот, поднимаются к поверхности и испытывают различного рода гипергенные изменения. В этом круговороте К. И. Лукашев различает ряд циклов: эндогенно-гипергенный, почвенно-ландшафтный, космический. В эндогенно-гипергенном цикле существует малый и большой круговорот вещества. При малом круговороте продукты разрушения горных пород сортируются, транспортируются и откладываются в виде различных осадков на суше и в гидросфере. Они могут уплотняться, цементироваться, метаморфизоваться. Под действием тектонических сил эти осадки могут быть снова приподняты, подвергнуты разрушению и т. д.

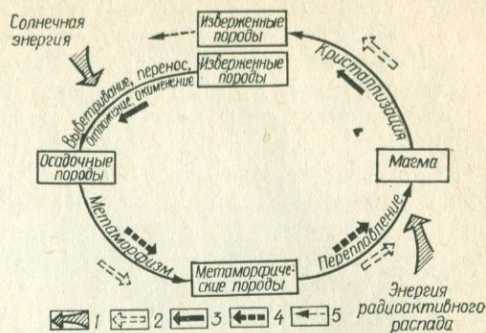


Рис. 32. Круговорот вещества в Земле (по К. И. Лукашеву):

1 — поглощение энергии; 2 — выделение энергии; 3 — рост информации (разнообразия); 4 — уменьшение информации (разнообразия); 5 — начало нового цикла круговорота.

При большом круговороте продукты малого круговорота могут быть метаморфизованы на больших глубинах, переплавлены и превращены в массивно-кристаллические породы, затем они могут быть вынесены на поверхность и участвовать в разрушении, транспортировке и перетоплении материала (рис. 32). Движущими силами перемещения вещества в цикле являются тепловые, механические, химические, радиоактивные и другие процессы, проявляющиеся в тектонических движениях, магматической и вулканической деятельности, перемещении растворов. Важнейшим звеном круговорота вещества является образование осадочной оболочки.

Почвенно-ландшафтный, или биологический, круговорот вещества представляет собой взаимодействие живой и неживой природы. При этом взаимодействии живое вещество извлекает для своей жизнедеятельности из воды, воздуха и горных пород необходимые химические элементы, преобразует их в органическое вещество, затем в результате отмирания и разложения организмов происходит обратный процесс высвобождения и рассеяния химических элементов (рис. 33). Подобный цикл складывается из бесчисленного множества

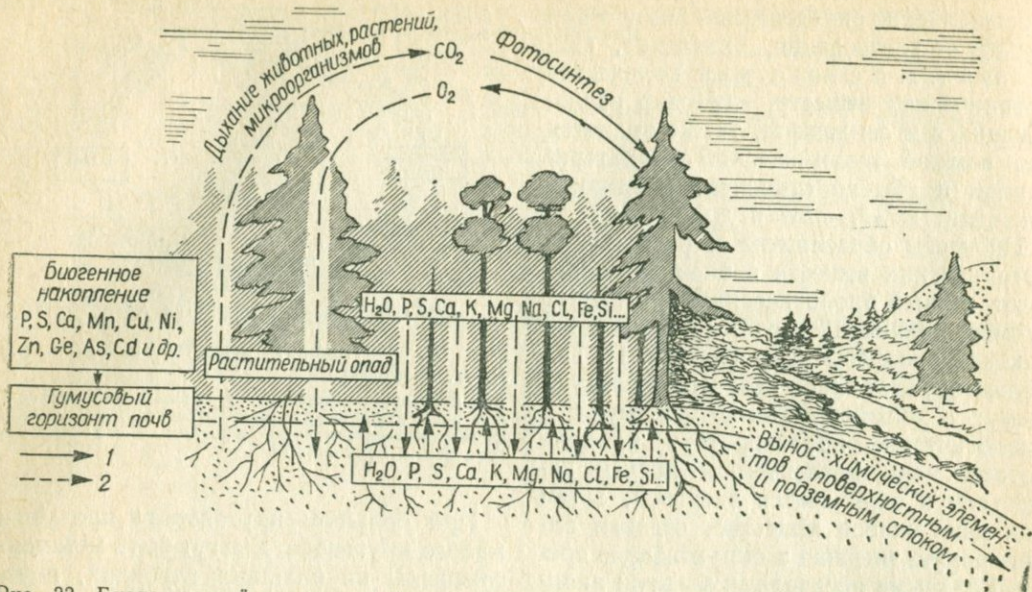


Рис. 33. Биологический круговорот элементов в ландшафте (по А. И. Перельману):
1 — биогенная аккумуляция; 2 — минерализация органических веществ.

более мелких подциклов миграции элементов.

Скорость и полнота биологического круговорота во многом определяются содержанием дефицитных и избыточных элементов. К дефицитным относятся элементы, увеличение количества которых ускоряет биологический круговорот. К таким элементам относятся O, N, P, K, Ca, Mn, Mg, Co, Cu, I, F, Mo, Zn и др. Обычно дефицитность элементов устраняется или путем добавления соответствующих элементов в ландшафт, или путем перевода соединений дефицитных элементов в подвижную форму. Избыточными являются элементы, уменьшение содержания которых в ландшафте приводит к ускорению и увеличению емкости биологического круговорота. К таким элементам относятся Cl, S, Na, Cu, Ni, F, Fe и др.

Особенности геохимии и миграции элементов в данном ландшафте иногда [76] обозначаются в виде формулы вида:

$$\text{H}^+ - \frac{\text{Fe}^{2+}, \text{O}, \text{N}, \text{P}, \text{K}, \text{Ca}, \text{Mg}, \text{Na}, \text{Cu}, \text{Co}, \text{I}, \dots}{\text{H}^+, \text{H}_2\text{O}}$$

(формула соответствует водам кислого глеевого класса ландшафта тайги). В числителе приводятся дефицитные элементы биологического круговорота, в знаменателе — избыточные.

Геокосмический цикл миграции представляет собой главным образом энергетический обмен вещества между земной поверхностью и Космосом. В рамках этого цикла Земля теряет в космическое пространство ряд подвижных элементов и энергию. С другой стороны, земная поверхность и атмосфера получают определенное количество космического вещества и прежде всего солнечную энергию. Роль последней в миграции химических элементов в ландшафтной оболочке является ведущей и проявляется весьма разнообразно. Это и непосредственная роль тепла и света, и круговорот воды, и механическое растрескивание пород, и движение воздушных масс, и др. Однако наибольшее значение она имеет при биологическом круговороте. К другим источникам энергии в ландшафтной оболочке, играющим мень-

шую роль по сравнению с солнечной, можно отнести энергию радиоактивного распада, вулканическое тепло, внутреннюю энергию химических соединений.

С энергетической точки зрения явления миграции протекают в ландшафте как взаимодействие эндо- и экзотермических реакций. К эндотермическим реакциям относится биогенная аккумуляция, в том числе и фотосинтез, дегидратация, растворение и др.; к экзотермическим — окисление, дыхание организмов, минерализация органических остатков, гидратация и пр.

Миграция элементов в ландшафте имеет определенную периодичность, связанную с вращением Земли вокруг своей оси и движением вокруг Солнца. Различают суточные, годовые и вековые ритмы. Для разных зон Земли проявление ритмичности различно. Так, наибольшие сезонные изменения наблюдаются для влажной умеренной полосы, минимальные — для высокогорных районов.

Если в ходе изменения ландшафта возрастает количество химических элементов, вовлекаемых в биологический круговорот, а также увеличивается биомасса, то говорят о прогрессивном геохимическом развитии ландшафта. В противном случае мы будем иметь дело с регрессивным развитием. Чаще всего оно происходит под воздействием различного рода внешних причин.

Химические элементы по своему поведению в ландшафте существенно различаются. Одни из них образуют химические соединения и определяют многие важные свойства ландшафта, другие же почти не участвуют в реакциях и мало сказываются на геохимических особенностях ландшафта (табл. 24). Значение того или иного химического элемента для ландшафтообразования определяется его содержанием и интенсивностью миграции (по А. И. Перельману). Элементы, наиболее интенсивно мигрирующие и накапливающиеся в ландшафте, являются типоморфными и относятся к активным

мигрантам. По преобладающему способу миграции активные мигранты могут быть разделены на воздушные и водные. К первым относятся элементы, образующие газообразные соединения: водород, кислород, азот, углерод. Они играют ведущую роль во всех ландшафтах и определяют его геохимические особенности, составляя большую часть массы живого вещества и природных вод. К водным мигрантам относятся элементы, мигрирующие в водах в виде ионов, недиссоциированных молекул и коллоидов: натрий, калий, магний, алюминий, кремний, фосфор, сера, хлор, марганец, железо, кобальт, никель, ванадий, стронций и др. В зависимости от поведения этих элементов в различных ландшафтах можно выделить элементы с низкой контрастностью миграции, поведение которых во всех ландшафтах близко: хлор, натрий, азот (езде мигрируют активно), а также цирконий, гафний, тантал, вольфрам (во всех ландшафтах мигрируют слабо). К элементам с высокой контрастностью миграции относятся железо, медь, кальций, молибден, алюминий, уран, цинк, марганец и др. Они в благоприятных условиях могут давать промышленные скопления.

С термодинамических позиций ландшафт представляет собой неравновесную систему прежде всего за счет богатства свободной химической энергии живого вещества. Действительно, если принять ежегодную продукцию органического вещества в биосфере равной $1 \cdot 10^{11} \text{ т}$, то за 350 млн. лет объем биомассы составит $3,5 \cdot 10^{19} \text{ т}$, или около 2 раз больше массы земной коры (2×10^{19}). За счет этого «избытка» биомассы в ландшафтной оболочке произведена огромная работа.

Важнейшее значение в миграции химических элементов имеют *геохимические барьеры*, представляющие собой зоны изменения условий миграции элементов. К ним относятся: 1) изменение соотношения механического и химического

Таблица 24. Главнейшие формы нахождения химических элементов в зоне гипергенеза
[по А. И. Перельману]

Форма нахождения	Примеры	
	химические элементы и соединения	геологическая обстановка
Газообразная	O ₂ , N ₂ , CO ₂ , H ₂ S, CH ₄ , Rn, He, Ar	Надземная и подземная атмосферы, природные воды, живое вещество, в меньшей степени — минералы (He — в урановых минералах, Ar — в калиевых и т. д.)
Легкорастворимые соли и их ионы в растворах	NaCl, Na ₂ SO ₄ , Na ₂ CO ₃ , ZnSO ₄ , CuSO ₄ , Na, Cu ²⁺	Почвы, кора выветривания, континентальные отложения и озера сухих степей и пустынь, зона окисления сульфидных месторождений. Грунтовые воды районов с сухим климатом, глубокие горизонты подземных вод (рассолы), соляные месторождения
Труднорастворимые соли и их ионы в растворах	CaCO ₃ , CaCO ₃ · 2H ₂ O, CuCO ₃ · Cu(OH) ₂ , PbSO ₄	Почвы, кора выветривания и континентальные отложения степей и пустынь, частично — зона окисления сульфидных месторождений, грунтовые воды
Элементы в телах живых организмов (растения, животные, микроорганизмы)	Белки, жиры, углеводы, витамины и другие органические соединения, состоящие в основном из С, Н, О, N, в меньшей степени — из S, P, К, Са, Mg, Cu, Zn и др.	Ландшафты суши, особенно районов с теплым и влажным климатом (влажные тропические леса), в меньшей степени — тайга, степи, тундра, пустыни. Моря и океаны, главным образом поверхностные горизонты и прибрежные участки. В незначительной степени — глубокие горизонты подземных вод (только микроорганизмы)
Коллоидные осадки и растворы	Гумусовые вещества, коллоидные осадки гидроокислов железа, кремния, марганца, алюминия, частично глинистые минералы	Почва, кора выветривания и илы водоемов
Адсорбированные ионы (преимущественно катионы)	Ca ²⁺ , Mg ²⁺ , Na ⁺ , Cu ²⁺ , H ⁺ , Ni ²⁺ , Al ³⁺ и другие в коллоидных минералах	Почвы, илы водоемов, кора выветривания, глинистые осадочные породы, железные и марганцевые руды, углеродисто-кремнистые сланцы, угли, торфа
Межблочные формы в нарушениях кристаллов	U	Горные породы
Элементы в узлах кристаллических решеток медленно разрушаемых и устойчивых (в данной среде) минералов	Si, Al, Zr, Hf, W, Sn, Ta, Nb, Th, TR	Циркон, сфен, кварц, тантало-ниобаты в почвах и коре выветривания. Каолинит в почвах, коре выветривания и континентальных отложениях

стоков; 2) изменение характера биологического круговорота вещества; 3) изменение концентрации химических соединений при смене ландшафтных обстановок; 4) изменение величин рН и Eh среды миграции; 5) изменение условий сорбции и др.

Различают механические, физико-химические и биологические барьеры. Механические барьеры возникают при резком изменении скорости движения воды, ветра, продуктов механической денудации. При этом в благоприятных условиях могут образовываться россыпные месторождения некоторых металлов — титана, олова, циркония, тория и др.

К характерным типам физико-химических барьеров зоны гипергенеза можно отнести (по А. И. Перельману): 1) кислородный барьер — концентрируются железо, марганец, кобальт; 2) восстановительный сероводородный барьер — накапливаются ванадий, железо, кобальт, никель, медь, цинк, серебро, кадмий, ртуть, свинец, уран; 3) щелочной барьер — накапливаются кальций, магний, стронций, хром, марганец, железо, кобальт, никель, медь, цинк, кадмий, свинец; 4) испарительный барьер — накапливаются литий, фтор, натрий, магний, сера, хлор, калий, кальций, ванадий, цинк, стронций, рубидий, молибден, иод, уран; 5) адсорбционный барьер — накапливаются магний, фосфор, сера, кальций, ванадий, хром, кобальт, медь, цинк, мышьяк, рубидий, молибден, ртуть, свинец, радий, уран.

Особенно велика в зоне гипергенеза роль окислительного и восстановительного сероводородного барьеров, благодаря которым сформирован ряд крупных месторождений серы, железа, марганца, меди, урана, свинца, серебра, цинка и других металлов. Биологические барьеры возникают при резкой смене организмов и характера их взаимоотношений с вмещающей средой, роли восстановитель-

ных и окислительных реакций. Ширина геохимического барьера может быть весьма различна — от сантиметров до сотен и тысяч метров, в связи с чем могут создаваться как микро-, так и макробарьеры. Причем в пределах барьеров изменение фактора миграции вещества, как правило, неоднородно, что нередко создает зональность. Так, подобная зональность может создаваться в краевых частях болот и солончаков, способствуя накоплению соединений молибдена, меди и других металлов.

Ноосфера представляет собой постоянно расширяющуюся область ландшафтной оболочки, в пределах которой проявляется хозяйственная и социальная деятельность человека. Если на заре человеческой деятельности она полностью входила в состав биосферы, далеко отстоя от границ последней, то в настоящее время человек вышел за пределы биосферы и в сферу своей деятельности все шире вовлекает как космическое пространство, так и значительные глубины литосферы.

Термин «ноосфера» был введен в науку Е. Леруа, но первым дал ей теоретическое обоснование В. И. Вернадский, который видел в ноосфере оболочку Земли, возникшую как результат естественно-исторического развития биосферы.

Одним из важнейших следствий хозяйственной деятельности человека является создание культурного ландшафта. Его характерными особенностями являются (А. И. Перельман): 1) высокая продуктивность и разнообразие биологической продукции, энергичный фотосинтез; 2) быстрое разложение остатков организмов и включение продуктов минерализации в новый цикл биологического круговорота; 3) быстрое протекание биологического круговорота в целом; 4) минимальный «выход» химических элементов из биологического круговорота; 5) удаление из ландшафта избыточных элементов и привнос дефицитных; 6) мобилизация «внутренних

ресурсов ландшафта» для усиления биологического круговорота; 7) оптимальный круговорот воды; 8) замкнутый цикл в промышленности, чтобы заводы не отравляли окружающее пространство.

Важной функцией ноосферы является использование человеком химических элементов окружающей среды. Если в древние века человечество использовало лишь 19 элементов, в XVIII в. — 28, в XIX — 50, а в начале XX в. — 60, то в настоящее время используются все 89 химических элементов, известных на Земле, да, кроме того, ряд элементов, не существующих в естественных условиях, — плутоний, нептуний и др. Отмечается и характерная общая тенденция потребления минерального вещества: если вначале использовались преимущественно природные соединения — минералы, то в дальнейшем человек стал все в больших масштабах использовать химические элементы, а с XX ст. началось использование изотопов химических элементов.

Ежегодно из недр извлекается не менее 4 км³ горных пород и руд, причем ежегодный прирост добычи составляет не менее 3%. Стремительно растет и темп роста потребления. По прогнозным данным, объем потребления важнейших металлов в США, например, возрастет к 2000 году от 2 до 10 раз.

Общей тенденцией развития ноосферы является увеличение отношения ежегодной добычи химических элементов в тоннах к их кларкам в литосфере, названное А. И. Перельманом *технофильностью*. Причем ускоренными темпами происходит возрастание технофильности энергетического сырья и, в частности, углеводородов. Большая часть извлекаемой энергии нужна человеку для осуществления в невиданных масштабах рассеяния химических элементов (совершенно несвойственных биосфере), создания новых соединений с заданными свойствами. Так, с продукцией сельского хозяйства и промышленности элемен-

ты данного ландшафта начинают миграцию по разным областям и ландшафтам. И наоборот, из других областей и ландшафтов в данный район и ландшафт поступают химические элементы, создающие несвойственные этому району сочетания. Это обусловлено и внесением удобрений, и минеральной подкормкой животных, применением гербицидов для уничтожения сорняков, использованием химических стимуляторов роста, изменением ландшафтов (осушение, обводнение, засоление и т. д.) и т. п.

Характерная геохимическая особенность культурного ландшафта состоит в резком ускорении миграции химических элементов и их рассеянии. Приводятся в движение элементы, накопление и захоронение которых длилось миллионы лет. Новые пути миграции атомов, их сочетания и соотношения в ноосфере оказывают существенное влияние на условия жизни и развитие общества. Поэтому необходимо предотвратить и преодолеть нежелательные последствия хозяйственной деятельности человека — загрязнение окружающего пространства, усиление эрозии почв, нехватку питьевой и технической воды, рост заболеваний, связанных с развитием техники, и др. Особенно большую роль в этом процессе должен сыграть Советский Союз и страны, строящие социализм, которые ведут свою хозяйственную и общественную жизнь на плановых началах.

ЛАНДШАФТЫ, ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Водоразделы, склоны, долины, водоемы — это не изолированные участки территории, а тесно между собой связанные взаимообусловленные части единого целого, названного Б. Б. Польновым геохимическим ландшафтом — парагенетической ассоциацией элементарных ландшафтов, связанных между собой миграцией элементов.

По условиям миграции химических

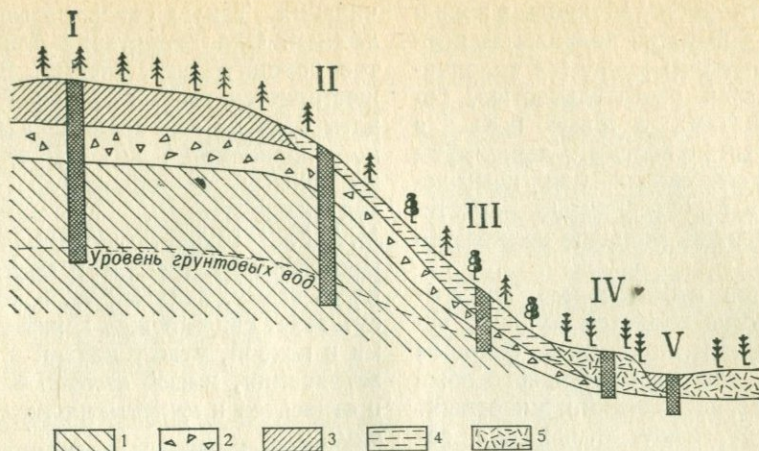


Рис. 34. Схема размещения элементарных ландшафтов и их разрезов (по М. А. Глазовской):

I — элювиальный; II — трансэлювиальный; III — трансэлювиально-аккумулятивный; IV — супераккумулятивный; V — аккумулятивный; 1 — коренные породы; 2 — обломочная кора выветривания; 3 — глинистая кора выветривания; 4 — дельюй; 5 — аллювий.

элементов первоначально было выделено три основных элементарных ландшафта: *элювиальный* (автономный), *супераккумулятивный* (надводный) и *субаккумулятивный* (подводный). М. А. Глазовская дополнила их фациями трансэлювиального, трансаккумулятивного, аккумулятивно-элювиального ландшафтов (рис. 34). *Элювиальный ландшафт* свойственен водоразделам при глубоком залегании уровня грунтовых вод. Последние в данном ландшафте не оказывают влияния на почву и растительность. Вещества поступают в ландшафт в основном из атмосферы. Кора выветривания имеет остаточный характер. Верхние части почв в той или иной степени промыты и лишены легко растворимых соединений, в связи с чем обогащены рядом элементов более глубокие иллювиальные горизонты. В ландшафте господствует окислительная среда.

Выпуклые вершины и верхние, более крутые, выпуклые части склонов заняты *трансэлювиальными ландшафтами*. Для них характерен привнос вещества не только из атмосферы, но и с боковым твердым и жидким стоком. Нижние час-

ти вогнутых склонов и дно открытых сухих ложков образуют *трансаккумулятивные ландшафты*. Здесь происходит не только вынос, но и частичная аккумуляция продуктов как твердого, так и жидкого стока. Участки с замкнутым пониженным, хорошо дренируемым рельефом при глубоком залегании грунтовых вод образуют *аккумулятивно-элювиальный ландшафт*. В нем приносимые твердые вещества аккумулируются, а подвижные воднорастворимые соединения лишь частично задерживаются в почвенном слое; в основном же они выносятся в более глубокие горизонты ландшафта, вплоть до грунтовых вод.

Супераккумулятивный (надводный) ландшафт формируется на пониженных участках рельефа в условиях близкого размещения грунтовых вод. Для них характерно поступление вещества как из атмосферы, так и путем бокового стока. Почвы и корневые части растений могут питаться также грунтовыми водами. Избыток относительно подвижных соединений, поступающих с боковым стоком из элювиальных ландшафтов, заставляет произрастающую здесь

растительность приспособляться к жизни в условиях избытка подвижных компонентов. Примером являются солончаки с галофитной растительностью, богатые карбонатами луговые почвы с бобовой растительностью, ландшафты низинных тростниковых или камышевых болот или зарослей хвоща — растений, потребляющих большое количество кремнезема.

Особенностью *субаквального (подводного) ландшафта* является привнос вещества с жидким и твердым боковым стоком. Для него характерны особые жизненные формы растений и животных. В водоемы поступают химические соединения, входящие в состав окружающей среды, и в первую очередь — наиболее подвижные компоненты. Продукты выветривания и жизнедеятельности автономного ландшафта поступают с поверхностным и подземным стоком в пониженные участки рельефа, занятые надводным и подводным ландшафтом. В связи с этим последние, в отличие от автономного (элювиального), называют *подчиненными ландшафтами*.

Характерной особенностью элементарного ландшафта является дифференциация вещества и физико-химических условий в вертикальном разрезе, называемом *строением*, или *профилем ландшафта*. Подобно почвенному профилю, профиль ландшафта состоит из ряда связанных между собой ярусов. Среди них обычные: ярус живых растений, почвенный ярус, ярус коры выветривания и ярус почвенных или грунтовых вод. Чередование ярусов, их состав, мощность являются следствием прошедших в ландшафте процессов. Поэтому эти признаки относятся к числу важных показателей элементарного ландшафта.

В ряде ландшафтов отдельные его члены связаны миграцией вод, благодаря чему осуществляется перемещение веществ вниз. При этом в верхних горизонтах формируется зона выщела-

чивания. Такую связь называют *совершенной*. Она характерна для ландшафтов хорошего увлажнения. В них осуществляется взаимодействие, миграция элементов на всю *мощность элементарного ландшафта*, под которой понимают разрез от почвы до грунтовых вод включительно. По терминологии М. А. Глазовской, такие ландшафты называются *пермацидными*. В противоположность этому, ландшафты, в которых отсутствует связь между грунтовыми водами и почвой, между почвой и корой выветривания, имеют *несовершенную связь* и относятся к *импермацидным ландшафтам*.

Мощность элементарного ландшафта колеблется в значительных пределах. Ориентировочной оценкой ее является относительное превышение поверхности над дном местных водоемов. Очевидно, что в этих пределах находится зона активного водообмена атмосферных, грунтовых и поверхностных вод, осуществляется миграция химических элементов, снос вещества в твердом и жидком состоянии в депрессии в рельефе, т. е. в этих пределах создается *геохимическое сопряжение* между отдельными элементарными ландшафтами, занимающими водоразделы, склоны и депрессии в рельефе.

Эта совокупность элементарных ландшафтов, сменяющих друг друга от местного водораздела к местной депрессии и связанных друг с другом миграцией веществ в твердом или жидком виде, называется также *ландшафтно-геохимическим звеном*. Если на определенной территории наблюдается повторение однотипных ландшафтных звеньев, то они образуют *местный ландшафт*, или местность. Различают простые и сложные местные ландшафты. В простом местном ландшафте наблюдается построение одних и тех же ландшафтных звеньев. В сложных наблюдается сочетание нескольких ландшафтных звеньев. Они могут образовывать как одно-

двух-, так и многоступенчатую соподчиненность в местном ландшафте.

Ландшафтной ступенью М. А. Глазовская называет совокупность элементарных ландшафтов, приуроченных к одному уровню денудации. Так, если долина реки имеет несколько террас, то водораздел, коренной склон и основание верхней террасы составляют одну ступень, а средняя часть верхней террасы, ее склон и основание более низкой террасы, независимые от водораздела, принадлежат уже другой ступени.

Для решения вопроса о характере соподчиненности ландшафтных звеньев проводят анализ поверхностного и подземного стоков данной территории. Если в какие-то периоды поверхностные или подземные воды питают воды супераквальных и аквальных ландшафтов более близких ступеней рельефа, говорят о геохимически подчиненных ландшафтах. В многоступенчатом ландшафте элювиальные фации каждой ступени автономны и геологически независимы от вышележащих. Но супераквальные фации геохимически подчинены не только вышележащим ландшафтам данного звена, но и лежащим выше звеньям.

Для облегчения расшифровки местных ландшафтов пользуются соответствующей индексацией. По М. А. Глазовской, символом *A* обозначают автономный элювиальный ландшафт вершин холмов; *T* (склоны) — трансэлювиальный; *Ta* — трансаллювиальный; *Ст* (подножья склонов) — трансупераквальный; *B* — субаквальный. В соответствии с этими индексами структуру геохимически сопряженного ряда можно представить формулой: *A — T — Ta — Ст — С — В*. Если имеется двухступенчатый ландшафт с подчиненными фациями, то его формула имеет вид:

$$\frac{I(A_1 - T_1 - Ta_1)}{II(A_2 - T_2 - C_{1,2} - B_{1,2})},$$

где индексы $C_{1,2}$ и $B_{1,2}$ подчеркивают геохимическую зависимость супераквального и субаквального ландшафтов как от первой, так и от второй ступени местного ландшафта.

Таким образом, основные структурные единицы ландшафтов следующие: 1) элементарный ландшафт; 2) ландшафтное звено, представляющее собой геохимически сопряженный ряд элементарных ландшафтов, закономерно сменяющих друг друга от повышенных к пониженным частям рельефа; 3) местный простой ландшафт, представленный систематическим повторением одних и тех же ландшафтных звеньев; 4) местный сложный ландшафт, представленный повторением на определенной территории различных ландшафтных звеньев.

В геохимическом сопряжении элементарных ландшафтов можно выделить *совершенное* и *несовершенное сопряжение*. Совершенное сопряжение характеризует тесную зависимость супераквальных и субаквальных ландшафтов от автономных. Оно наиболее часто встречается для ландшафтов влажного климата с однородным геологическим строением. несовершенное сопряжение присуще ландшафтам сложного строения и аридного климата и отличается слабой связью между автономным и подчиненными ландшафтами.

Перемещение вещества в местных ландшафтах может происходить в форме водных (истинных и коллоидных) растворов, гравитационных, осыпных, оползневых или солифлюкционных масс; в форме аэрозолей, аэрозвесей; в форме живого вещества. В зависимости от путей и форм миграции вещества М. А. Глазовская выделяет следующие 12 основных типов геохимических сопряжений, из которых в пяти первых преобладает химический сток (рис. 35), в следующих четырех — механический (рис. 36) и в остальных трех — водный. *Водно-поверхностно-почвенный* тип

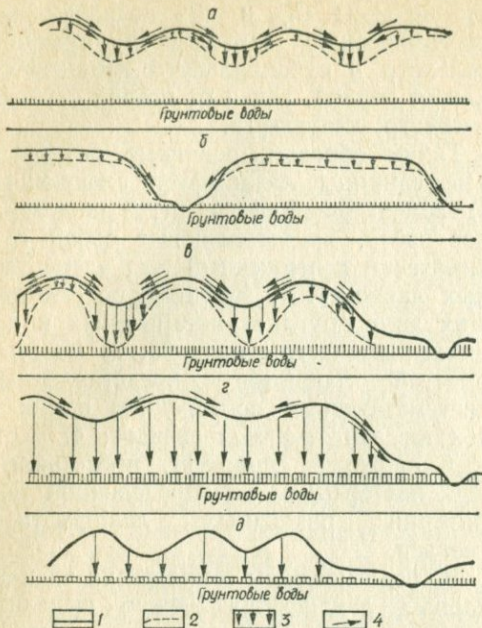


Рис. 35. Типы геохимических сопряжений с преобладанием химического стока (по М. А. Глазовской):

а — водно-поверхностно-почвенный; б — водно-грунтовой; в — водно-поверхностно-почвенный; г — водно-поверхностно-почвенно-грунтовой; д — водный почвенно-грунтовой; 1 — грунтовые воды с капиллярной каймой; 2 — границы слоя промачивания атмосферными осадками; 3 — направление движения растворов в вертикальном профиле элементарных ландшафтов; 4 — направление движения поверхностных и почвенных вод в транзитных элементарных ландшафтах.

геохимических сопряжений характерен для импермацидных ландшафтов, относительно слабо расчлененных, сухостепных и полупустынных равнин. В них наблюдается накопление (особенно в депрессионных частях рельефа) слабо-растворимых соединений, что ведет к засолонению почв. Боковой вынос элементов слабый. С поверхностными водами в основном перемещаются продукты разложения органических остатков. *Водно-грунтовой* тип характеризуется отсутствием связи поверхностных и грунтовых вод. Встречается наиболее часто в суперкальвых слабоподчиненных и на водораздельных импермацидных ландшафтах. *Водно-поверхностно-*

почвенный тип сопряжения характерен для степных и лесостепных территорий. В отличие от предыдущего, в нем отмечается более интенсивный боковой сток, в депрессиях возможно создание пермицидных условий. Смена импермацидных и пермацидных фаций усиливает геохимическую контрастность распределения химических элементов. *Водный поверхностно-почвенно-грунтовой* тип характерен для лесных равнинных ландшафтов с пермацидным режимом миграции элементов. *Водный почвенно-грунтовой*, в отличие от предыдущего, характерен для слабо расчлененных территорий с хорошо проницаемым поверхностным слоем. *Водный почвенно-солифлюкционный* тип сопряжения распространен в районах развития многолетней мерзлоты,

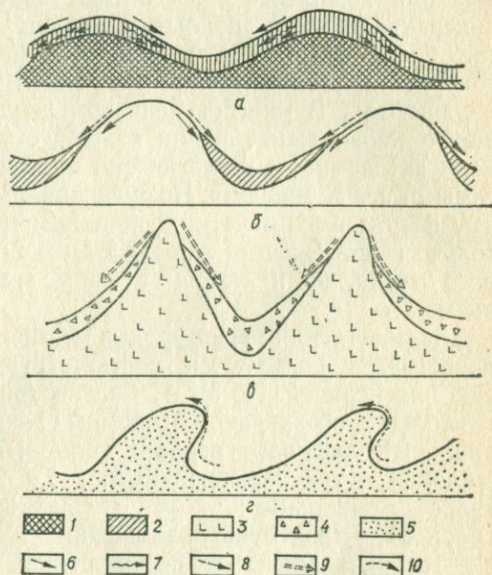


Рис. 36. Типы геохимических сопряжений с преобладанием механического сноса (по М. А. Глазовской):

а — водно-почвенно-солифлюкционный; б — водно-почвенно-эрозионный; в — гравитационно-осыпной; г — дефлюкционный; 1 — мерзлый горизонт; 2 — делювий; 3 — коренные породы; 4 — грубообломочный материал осыпей; 5 — песок; 6 — направление движения растворов; 7 — направление перемещения твердых частиц с делювиальными водами; 8 — направление перемещения солифлюкционных масс; 9 — направление движения гравитационного материала; 10 — направление перемещения золотого материала.

где наблюдается перемещение по склонам почвенного слоя вместе с почвенно-грунтовыми водами. *Водно-почвенно-эрозионный* тип сопряжения характерен для сильно расчлененных территорий со скудным или нарушенным растительным покровом (эрозия почв). *Гравитационно-осыпной* тип по сравнению с предыдущим характеризуется еще большей геохимической однородностью продуктов перемещения и типичен для горного рельефа.

Дефлюкционный тип характерен для аридных областей и возникает в случае местного переноса материала (перевывание песков, перенос пылевых масс, солей и т. д.), что сопровождается сортировкой переносного материала по удельному весу и нивелированием геохимических различий ландшафтов. *Водно-поверхностный циркуляционный* тип обуславливает температурный, газовый и питательный режимы отдельных водных горизонтов замкнутых водоемов аквальных ландшафтов. *Водно-поверхностный физико-химический* тип характеризует перенос вещества в растворенном и коллоидном состоянии и его выпадение в водотоках под влиянием физико-химических реакций и биологического поглощения. *Водно-поверхностный механический* тип характерен для водотоков с преобладанием твердого стока. В значительной степени он обуславливает геохимические особенности местных почвенных ландшафтов.

В *географическом размещении* геохимических ландшафтов основную роль играют климат, геологическое строение и рельеф. Главное значение в формировании ландшафта имеет климат, поскольку с ним прежде всего связано поступление в ландшафт солнечной энергии и воды, а это в свою очередь играет решающую роль в образовании живого вещества. Круговорот же последнего предопределяет интенсивность миграции химических элементов.

Из факторов геологического строения,

оказывающих влияние на ландшафт, можно отметить структурно-тектонические особенности, литологический состав пород, их структурно-текстурные признаки и др. Так, для платформ характерно близкое к горизонтальному залеганию преимущественно осадочных пород (главным образом карбонатных, песчано-глинистых), тогда как для геосинклинальных областей — крутые углы падения пород, среди которых отмечаются как осадочные, так и изверженные и метаморфические образования, т. е. более пестрая геохимическая обстановка. С точки зрения состава и строения пород, выделяют *моноклитные* и *гетеролитные ландшафты*. Если для первых характерна генетическая, литологическая и возрастная однотипность пород, то вторые, наоборот, сформировались на разнородных породах. Изучение тех или иных районов следует начинать с моноклитных ландшафтов. При подобном изучении важен не только валовой химический состав, но и форма нахождения химических элементов, степень их подвижности. Влияние рельефа сказывается на контурах ландшафтов, на соотношении между миграцией вещества в механической и жидкой фазе, на скорости денудации территории, интенсивности водообмена и окислительно-восстановительных процессов. Все эти факторы в той или иной степени проявляются в различных ступенях ландшафта данной местности, обуславливая его геохимическую гетеролитность.

В пределах данного ландшафта влияние климата убывает сверху вниз: в максимальной степени оно проявлено на растительности и почвенном покрове, слабее — на коре выветривания и грунтовых водах. Влияние же горных пород, наоборот, возрастает в этом направлении. Господствующее значение роль климата занимает в формировании *зональности ландшафта* — образовании ландшафтных зон лесов, степей, пустынь и т. д., простирающихся на многие

Таблица 25. Основные таксономические единицы геохимической классификации ландшафта (по А. И. Перельману)

№ п. п.	Наименование единицы	Критерий для выделения
I	Ряд ландшафтов	Форма движения материи (физическая, химическая, биологическая), с которой связана миграция элементов в ландшафте
II	Группа ландшафтов	Биологический круговорот воздушных мигрантов: соотношение между общей массой живого вещества и ежегодной продукцией, типы организмов, осуществляющие круговорот
III	Тип ландшафтов	Биологический круговорот воздушных мигрантов: ежегодная продукция живого вещества, скорость разложения остатков организмов
IV	Семейство ландшафтов	Продукция живого вещества в пределах типа
V	Класс ландшафтов	Типоморфные элементы и ионы водной миграции
VI	Род ландшафтов	Интенсивность водообмена и механической миграции
VII	Вид ландшафтов	Второстепенные особенности миграции (подлежат уточнению)

сотни и тысячи километров. В пределах же ландшафтных зон и подзон конкретные различия ландшафтов обуславливаются геологическим строением и рельефом местности.

Ландшафтные зоны и подзоны в ходе геологической истории испытывают изменение, развитие. Оно выражается в качественном изменении миграции элементов (абиогенный, биогенный, культурный), в усложнении биологического круговорота, в эволюции организмов. Естественно, что для различных участков поверхности Земли характер и интенсивность этих изменений были не одинаковыми и носили как прогрессивный, так и регрессивный характер.

В настоящее время разработаны несколько классификаций геохимических ландшафтов, среди которых ведущее значение имеют классификации А. И. Перельмана, М. А. Глазовской и К. И. Лукашева. В основу классификации А. И. Перельмана положена миграционная способность элементов для автономного ландшафта в зависимости от влажности, сезонности, биологической продуктивности и т. д. (табл. 25). В соответствии с типами биологического круговорота в группах ландшафтов выделяются лесные, луговые и степные, тундровые, примитивно-пустынные ландшафты. В каждом типе ландшафта выделяется 2—3 семейства в зависимости от интенсивности основных процессов миграции элементов (северное, среднее и южное — для тундровых и таежных зон, северное и южное — для зон сухих степей и пустынь).

В пределах семейств выделяются по типоморфным элементам и ионам водной миграции следующие классы: *маломинерализованные нейтральные и слабокислые воды, местами с органикой*: 1) кислый класс (H^+); 2) кислый глеевый ($H^+ - Fe^{2+}$), типичный для тайги и тундры; 3) кислый и кислый глеевый (H^+ , $H^+ - Fe^{2+}$); *гидрокарбонатно-кальциевые слабо- и среднеминерализованные, часто жесткие воды*; 4) карбонатный класс (Ca^{2+}); 5) карбонатно-глеевый (Ca^{2+} , $Ca^{2+} - Fe^{2+}$); 6) переходные от кислого к кальциевому ($H^+ - Ca^{2+}$), местами в комплексе с кислыми (H^+) и кальциевыми (Ca^{2+}); 7) кальциево-натриевый класс ($Ca^{2+} - Na^+$) — *средне- и сильноминерализованные воды, гидрокарбонатные и хлоридно-сульфатные*; 8) гипсовый класс ($Ca^{2+} - SO_4^{2-}$) — *преобладание гипса в почвах и почвенных водах*; 9) содовый класс (Na^+ , HCO_3^-); 10) соленосно-сульфидный класс (Na^+ , SO_4^{2-} , Cl , H_2S) — *сильноминерализован-*

ные хлоридно-сульфидные воды (рассолы), местами с сероводородом.

Тот или иной класс водной миграции определяется спецификой сочетаний воздушных и водных мигрантов в водах ландшафта. Например, сернокислый класс, характерный для окисляющихся сульфидных месторождений, обуславливается сочетанием кислородной обстановки с сернокислыми водами. В то же время кислые воды, не содержащие кислорода, образуют кислый глеевый класс водной миграции.

Классы геохимических ландшафтов разделяются на роды и виды. В основу выделения родов кладется механическая миграция и интенсивность водообмена в ландшафте. Виды же выделяются по ряду второстепенных признаков: по миграции редких элементов, фациям пород, характеру и ориентации склонов и т. д. В классификации М. А. Глазовской в качестве основной таксономической единицы принят тип элементарного ландшафта.

Показателем типа, отражающим процессы взаимодействия между компонентами ландшафта, принимаются особенности вертикального геохимического профиля: состав, мощность и чередование ярусов профиля; амплитуда биологического круговорота вещества, соотношение глубин зон выщелачивания, уровня грунтовых вод; подвижность элементов; скорости прироста органической массы и минерализации органических остатков и др. Сопоставимость этих показателей может служить основанием для объединения ландшафтов в один тип. В пределах типа ландшафтов М. А. Глазовская выделяет ряд подтипов, исходя из особенностей не только вертикального, но и горизонтального перемещения вещества. Кроме того, с учетом свойств и состава исходных пород или наносов в рамках подтипов выделяются также отдельные классы и подклассы. Весьма подробно М. А. Глазовской рассмотрены принципы

Таблица 26. Сводная схема выделения и характеристики геохимических ландшафтов

Основные типы показателей ландшафта	Основные единицы и параметры геохимической характеристики
Территориальные ранги ландшафта	Ландшафтные зоны (широтные и высотные), элементарные ландшафты (элювиальные, супераккумулятивные, субаккумулятивные), локальные ландшафты (провинции, регионы, участки)
Гидрологические условия ландшафтообразования	Автоморфные, гидроморфные поверхностного увлажнения, гидроморфные грунтового увлажнения, гидроаккумулятивные (озерные)
Геохимическая характеристика почвенных формаций и фаций	Формации кислых, нейтральных, щелочных, засоленных и других почв, стадийные группы почв, климатические почвенные фации (по В. А. Ковде с соавторами)
Биологическая продуктивность биомассы (в тоннах или калориях)	Первичная продуктивность фитобиомассы, вторичная продуктивность зообиомассы, общая биомасса
Геохимические кларки элементов	Кларки отдельных компонентов ландшафта, суммарный баланс элементов в ландшафте, коэффициенты концентрации
Геохимические типы гипергенных процессов в ландшафте	Геохимические процессы, определяющие концентрацию и рассеяние элементов и соединений в ландшафте
Цели выделения и геохимической классификации ландшафтов	Поисковые на полезные ископаемые, сельскохозяйственные, санитарно-гигиенические, профилактические и др.

классификации местных ландшафтов, исходя из типа доминирующих элементарных ландшафтных звеньев, характера геохимического сопряжения последних, контрастности миграции элементов и геохимической пестроты ландшафтов.

К. И. Лукашев предложил геохимическую классификацию ландшафтов (табл. 26), в которой акцентируется

внимание на ее прикладное значение, на учете целей ландшафтно-геохимических исследований. В соответствии с этим существенно конкретизируются признаки и критерии выделения типов геохимических ландшафтов.

МЕТОДИКА ЛАНДШАФТНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Ландшафтно-геохимические исследования обычно состоят из следующих трех последовательных этапов: 1) выделение на исследуемой территории основных элементарных ландшафтов и таксономических единиц — типов, классов, групп, родов, видов ландшафтов; 2) изучение геохимических особенностей (содержаний, характера распределения, форм нахождения и миграции химических элементов) в различных составных частях ландшафтов: растениях, почвах, коре выветривания, горных породах, донных осадках, водах; установление на этой основе региональных и местных кларковых значений и их сопоставление между собой и с кларками для литосферы и гидросферы; 3) ландшафтно-геохимическое районирование исследуемой территории — составление ландшафтно-геохимических карт и схем с установлением фоновых и аномальных концентраций химических элементов для выделенных типов ландшафтов и составление рекомендаций по выбору рационального комплекса геохимических поисков.

Исследования осуществляются путем проведения подготовительных и полевых работ, анализа проб и обработки собранного материала. В *подготовительный период* изучают имеющиеся географические (геоморфологические, почвенные, геоботанические карты, аэрофотоснимки и др.) и геологические (металлогенические, геофизические, гидрогеологические, геолого-съёмочные) материалы.

На основании географических данных

устанавливают рельеф территории, степень его вертикального и горизонтального расчленения (и, следовательно, — мощность ландшафтов); развитие автономных, трансэлювиальных, трансаккумулятивных, аккумулятивных ландшафтов. Кроме того, устанавливают необходимые гидрологические и гидрогеологические данные: густоту и характер речной сети (постоянный, периодический), наличие и характер озер (пресные, соленые, проточные, бессточные); наличие болот, родников и др. Изучают данные о характере распространения растительности и ее типах, контуры песчаных и каменистых территорий; характер и тип почв, отмечают контуры орошаемых участков, сельскохозяйственных угодий и т. п. Анализируют имеющиеся прямые и косвенные признаки рудопроявлений (наличие рудных выходов, свалов, зон гидротермальной переработки пород, геохимические и геофизические аномалии и т. д.). Их сравнивают с географическими и геологическими данными.

Все это дает возможность выяснить важные вопросы ландшафтно-геохимического исследования: 1) связь и взаимоотношение типов почв и растительности с основными типами ландшафтов и их компонентами — водораздел, склон, долина, местные депрессии и пр.; 2) связь между геологическим строением, рельефом и ландшафтными особенностями территории (моноклитность, гетероклитность), ее водоносностью; 3) степень обнаженности коренных пород, контуры «культурного» ландшафта; 4) контуры заболоченных площадей с восстановительной обстановкой среды, участков засоления и повышенной минерализации.

На основании принадлежности к биоклиматическим зонам, особенностей геоморфологии и отношения к структурно-металлогеническим зонам исследуемая территория разбивается на крупные ландшафтно-геохимические области, ко-

торые в свою очередь разделяются на ряд районов с привлечением более детальной характеристики их ландшафтно-геохимических черт.

Полученные в результате подготовительных работ данные кладутся в основу *полевых* ландшафтно-геохимических исследований. Их цель: 1) установить достоверные внешние признаки границ элементарных ландшафтов, ландшафтных звеньев и местных ландшафтов; 2) детально изучить типичные участки ландшафтов исследуемой территории путем проложения соответствующих профилей и маршрутов; 3) изучить геохимические сопряжения местных ландшафтов.

На первом этапе полевых работ обычно проводят маршрутные исследования. Их задача — общее ознакомление с исследуемой территорией и выбор пунктов проложения детальных ландшафтно-геохимических профилей. Кроме того, при маршрутных исследованиях изучают зависимость между распространением типов растений, водоносностью, рельефом, составом почв и геологическим строением территории, формами рельефа и растительностью и др. Основными объектами изучения при маршрутных исследованиях являются видимые компоненты ландшафтов: рельеф, растительность, обнажения пород, почв, коры выветривания, водопункты и гидросеть, признаки перемещения материала на склонах и др. Все эти данные наносят на карту и документируют. В ряде мест закладывают рекогносцировочные профили, которые должны охватить характерные элементарные ландшафты или ландшафтные звенья от водоразделов к местным депрессиям. При этом описывают рельеф, растительность, почвы, обнажения пород, выходы водопунктов, водотоки, водоемы. В процессе маршрутных работ отбирают пробы для выяснения характера миграции химических элементов в местных ландшафтах. Опробованию подлежат коренные породы,

породы коры выветривания, почвы, поверхностные водотоки и источники, дренирующие характерные типы пород, различные фации донных отложений. Вес проб пород и наносов должен составлять не менее 300 г, воды — не менее 2 л.

На основании маршрутных работ выбирают места проложения ключевых *ландшафтно-геохимических профилей*. Задача их исследования — получить основной фактический геохимический материал и решить ряд конкретных вопросов ландшафтно-геохимических исследований: строение ландшафтов, характер их сопряжения, корреляция различных разрезов и др. Профиль должен пересечь основные элементы рельефа и главные сообщества растений от местного водораздела к местному водоему в типичном для данного района участке в пределах геологически однородных пород. Если данный участок сложен неоднородными породами, прокладывают серию коротких профилей, каждый из которых проходит в пределах определенной разновидности пород. Контактные зоны, заслуживающие поискового интереса, а также участки размещения геохимических аномалий и рудопроявлений, пересекаются специальными ландшафтно-геохимическими профилями, анализ которых способствует правильному выбору поисковых геохимических работ.

Детальные исследования в пределах профиля производятся в основных и дополнительных точках. *Основные точки* наблюдений должны располагаться в характерных пунктах ландшафтных звеньев: в пределах автономного, транзювниального, трансаккумулятивного, супераквального (а при наличии террас в долине — и трансупераквального) и аквального ландшафтов. На каждой основной точке проходят шурф на всю мощность ландшафта (до уровня грунтовых вод; рис. 34). При необходимости шурф углубляют до уровня грунтовых

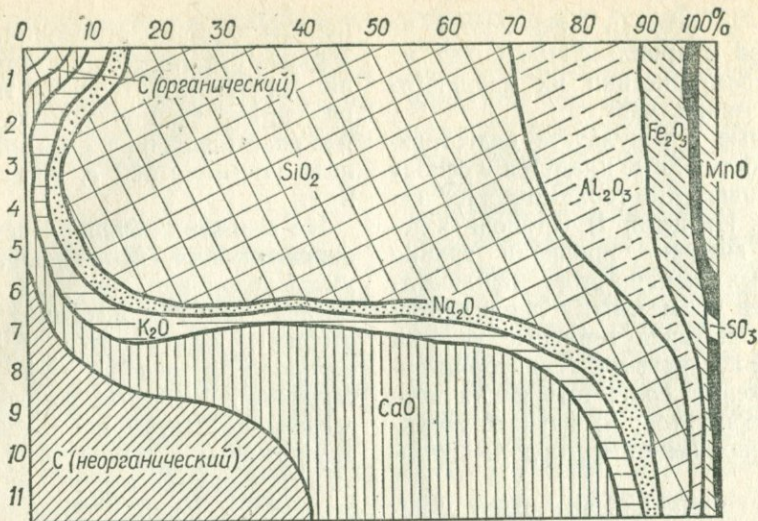


Рис. 37. Распределение химических окислов в твердой фазе вертикального геохимического профиля элементарного ландшафта (по М. А. Глазковой).

вод скважинами. Разрезы документируют и опробуют. Документация включает сведения о: 1) механическом и литологическом составе пород — песок, супесь, легкий суглинок, средний суглинок, тяжелый суглинок, глина; 2) распределении и характере органического вещества — торф слаборазложившийся, торф сильноразложившийся, подстилка, дернина, грубый гумус различной окраски; 3) корневой системе; 4) влажности пород и почв — сухие, свежие, влажные, мокрые; 5) их структуре — рыхлые, уплотненные, плотные, слитые; 6) новообразованиях, их распространении, составе, форме проявления, количестве.

К наиболее часто встречающимся новообразованиям относят гидраты окислов железа, марганца, фосфаты, скопления вторичного кварца и аморфного кремнезема, карбонаты кальция, гипс, сульфаты и хлориды натрия. Появление новообразований в разрезе свидетельствует о повышенной минерализации пород и является важным поисковым признаком.

Завершается описание разреза ха-

рактеристикой солевого состава и рН, получаемой на основании полевого изучения соответствующих проб. Опробование производится после анализа информации, на основании которой исследуемый разрез дифференцируется на соответствующие ярусы и горизонты. Дифференциация производится с учетом литологического состава, стадий выветривания, биогенной аккумуляции, перемещения вещества, взаимодействия с растворами, катагенеза и др.

Дополнительные точки закладывают для выяснения стабильности соотношения элементов в системе порода — почва — растительность. Размещают дополнительные точки в пределах площадок со сторонами 100×100 м вокруг основной точки. Площадку разбивают на квадраты со стороной 20 м. В их центрах и задают дополнительные точки. Таким образом, вокруг основной точки закладывают 24 дополнительных. На каждой дополнительной точке проходят небольшой шурф или скважину ручного бурения глубиной 0,5—1 м, обеспечивающих пересечение основных

горизонтов почвенного профиля до горной породы. Исследования на дополнительных точках включают оценку микрорельефа, выяснение характера произрастающей растительности, изучение ее особенностей, мощности почвенных горизонтов и взятие соответствующих проб. Все эти данные тщательно документируют путем зарисовок и записей в полевом журнале.

При опробовании водоемов и водотоков (точки наблюдений в пределах аквального ландшафта) фиксируют размер водоема или водотока, характер берегов (низменные, заболоченные, топкие, песчаный пляж, обрыв террасы, коренной берег); характер и состав отложенный поймы и дна водоема или водотока, цвет воды и ее прозрачность, рН воды, характерные ионы солевого состава, характер прибрежно-водной растительности и ее распространение. Берут как пробы воды, так и образцы различных фаций прирусловой поймы и донных отложений. Дополнительные точки в пределах рек и ручьев берут вверх по течению от основной точки, выше каждого следующего притока и видимого выхода ручья, но не реже чем через 500 м, вплоть до верховья. Это обеспечивает изучение состава вод, дренирующих различные горизонты исследуемого ландшафта или ландшафтного звена, если, конечно, исследуемый профиль и дренирующая его река размещаются в пределах однородной геологической площади.

Растительность изучают обычно в пределах основных точек ландшафтно-геохимических профилей. Задачей исследований является описание состава, морфологических особенностей, распределения на площади растительности, учет растительной массы на единицу площади, глубины распространения корневой системы, опробование различных типов и частей растений.

Распределение по глубине корневой системы различных типов растений изу-

чают обычно в стенках шурфов основных точек. Подсчет растительной массы на единицу площади производят для травянисто-моховой растительности, опада, кустарников, деревьев. Количественный подсчет травянисто-моховой растительности производят путем ее укоса на нескольких (до 10) пробных площадках и подсчета массы злаковых, бобовых растений, мхов и разнотравья. На этих же площадках собирают опад. Путем послойной выемки корней из почвенного горизонта производят учет корневой массы. Из кустов и деревьев берут пробы листьев или хвои, тонких (до 1 см) и толстых ветвей, коры, тонких (до 1 см в диаметре) и толстых корней, шишек и сережек. Вес сухой массы в пробе при любом опробовании должен составлять не менее 300 г. При определении массы древесной растительности и ее опробовании рекомендуется исследовать модельные или типичные экземпляры деревьев.

Кроме исследований, проводимых в пределах ландшафтно-геохимических профилей, изучают также особенности рельефа, геологического строения, геоморфологию, закономерности распределения элементарных ландшафтов, характер распределения растительности, почв и на всей остальной территории. Эти данные способствуют правильным выводам о типах геохимических сопряжений ландшафтов в различных местных ландшафтах, обоснованному установлению распространенности различных категорий ландшафтов. Ведущими факторами в последнем случае при выделении типов ландшафтов будут климатические и почвенно-ботанические характеристики (бореальный, тундровый, степной и другие типы), при выделении подтипов — состав растительности и почвенных зон, при выделении семейств ландшафтов — почвенно-растительные сообщества. В основу выделения классов кладут условия водной миграции; групп и родов ландшафтов — площадное распростра-

нение геоморфологических элементов, контролирующих характер миграции химических элементов. При выделении видов ландшафтов принимают во внимание геологические особенности территории.

Отобранный в процессе полевых исследований материал анализируют в лабораторных условиях и обрабатывают. Анализ проб включает изучение общего химического состава, содержания микропримесей, минералогические исследования, определение содержания некоторых подвижных компонентов (азота, углерода, хлора), значения рН. При решении некоторых частных вопросов, прежде всего связанных с металлогенической оценкой отдельных участков, выяснением особенностей миграции химических элементов в тех или иных условиях, а также с выбором оптимальных методов или комплекса поисковых геохимических работ, рекомендуется подвергать соответствующие пробы механическому анализу с выделением ряда фракций — илистой, пылеватой, песчаной. В выделенных фракциях также осуществляется комплекс минералогических, химических, спектроскопических и иных исследований.

При выяснении основных форм нахождения различных элементов и значения вторичного накопления химических элементов большую помощь может оказать рациональный (фазовый) анализ: получение различного рода вытяжек из проб при воздействии на них различных растворов с последующим анализом их состава. Обработка геохимической информации включает ее систематизацию, построение различных графиков и диаграмм, вычисление различных ландшафтно-геохимических коэффициентов и статистический анализ.

Систематизация данных предусматривает их разделение по принадлежности к объектам исследования в зависимости от решаемой задачи — тип пород, ярус, горизонт, разрез, ландшафт, звено

ландшафта и т. д. На этом основании производится вся последующая обработка данных. Как правило, эта обработка начинается с построения диаграмм и графиков распределения исследуемых компонентов состава по разрезам основных точек ландшафтно-геохимических профилей и по самим профилям. Примеры подобного рода построений приведены на рис. 37, 38, где в первом случае демонстрируется характер распределения по разрезу элементарного ландшафта химических окислов, во втором — распределение по разрезу ряда химических элементов. Подобным образом можно построить графики и диаграммы (в абсолютных и относительных значениях признаков) для горизонтов и ярусов элементарного ландшафта и сопряженного местного ландшафта (соответствующим образом усредняя значения признаков). Это дает возможность выяснить характер распределения химических элементов вдоль профиля или разреза, установить, где наблюдается накопление или вынос химических элементов. На этом основании выявляют избыточные и дефицитные элементы и составляют *геохимическую формулу* элементарного ландшафта в виде неправильной дроби, в которой место целого числа занимают типоморфные элементы, числителя — дефицитные, а знаменателя — избыточные элементы или ионы. За типоморфные элементы или ионы для данного ландшафта принимают те из них, которые обладают резко меняющейся миграционной способностью в различных геохимических обстановках данного ландшафта, т. е. элементы и ионы, которые подвергаются местному перераспределению и слабо выносятся из ландшафта поверхностными водами.

Сопоставление геохимических особенностей автономного и подчиненных ландшафтов позволяет выяснить характер геохимической соподчиненности и сопряженности элементарных ландшафтов и ландшафтных звеньев, выяснить *сте-*

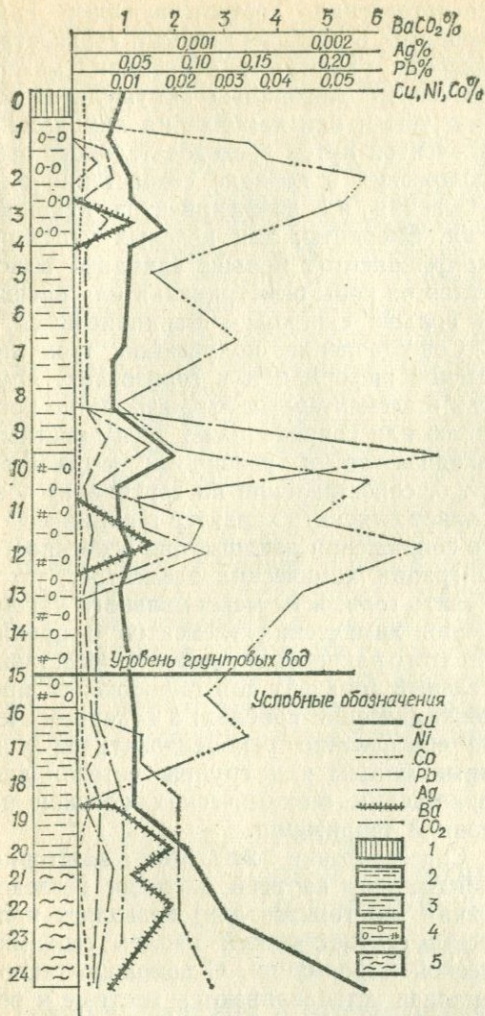


Рис. 38. Графики распределения химических элементов по разрезу основной точки ландшафтно-геохимического профиля (по М. А. Глазовской):

1 — гумусовый горизонт; 2 — карбонатный горизонт; 3 — лессовидный суглинок; 4 — лессовидный суглинок с карбонатными и железистыми конкрециями; 5 — кора выветривания.

пень геохимической контрастности ландшафтов. Эти характеристики, наряду с массой живого вещества, ежегодной продукцией, коэффициентами водной миграции, биологического накопления и элювиально-аккумулятивного на-

копления и выноса являются важнейшими геохимическими показателями ландшафта. Масса живого вещества, как и величина ежегодного прироста продукта живого вещества, дает возможность выразить абсолютное значение биологического накопления и круговорота химических элементов в весовых единицах на единицу площади ландшафта. Кроме того, имея данные о зольности различных частей растений и подстилок, о составе золы, можно также рассчитать содержание зольных элементов в кг (ц) на 1 га. Коэффициенты водной миграции рассчитываются путем сравнения химического состава сухого остатка грунтовых или поверхностных вод (m_x) с химическим составом дренируемых этими водами пород (n_x) и характеризуют миграционную способность элементов или ионов:

$$K_x = \frac{m_x \cdot 100}{an_x},$$

где a — величина минерального остатка речной или грунтовой воды.

Имея серию анализов вод водотока от верховья к низовью, вскрывающего различные ярусы ландшафта, можно путем сопоставления коэффициентов водной миграции для каждого яруса установить изменение миграции элементов вдоль ландшафтно-геохимического профиля.

Важное значение имеет также сопоставление солевого состава и коэффициентов водной миграции вод, принадлежащих различным генетическим разновидностям вод ландшафта: почвенных, почвенно-грунтовых, грунтовых, вод замкнутых водоемов, т. е. вод от областей питания до областей стока. Это позволяет выяснить источники солевого питания вод и характер перераспределения элементов. При подобных исследованиях состава вод необходимо принимать во внимание влияние климатического фактора и сезонности исследований.

Коэффициенты биологического поглощения элементов рассчитываются как отношение количества элемента в золе растения к содержанию этого же элемента в почве, на которой произрастает данное растение. Путем сопоставления коэффициентов для различных элементов можно построить ряд их биологического поглощения, расположив элементы в порядке убывания коэффициентов поглощения. Сопоставляя содержание химических элементов в свежем опаде с подстилками различной степени разложения можно установить характер миграции химических элементов в подстилке и тем самым судить о характере почвообразования.

Сопоставление состава пород коры выветривания или почвы с составом исходных пород позволяет установить коэффициенты элювиально-аккумулятивного накопления элементов. Для вычисления этого коэффициента выбирают наименее подвижный компонент химического состава пород (для окислов — SiO_2), который принимают за эталон. По отношению к нему и производят расчет относительного накопления и потери элементов. Так, если из двух компонентов A и B первый малоподвижен, а второй мигрирует интенсивно, то в коре выветривания их содержание составляет A_2 и B_2 , относительная потеря компонента или величина элювиально-аккумулятивного коэффициента будет составлять (по М. А. Глазовской):

$$K_B = \left(\frac{B_1}{A_1} \cdot A_2 - B_2 \right) : \frac{B_1}{A_1} A_2 = \\ = 1 - \frac{B_2 A_1}{B_1 A_2}.$$

В зависимости от потери или накопления компонента, K_B будет иметь или отрицательный, или положительный знак. Поскольку выбор немигрирующих элементов часто затруднен, иногда вместо подобного рода вычислений «абсолютных коэффициентов» находят относительные значения коэффициентов путем простого

сопоставления соответствующих компонентов в рассматриваемых горизонтах разреза. На этом основании можно составить элювиально-аккумулятивный ряд убыли или накопления химических элементов путем последовательного расположения в порядке возрастания или убывания их коэффициентов накопления. Элементы, для которых значения коэффициентов меньше единицы, выносятся из коры выветривания или почвы, а больше единицы — накапливаются.

Сопоставление полученной геохимической информации в горизонтах, ярусах и элементарных ландшафтах по профилю или сопряженному звену местных ландшафтов и различных местностей (т. е. сопоставление по вертикали) позволяет выяснить характер геохимического сопряжения ландшафтов, особенности миграции химических элементов, установить горизонты максимального накопления химических элементов и причины этого накопления, выбрать представительный горизонт для опробования при геохимических поисках; в конечном счете обоснованно рекомендовать те или иные методы или группы методов для проведения геохимических поисков на данной территории.

Сопоставление же этих категорий ландшафтов на всей площади исследований (по горизонтали) позволяет провести статистический анализ геохимической информации. С помощью такого анализа устанавливаются местные и региональные кларки для элементов различных типов пород, горизонтов и ярусов, оценки вариабильности распределения в них элементов, корреляционные и регрессионные связи между различными признаками и др. Это, в свою очередь, способствует правильной оценке обобщенных геохимических показателей ландшафтов исследуемой территории, установлению ее таксономических ландшафтно-геохимических категорий, выявлению конкретных геохимических аномалий и аномальных зон в распре-

делении химических элементов, т. е. как обоснованному ландшафтно-геохимическому районированию, так и выбору поисковых площадей.

На основе ландшафтно-геохимического районирования производится построение общих и специальных ландшафтно-геохимических карт различного масштаба. Их построение и анализ составляют содержание третьего этапа ландшафтно-геохимических исследований. При построении таких карт соблюдается общее правило: нагрузка карты определяется ее масштабом, поэтому на картах иногда могут быть оконтурены различные ландшафтно-геохимические категории. На крупномасштабных картах преимущественно указывают контуры отдельных родов и видов ландшафтов. Их сочетание позволяет судить о типах геохимических ландшафтных звеньев и местных ландшафтов. На среднемасштабных картах главным образом показывают общие контуры местных ландшафтов или звеньев, состоящие из комплексов или сочетаний элементарных ланд-

шафтов. На мелкомасштабных картах выделяют различные типы местных ландшафтов, которые также могут быть укрупнены при уменьшении масштаба до ландшафтных зон и подзон, зависящих от климатических, почвенно-ботанических характеристик, геологического строения и рельефа. Обычно ландшафтно-геохимическая карта содержит два самостоятельных вида нагрузки: 1) знаками обозначаются возраст и литология пород; 2) штриховкой или краской — различные типы элементарных ландшафтов или их сочетания. В пределах контуров ландшафтов химическими формулами и коэффициентами можно показать химические особенности и характер миграции химических компонентов, а также положение рудопроявлений и геохимических аномалий.

Такие общие ландшафтно-геохимические карты служат основой для построения специальных карт, на которые выносятся специальную нагрузку; местные кларки химических элементов, пути их миграции, места аккумуляции и др.

Глава 7

ПОИСКИ ВТОРИЧНЫХ ОРЕОЛОВ И ПОТОКОВ РАССЕЯНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ФОРМИРОВАНИИ И КЛАССИФИКАЦИИ ВТОРИЧНЫХ ОРЕОЛОВ

Сущность литогеохимических поисков по вторичным ореолам и потокам рассеяния заключается в том, чтобы отыскать аномалии в распределении химических элементов в рыхлых отложениях и почвах путем их систематического опробования.

Горные породы и месторождения полезных ископаемых в зоне гипергенеза подвергаются выветриванию и денуда-

ции. При этом минеральное вещество месторождений смешивается с продуктами выветривания горных пород, рассеивается в них и вместе со всей массой рыхлого материала может перемещаться к местам осадконакопления.

В выветривании горных пород Б. Б. Полюнов выделяет четыре стадии. В первой стадии преобладают процессы физического выветривания: влияние температуры, эрозии, механической дифференциации и др. Они способствуют образованию ореолов и потоков рассеяния рудных месторождений в твердой

фазе. Характерными районами проявления этого типа выветривания являются Южный Казахстан, Средняя Азия, высокогорные районы, горные районы северо-востока Азиатской части СССР.

Вторая стадия выветривания развивается на каменистом или песчано-глинистом делювии и состоит в извлечении в раствор оснований при гидролизе породообразующих минералов, что приводит к щелочной реакции среды. Эти процессы характерны для сухого континентального климата. Минеральное вещество месторождений также в основном рассеивается в твердой фазе. Наибольшее развитие этот тип выветривания имеет в значительной части Рудного Алтая, в Забайкалье, Южном Урале, на Дальнем Востоке и в Центральном Казахстане.

Третья стадия выветривания характерна для областей замедленной денудации и большого увлажнения. Она характеризуется выносом из продуктов выветривания щелочных и щелочно-земельных элементов, в связи с чем реакция среды становится кислой. Кроме рассеяния устойчивых минералов в твердой фазе (касситерит, шеелит, киноварь, золото, хромит, платина и др.), на этой стадии выветривания часть вещества месторождений может переходить в раствор и рассеиваться в жидкой фазе. Характерными районами развития этого типа выветривания являются Средний Урал, восточная часть Сибири и Дальний Восток.

К четвертой стадии выветривания относится развитие алитной коры выветривания в условиях жаркого, влажного климата, способствующего резкому преобладанию химического выветривания над денудацией. При этом накапливаются окислы кремния, железа, алюминия. Этот тип выветривания мало благоприятен для формирования ореолов и потоков рассеяния рудного вещества открытого типа. Примером развития такого выветривания является образова-

ние красноземов влажных субтропиков Закавказья.

Важнейшим результатом выветривания является возникновение в зоне гипергенеза под воздействием механического раздробления горных пород, а также химического выветривания (окисления, гидратации, гидролиза, растворения, выщелачивания, карбонатазации, окремнения и др.) коллоидно-дисперсных образований с новыми физико-химическими свойствами: глинистых минералов, различных гелей, илов и т. д. Их характерной особенностью является резкое увеличение удельной поверхности и появление электрического заряда, что определяет высокие сорбционные свойства.

В рассеянии и миграции химических элементов в зоне гипергенеза большая роль принадлежит их индивидуальным свойствам — строению электронных оболочек, валентности, размерам атомов и ионов, способности образовывать комплексные соединения и др. От характера строения электронных оболочек зависит принадлежность химического элемента к той или иной группе, отличающейся по миграционной способности, — группе литофильных, сидерофильных или халькофильных элементов. От ионного потенциала элемента зависят его щелочные или кислотные свойства, степень гидролизуемости, способность образовывать комплексные соединения. Чем ниже величина ионного потенциала, тем больше щелочные свойства элемента и, наоборот, чем выше ионный потенциал, тем сильнее гидролизуемость солей элемента. Разделение свойств, главным образом литофильных и в меньшей степени сидерофильных элементов, в зависимости от валентности и радиуса иона, приведено на рис. 1.

С величиной ионного потенциала тесно связана устойчивость элементов к гидролизу, последовательность растворения в кислых или щелочных растворах. Первая реакция протекает без изме-

нения числа электронов в элементах, тогда как вторая тесно связана с реакциями окисления и восстановления и протекает с изменением числа электронов в атомах, с изменением валентности соединений. Так, в гумидных условиях за счет гниющих растительных остатков создается, как правило, кислая среда и восстановительная обстановка, тогда как в аридных условиях (в сухом жарком климате) реакция среды щелочная, а обстановка окислительная. В связи с тем что в щелочных условиях, как отмечает В. В. Щербина, все окислительно-восстановительные потенциалы ниже, чем в кислых, а у кислорода атмосферы этот потенциал не изменяется, в щелочной среде окислительные процессы протекают легче, быстрее и при более низком потенциале, чем в кислой.

Способность элемента образовывать комплексные соединения превышает их растворимость и миграционную способность. Она возрастает с увеличением валентности и уменьшением размеров ионов, т. е. с увеличением ионного потенциала. В этом же направлении увеличиваются и сорбционные свойства элементов.

Кроме указанных факторов миграции, в условиях зоны гипергенеза большое значение имеют факторы внешней среды — литологический состав пород, температура, климат, растительный покров, деятельность вод, рельеф и др.

Образование слоя выветрелых пород облегчает денудацию. В зависимости от рельефа местности соотношение между этими двумя факторами может меняться, стремясь к равновесию. Денудация, т. е. снос и удаление внешними факторами частиц выветрелых пород, происходит только с поверхности рыхлых пород. Таким образом, время нахождения любого слоя рыхлых образований в зоне выветривания определяется его расстоянием от нижней границы зоны выветривания.

Как указывает А. П. Соловов [3],

мощность литосферы, охваченная в каждый данный момент времени выветриванием и сопровождающим его перемещением вещества, невелика, однако эти процессы развиваются на площади всей суши и взаимосвязаны, так что денудруемая часть вещества горных пород незамедлительно восстанавливается силами выветривания. В результате за геологический период времени образуются мощные пласты осадочных пород — продуктов выветривания, перемещенных в места осадконакопления.

Геологические процессы на поверхности Земли стремятся разрушить сложившиеся ранее в иных термодинамических условиях ассоциации пород, руд и минералов, произвести их перегруппировку в соответствии с новыми условиями нахождения. В зависимости от конкретных условий эта перегруппировка может быть различной и приводит к образованию различных генетических типов рыхлых образований. Так, в начальной стадии выветривания образуется *элювий* — порода, характеризующаяся тесной связью с коренными образованиями, размещающаяся, как правило, на месте своего образования и отличающаяся от коренных пород только теми изменениями, которые обусловили агенты химического и биологического выветривания. *Аллювий* развивается на горизонтальном или слабо наклонном рельефе. На склонах возвышенностей при выветривании коренных пород образуется *делювий*. Под действием сил тяжести и атмосферных осадков делювиальные отложения слабо перемещаются к подножью склонов, образуя сплошной покров у основания склонов — *коллювий*. Достигая водораздела, он сливается с элювием. В связи с этим состав делювия отражает состав коренных пород, расположенных гипсометрически несколько выше по склону. По разрезу делювий на глубине сменяется элювием, который, в свою очередь, переходит в коренную породу. При

литогеохимических поисках вторичных ореолов рассеяния чаще всего приходится иметь дело с *элювиально-делювиальными* образованиями — слабо перемещенными продуктами выветривания, по составу и местоположению сохраняющими тесную связь с материнскими коренными породами.

В районах развития вечной мерзлоты развиваются *солифлюкционные* образования — периодически оттаивающий слой пород, перемещаемый к подножью склонов по увлажненному мерзлоте грунту. На выходе из устьев горных ручьев в долину, горных долин на равнине (конусы выноса, сели и др.) образуются *пролювиальные* образования, которые характеризуются большим разнообразием слагающего их материала, собранного временными водотоками в период весенних паводков и ливней. В речных долинах и дельтах постоянных водотоков накапливаются *аллювиальные* отложения. Как и пролювиальные образования, они весьма разнородны, представляют собой своеобразную среднюю пробу пород и полезных ископаемых водосборной площади и не имеют связи с подстилающими их коренными образованиями. Не имеют связи с коренными породами в данном пункте наблюдения также моренно-ледниковые, золовые и другие дальнепереносные отложения, а также морские, озерные, органические, вулканогенные образования, выделяемые при классификации четвертичных отложений. Они образуются в условиях, когда денудация уступает место осадконакоплению.

Таким образом, выведенные на дневную поверхность первичные месторождения полезных ископаемых и вмещающие их коренные горные породы подвергаются непрерывному действию агентов выветривания и денудации, разрушаются, изменяются и рассеиваются в продуктах выветривания, образуя *поле рассеяния* химических элементов, мине-

ралов, минеральных ассоциаций и комплексов. Процессы, протекающие в поле рассеяния, могут создавать местные вторичные концентрации химических элементов и минералов. Важнейшую роль в этом играют геохимические барьеры — как механические, так и физико-химические. К последним в зоне гипергенеза относят: 1) кислородный барьер, ведущий к аккумуляции Fe, Mn, Co; 2) восстановительный сероводородный, обуславливающий аккумуляцию V, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, U и др.; 3) щелочной — Sr, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn; 4) испарительный — Li, F, S, V, Zn, Sr, Mo и др.; 5) адсорбционный — P, S, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, As, Mo, Pb, Ra, U и др.

Распределение химических элементов и минералов в поле рассеяния подвержено значительным колебаниям, зависящим от состава исходной породы, генезиса рыхлых образований, от климатических условий, длительности и характера денудационных процессов, состава, динамики водных растворов, роли органических факторов и т. д., т. е. является своеобразной функцией пространственных координат и времени.

Если же процессы выветривания приводят к формированию автохтонных образований осадочной оболочки (кора выветривания, элювиально-делювиальные образования) и затрагивают месторождения полезных ископаемых, в этих породах происходит преимущественное рассеивание вещества месторождения, образуются *сингенетические (остаточные)* вторичные ореолы рассеяния. В то же время в аллохтонных образованиях (озерных, речных, морских, золовых, ледниковых и др.) в результате перераспределения химических элементов в благоприятных условиях могут образовываться эпигенетические (наложенные) ореолы. Локальная зона аномальных содержаний химических элементов, образованная под действием процессов гипергенеза в осадочных породах земной коры, называется *вторич-*

ным ореолом рассеяния. На путях поверхностного или подземного твердого, водного или газообразного стока вещества месторождений или их ореолов рассеяния развивается область повышенных концентраций химических элементов в аллохтонных образованиях, которая называется *потоком рассеяния* химических элементов. Поток рассеяния непосредственно примыкает к ореолу рассеяния месторождения и характеризуется дальнейшим убыванием концентраций химических элементов.

Ореолы рассеяния химических элементов разделяются по следующим основным признакам: 1) по фазе, в которой протекает рассеяние вещества месторождения; 2) по взаимоотношению с несущей его средой; 3) по степени доступности для обнаружения.

По фазовому состоянию минеральных компонентов вторичные литогеохимические ореолы и потоки рассеяния разделяются на механические и солевые. *Механические ореолы* образуются при рассеянии вещества месторождения в твердой фазе, а *солевые* — при рассеянии вещества в жидкой фазе путем миграции химических элементов в водных растворах. Кроме того, если в составе вещества месторождения присутствуют газообразные компоненты, то могут образовываться *газовые ореолы* рассеяния (гелиевые, радиоактивных эманацій, углеводородов, ртути и др.). Как правило, в природных условиях формируются сложные ореолы, представленные не одним каким-либо компонентом фазового состава месторождения, а несколькими, соотношение которых зависит от конкретных условий генезиса, состава и миграции вещества.

Важным генетическим признаком ореола является его взаимоотношение с несущей средой. Ореол, формирование которого происходит одновременно с процессом образования вмещающих его пород (кора выветривания, элювиально-

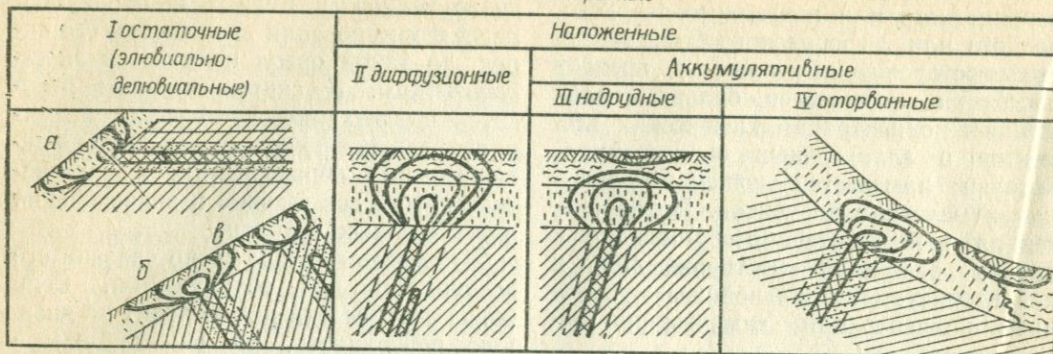
делювиальные отложения), называется *сингенетическим*. Если же он образуется после формирования вмещающих его пород, то такой ореол называется *эпигенетическим*. К сингенетическим относятся все механические ореолы рассеяния, развивающиеся в элювиально-делювиальных образованиях, к эпигенетическим — все газовые и значительная часть солевых ореолов.

С генезисом ореола тесно связана его доступность для обнаружения. Если ореол непосредственно выходит на дневную поверхность, то он называется *открытым*, а если он развивается на некоторой глубине и перекрывается горными породами, не несущими геохимических аномалий, то называется *погребенным* (рис. 39).

Иногда, особенно в горнотаежных ландшафтах гумидной зоны, некоторые химические элементы с повышенной способностью к миграции могут создавать *оторванные* солевые ореолы, наложенные на местные элювиально-делювиальные или пролювиально-аллювиальные отложения. В условиях замедленной денудации и гумидного климата в элювиально-делювиальных образованиях активные водные мигранты могут образовывать *выщелоченные* и *предельно разубоженные ореолы*. Мощность выщелоченных горизонтов редко превышает 1—1,5 м в отложениях современного элювио-делювия и может превышать 10 м в обеленной каолиновой коре выветривания.

В соответствии с доступностью ореола для обнаружения, В. И. Красников предлагает выделять следующие категории поисковых площадей: 1) площади первой категории, обнаженные или покрытые маломощными (1—2 м) элювиально-делювиальными отложениями автохтонного типа с открытым типом ореолов; 2) площади второй категории, перекрытые отложениями средней мощности (до 5 м) с преобладанием в верхнем слое аллохтонного материала, что

Открытые



Закрытые

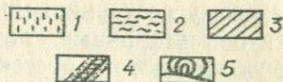
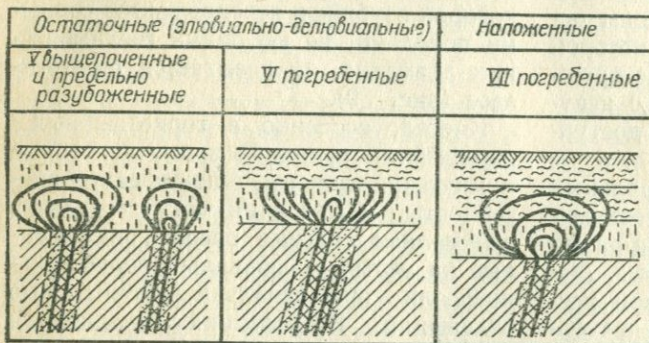


Рис. 39. Основные типы вторичных литогеохимических ореолов рассеяния рудных месторождений (по А. П. Соловову):

1 — современные элювиально-делювиальные образования или древняя кора выветривания рудовмещающих пород; 2 — перекрывающие дальнепереносные отложения; 3 — рудовмещающие породы; 4 — рудные тела и их первичные ореолы; 5 — вторичные ореолы рассеяния.

приводит к резкому ослаблению у дневной поверхности ореолов рассеяния; 3) площади третьей категории, перекрытые в основном аллохтонными образованиями значительной мощности (до 20—30 м); характеризуются развитием неглубоких погребенных ореолов рассеяния; 4) площади четвертой категории, перекрытые мощным покровом (многие десятки — первые сотни метров) аллохтонных отложений с глубоко погребенными ореолами рассеяния.

В соответствии с указанными категориями поисковых площадей разрабатывается рациональный комплекс методов обнаружения месторождений и их ореолов рассеяния.

ВТОРИЧНЫЕ ОРЕОЛЫ РАССЕЯНИЯ

При литогеохимических поисках вторичных ореолов рассеяния (металлометрическая съемка) наибольший интерес для исследований представляют механические и солевые ореолы. Формирование механического ореола рассеяния связано дезинтеграции коренных горных пород и руд, а также перемещению образовавшихся в результате дезинтеграции частиц полезного ископаемого от мест концентрации во вмещающую среду. Подвижность частиц горных пород, по А. П. Соловову [3], проявляется в виде перемещения под действием силы тяжести, с одной стороны, в форме пластичес-

ских деформаций рыхлой толщи, с другой — путем перераспределения в самой толще и с третьей — они могут быть удалены с поверхности толщи и перемещены к понижениям в рельефе. Абсолютное число таких перемещений частиц будет наибольшим на поверхности и уменьшается с глубиной пропорционально времени действия агентов выветривания — колебаний температуры, деятельности вод и осадков, ветра, действия корневой системы растений, землеройных животных и т. д. Перемещение отдельных частиц подчиняется закону случая. Сумма этих перемещений, в течение значительного отрезка времени распространяемая на определенный объем породы, определяет их строго закономерное поведение, воспринимаемое как функциональное распределение, зависящее от координат пространства и времени: $C = f(x, y, z, T)$. Если рудное тело, представленное такой вертикальной жилой, совместить с осью oz , а горизонтальную дневную поверхность, секущую рудную жилу, разместить в плоскости $хоу$, то в начальный момент времени $T = 0$ (до начала выветривания) все рудное вещество будет сконцентрировано в рудном теле. При выветривании частицы рудного вещества будут перемещаться в плоскости $хоz$ (простираение жилы по плоскости $уoz$), причем вследствие симметрии условий перемещения перемещение частиц влево и вправо от линии oz будет равновероятно. Подобная постановка задачи, согласно А. П. Соловову, позволяет уподобить ее задаче о диффузии или о распределении температуры в однородной среде и использовать для ее решения уравнение Фурье

$$2 \frac{\partial^2 U}{\partial T^2} - a^2 \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} = 0,$$

где U и T — соответственно температура и время.

Его решение, при заданных начальных и конечных условиях, представле-

но функцией

$$U = \frac{1}{a\sqrt{2\pi T}} e^{-\frac{x^2}{2a^2 T}},$$

где a — коэффициент, характеризующий среду распространения температуры. Эта функция для любого фиксированного времени $T = T_0$ характеризует нормальное распределение признака.

Обозначив через M количество рудного вещества в поперечном сечении ореола, а через σ — параметр, характеризующий миграционную способность металла, распределение частиц C_x вдоль оси ox в момент времени $T = 1$ может быть описано функцией

$$C_x = \frac{M}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{x^2}{2\sigma^2}},$$

где x — расстояние от центральной точки ореола, в которой $C_x = C_{\max}$. При значениях $M = 1$ и $\sigma = 1$ выражение

$$C_x = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{x^2}{2}}$$

является нормированной функцией распределения вероятностей, графическое изображение которой представляет собой симметричную кривую с максимумом в начале координат. Величина этого максимума связана с параметрами ореола (при $x = 0$) зависимостью

$$C_{\max} = \frac{M}{\sigma\sqrt{2\pi}} \approx \frac{M}{2.5\sigma}.$$

Так как показатель степени $\frac{x^2}{2\sigma}$ в функции распределения $C_x = f(x)$, где x выражается в метрах, — величина безразмерная, размерность σ должна выражаться также в метрах. По физико-геологическому смыслу параметр σ соответствует понятию коэффициента рассеяния и характеризует степень рассеяния рудных частиц в ореоле, определяя (при постоянном M) вид графика их концентраций по профилю, секущему ореол (рис. 40). Численная величина пара-

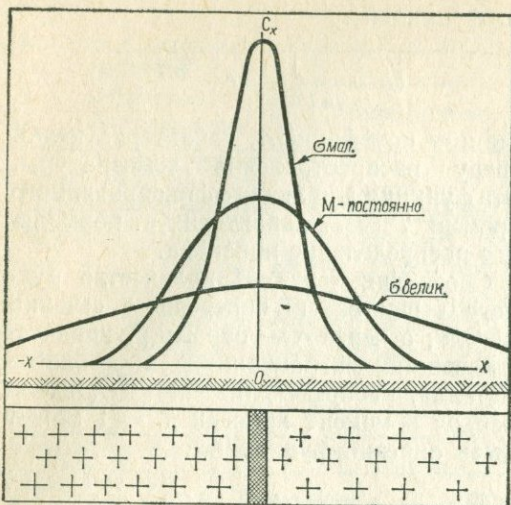


Рис. 40.

метра σ характеризует среднеквадратическое удаление атомов химических элементов в процессе выветривания от их первоначального положения в рудном теле и является мерой миграционной способности элементов при гипергенном рассеянии. Значения σ изменяются по разрезу: от нуля на границе коренных пород ($z = h$) до максимального значения на уровне дневной поверхности, т. е. $\sigma = kz$. Вследствие этого ореол рассеяния в разрезе рыхлых образований веерообразно расширяется к дневной поверхности (рис. 41). Значение параметра M характеризует суммарное количество металла в сечении ореола рудного тела. Принимая во внимание его связь с σ , размерностью M является метро-процент ($M\%$). С геометрической точки зрения величина M характеризует площадь, ограниченную графиком $C_x = f(x)$ и осью абсцисс. Параметры M и σ однозначно характеризуют ореол рассеяния тонкой залежи полезного ископаемого. Для тел относительно большой мощности приведенное выражение, описывающее распределение концентраций химических элементов, нарушается, и, как указывает А. П. Соловов,

должно быть заменено более сложной зависимостью:

$$C_x = \frac{C_p}{\sigma \sqrt{2\pi}} \int_{-\frac{D}{2}}^{+\frac{D}{2}} e^{-\frac{(\varphi-x)^2}{2\sigma^2}} dx,$$

где C_p — содержание металла в рудном теле до выветривания; D — мощность рудного тела. Это выражение путем необходимых преобразований может быть приведено к виду, удобному для вычислений (Р. И. Дубов):

$$C_x = \frac{C_p}{2} \left[\Phi \left(\frac{\frac{D}{2} - x}{\sigma} \right) + \Phi \left(\frac{\frac{D}{2} + x}{\sigma} \right) \right]$$

или

$$C_x = \frac{C_{\max}}{2\Phi \left(\frac{D}{2\sigma} \right)} \left[\Phi \left(\frac{\frac{D}{2} - x}{\sigma} \right) + \Phi \left(\frac{\frac{D}{2} + x}{\sigma} \right) \right],$$

где $\Phi(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^t e^{-\frac{t^2}{2}} dt$; $t = \frac{x}{\sigma}$ —

табличные значения интеграла вероят-

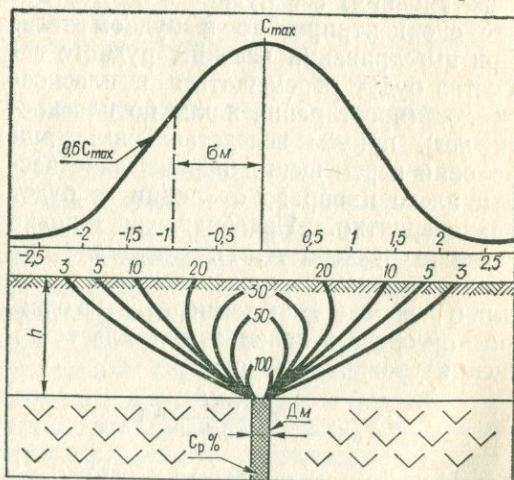


Рис. 41. Схема вертикального разреза и графика распределения концентрации рудообразующего элемента механического ореола рассеяния (по А. П. Соловову).

ности для соответствующего предела, приводимого в справочниках. Из этих выражений следует, что в случае мощных рудных тел полная характеристика ореола может быть получена уже с помощью трех параметров: C_p (или C_{max}), D и σ , а для мощных тел ограниченной длины — четырех: C_p , D_x , D_y и σ . В идеальном остаточном сингенетическом ореоле суммарное содержание металла в ореоле равно содержанию металла в сечении рудного тела: $M_{op} = M_p$ или $C_{max}\sigma\sqrt{2\pi} = C_p D$. Отсюда можно допустить, что если $C_{max} = C_p$, то $D = \sqrt{2\pi}\sigma \approx 2,5\sigma$. Это определяет максимально возможную мощность рудного тела и минимально возможное содержание в нем металла по параметрам ореола рассеяния. Однако в связи с процессами растворения, выноса или аккумуляции продуктов денудации коренных пород и рудных залежей между количеством металла в руде и количеством металла в ореоле обычно существует лишь пропорциональность: $M_{op} = KM_p$ (или $C_{max} = KC_p$). Значение K прямо зависит от ландшафтно-геохимических условий формирования ореола. По данным Б. А. Досановой и А. П. Соловова, в условиях расчлененного рельефа и активной современной денудации для большинства рудных элементов в любых ландшафтно-геохимических зонах Казахстана значения K колеблются в пределах 0,5—2,0. В обстановке гумидного климата и замедленной денудации для подвижных элементов (F, U, Mo, Sr и др.) $K < 1,0$, в то время как для устойчивых (Sn, W, Nb, Au, Zr и др.) $K > 1,0$. Согласно А. П. Соловову, количество металла на выходе неизменных выветриванием коренных пород M_p связано с количеством металла в ореоле M_{op} зависимостью

$$M_p = M_{op}B^2,$$

$$\text{или } M_h = M_{op} \frac{1}{[1+h(B-1)]^2},$$

откуда, зная количество металла на поверхности ореола и значение B , можно подсчитать содержание металла на любой глубине рыхлой толщи (h). B — коэффициент разубоживания — обогащения ореола. Приближенное определение значения B производится путем сравнения химического анализа неизменной руды с анализом пробы из C_{max} элювиально-делювиальных отложений.

В реальной геологической обстановке увеличение объема пород при выветривании не может быть беспредельным. Принимая максимальное увеличение объема в 2 раза ($B = 0,5$), приходим к выводу, что возможное обеднение механического ореола на поверхности не должно превышать 4-кратной величины. Гораздо большее значение имеет уменьшение объема. В благоприятных условиях (россыпи) обогащение в ореоле может составлять 30 и более крат против содержания в коренной породе. С глубиной коэффициент B изменяется, приближаясь к $B = 1$ на уровне неизменных коренных пород. Зная местные значения параметров K и σ , можно решать прямую задачу поисковой геохимии — по заданным размерам рассчитать ожидаемый вид вторичного остаточного ореола рассеяния.

Солевые ореолы рассеяния образуются воднорастворимыми компонентами рудных месторождений в условиях водонасыщения горных пород, в связи с чем создаются солевые растворы. Они возникают или в результате прямого растворения минералов руд, или путем изменения (окисления и др.) первичных минералов с переходом их во вторичные с последующим растворением последних. Основным процессом формирования солевых ореолов являются диффузия и капиллярный подъем минерализованных растворов, образующихся в зоне соприкосновения грунтовых вод с рудами и их первичными ореолами рассеяния. Эта общность законов диффузии и механических процессов рассеяния

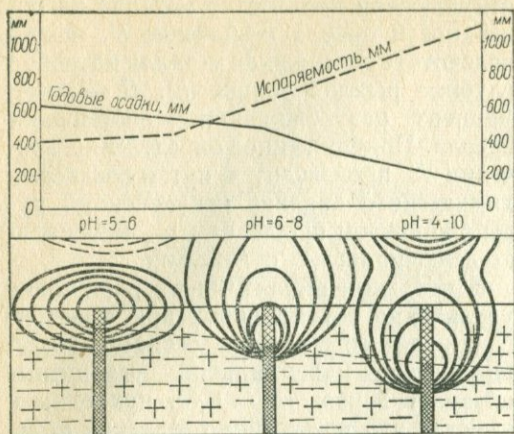


Рис. 42. Схема зависимости ореолов от климатических условий (по А. П. Соловьеву).

вещества горных пород позволяет распространять и на солевые ореолы приведенную выше зависимость $C_x = f(x)$.

На формирование солевых ореолов оказывает влияние большое количество факторов, среди которых одно из важнейших мест занимает климат, в частности соотношение между количеством атмосферных осадков и испаряемостью. В условиях преобладания количества осадков над испарением верхние горизонты рыхлых образований интенсивно промываются, что создает условия для возникновения при замедленной денудации кислой реакции среды ($pH < 7$), соответствующей сиалитной стадии выветривания. В этой обстановке, характерной для севера Европейской части СССР, Полесья и других районов, могут создаваться условия для образования погребенных выщелоченных и предельно разубоженных ореолов. В то же время здесь могут также образовываться открытые солевые ореолы за счет биогенной концентрации элементов (рис. 42). В засушливых же районах с резким преобладанием испаряемости над количеством атмосферных осадков (Центральный Казахстан, Средняя Азия) обстановка иная. Здесь диффузионное распространение солей в верхние го-

ризонты может дополняться накоплением солей за счет процессов инфильтрации и засолением почв, что в ряде случаев приводит к образованию наложенных «породных» ореолов инсоляционного типа.

Литогеохимические поиски вторичных ореолов рассеяния производятся на различных стадиях геологических исследований и разделяются на три основных этапа: рекогносцировочные, поисковые и детальные. Их проведение требует наличия геологических и топографических карт исследуемой территории не мельче масштаба планируемых работ.

Рекогносцировочные литогеохимические поиски проводятся в масштабе 1 : 200 000 — 1 : 100 000. Их задача — выяснение общей геохимической характеристики изучаемого района, его металлогенических особенностей, а также попутное обнаружение ореолов и потоков рассеяния. Отбор проб производится без специальной разбивки профилей на местности путем выбора маршрутов по карте. С ее помощью исполнитель должен по характерным местным ориентирам определить свое положение на местности и наносить на карту место взятия каждой 5 и 10 точки с указанием их порядкового номера. При наличии аэрофотоматериалов опробование ведут, пользуясь контактными отпечатками (положение каждой 5 и 10 точки указывают на снимке проколом иглой и подписывают на обороте). Выбор точек подчиняется их близости к легко распознаваемым местным ориентирам (изолированные вершины, изгибы рельефа, места слияния ручьев, пересечения дорог и троп, одиночные группы деревьев, старые горные выработки, линии электропередач и т. д.), а также требованиями кондиционности работ (табл. 27). Одновременно с нанесением на карту маршрута исполнитель ведет необходимую документацию в полевой книжке и составляет абрис отбора проб. Направление маршрутов выбирается вкрест господст-

Таблица 27. Масштабы литогеохимических поисков вторичных ореолов рассеяния

Масштаб	Сеть		Плотность точек отбора проб на 1 см ² карты	Число точек отбора проб на 1 км ² площади
	расстояние между профилями, м	расстояние между точками отбора проб, м		
	Рекогносцировочная съемка			
1 : 200 000	2000	100	20	5
1 : 100 000	1000	100—50	10—20	10—20
	Поисковая съемка			
1 : 50 000	500	50	10	40
1 : 25 000	250	50—25	5—10	800—100
	Детальная съемка			
1 : 10 000	100	20—25	5—4	500—400
1 : 5000	50	20—10	2,5—5	1000—2000
1 : 2000	25—20	10	1,6—2	4000—5000

вующего простираения пород и рудоконтролирующих структур с расчетом пересечения наиболее важных геологических формаций, интрузивных массивов, их экзо- и эндоконтактов, разломов и т. д. Необходимо, чтобы каждый крупный элемент геологической структуры был пересечен 2—3 маршрутами. Следует отметить, что рекогносцировочные литогеохимические поиски проводятся только в том случае, когда по тем или иным причинам проведение рекогносцировочных поисков по потокам рассеяния в данном районе не эффективно (слабо расчлененный рельеф, формирование потоков рассеяния преимущественно за счет непродуктивных геологических формаций, в бессточных местностях и т. д.).

Поисковые литогеохимические исследования масштаба 1 : 50 000—1 : 25 000 производят в районах с уже доказанной перспективностью. Их задачей является обнаружение вторичных геохимических

аномалий и ореолов рассеяния химических элементов. Под геохимической аномалией понимается участок или зона, в пределах которой содержание химического элемента (или нескольких химических элементов) превышает нижнеаномальное значение. Будучи приуроченной к благоприятной геологической позиции для локализации оруденения, такая аномалия может считаться перспективной и подлежит детализации.

Для обнаружения любой аномалии необходимо и достаточно, как указывает А. П. Соловов, чтобы в ее контур попала хотя бы одна точка с содержанием химического элемента выше минимально-аномального. Однако с целью усиления надежности выделения аномалии предусматривается обнаружение не менее двух аномальных точек. Прослеженная по ряду точек геохимическая аномалия может считаться ореолом рассеяния. В контур аномалии обычно включается половина расстояния между ближайшими профилями и точками с фоновыми содержаниями химических элементов. Поэтому при увеличении детальности поисков размеры аномалий, как правило, уменьшаются, а значения выявленных максимальных концентраций увеличиваются.

Размеры аномалии и ряд ее характеристик (C_{\max} , контрастность и др.) зависят от масштаба поисков, чувствительности и точности применяемых для анализа элементов аналитических средств. В частности, от последних зависит уровень выделяемых минимально-аномальных значений и величина фоновых концентраций, точнее пределы изменения фоновых значений, зависящие при прочих равных условиях от уровня ошибок анализа.

Задаваясь минимальными размерами рудных тел, представляющих промышленный интерес в геологических условиях исследуемого района, можно ориентировочно определить среднюю протяженность ореолов рассеяния, которая

будет составлять $L_{\text{ср}} = L_p + a$, где L_p — протяженность рудных тел; a — средняя ширина ореола по профилю, секущему рудное тело и его ореол рассеяния (определяется на уровне минимально-аномальных значений C_a). При заданной величине минимального количества металла в рудном теле, подлежащем обнаружению, и средних значениях σ и K ширину ореола на уровне C_a можно подсчитать, пользуясь табличными значениями функции распределения.

Опыт металлогенических исследований на территории страны, а также требования промышленности к запасам и кондициям рудных полезных ископаемых (возрастание первых и снижение вторых) свидетельствуют о том, что протяженность в плане наиболее важных в поисковом отношении месторождений редких и цветных металлов (медь, свинец, титан, молибден, вольфрам и др.) составляет не менее 1 км. Поскольку надежное обнаружение геохимической аномалии обеспечивается ее пересечением по крайней мере одним профилем и 2—3 аномальными точками, основным масштабом площадных поисковых исследований является масштаб 1 : 50 000. Сгущение сети профилей до масштаба 1 : 25 000 допускается при поисках глубоководных и сложной формы месторождений. Поиски производятся по сети прямолинейных профилей, равнономерно покрывающих исследуемую площадь с шагом отбора проб 50 м (табл. 27).

Для отбора проб инструментально разбивают магистраль. Расстояния между параллельными магистралями не должны быть более 10 см в масштабе отчетной карты. За исходную точку первой магистрали рекомендуется брать один из пунктов государственной триангуляционной сети. Направление магистралей задается параллельно господствующему простиранию рудоконтролирующих структур.

Перпендикулярно магистралям по буссоли или простым вешением прокладываются профили. Расстояние между точками на профилях отмеряется шнуром или шагами в процессе отбора проб. При отборе проб исходной точкой каждого профиля должна являться инструментально определенная точка на магистрали. Конечная точка также должна быть привязана к соответствующей точке соседней магистрали. Допустимое отклонение заданного направления не должно превышать 0,8 мм в масштабе отчетной карты, а для горнотаежных условий — 1,2 мм. Магистрали и профили закрепляются на местности деревянными пикетами высотой 30—40 см, диаметром 2—3 см. Расстояние по профилю между пикетами не должно быть более 100 м и меньше 20 м. В верхней части пикета простым карандашом делается надпись, числитель которой обозначает номер профиля, а знаменатель — номер точки. Магистрали пикетируются через 50—100 м; через каждые 10 см в масштабе отчетной карты ставится геодезический знак (столб). В лесной местности по магистрали прорубают просеку шириной 0,5—1 м.

Детальные литогеохимические поиски проводятся в пределах выявленных геохимических аномалий, участков, заведомо несущих рудную минерализацию, на флангах месторождений и рудопроявлений. Их цель — оконтуривание, прослеживание по простиранию ореолов рассеяния и аномальных участков, а также оценка их перспективности.

Выбор конкретного масштаба исследований производится в соответствии с морфологией и генетическим типом изучаемых рудопроявлений, глубинностью работ. Сеть отбора проб обычно разбивается инструментально и закрепляется на местности. В связи с тем что детальные исследования решают не только поисковые, но и разведочные задачи, расстояние между профилями значительно меньше протяженности рудных

тел L , а шаг по профилям сокращается до 0,2—0,3 a и меньше. Это позволяет уточнить положение C_{\max} и обеспечивает возможность количественной оценки данных.

Для экономии сроков и средств исследований необходимо убедиться, что данный масштаб работ не является излишне детальным. С этой целью независимым путем производится обработка данных съемки «через профиль» и «через точку». Оба варианта карт сопоставляются между собой и с картой, построенной с использованием всей имеющейся информации. Если различия между картами не принципиальны, сеть наблюдений разряжается.

Отбор проб. Сущностью металлометрической съемки является исследование неравномерности распределения в рыхлых образованиях химических элементов. Для обеспечения этой задачи важнейшее значение имеет правильный выбор способа опробования, глубины отбора, веса проб, ее фракции. При минимальном весе литогеохимическая проба должна быть представительной, характеризовать собой определенный участок исследуемой территории, а все пробы — достоверно осветить распределение металла в поле рассеяния этой территории. Поскольку данные опробования должны быть сопоставимы, способ опробования для всей территории выбирается постоянным. Наиболее приемлемым способом отбора проб принято считать точечное опробование, так как оно обеспечивает наиболее полное выявление неоднородностей распределения химических элементов. В случае открытых ореолов проба отбирается с минимальной глубины (обычно с глубины 15—20 см, под растительным слоем), что при веерообразной конфигурации ореола обеспечивает максимальное разряжение сети отбора. В пробу отбирается наиболее тонкая песчано-глинистая фракция элювиально-делювиальных отложений, как наиболее представительная «средняя проба».

В зависимости от климата, рельефа местности, генезиса рыхлых образований глубина отбора проб может меняться. Для выбора представительного горизонта в общем случае требуется проведение определенного объема опытных работ. Они проводятся или в процессе ландшафтно-геохимических исследований, или специально путем опробования бортов канав и шурфов, вскрывающих, по возможности в различных ландшафтных условиях района, рудные тела или тектонические зоны. Точечные пробы из стенки канавы (шурфа) отбираются через 0,2—0,5 м по вертикали от поверхности до коренных пород. При этом обязательному опробованию подлежат все горизонты разреза — элювий, делювий, подпочвенный слой, почвы, а также коренные породы. Пробы делят на несколько фракций (0,25; 0,1; менее 0,1 мм) и анализируют раздельно.

Для выбора представительного горизонта рекомендуется провести оценку контрастности аномалии, которая вычисляется по формуле (А. П. Соловов)

$$\gamma = \frac{C_{\max} - C_{\phi}}{\sigma}$$

для нормального закона распределения или

$$\begin{aligned} \gamma &= \frac{\lg C_{\max} - \lg C_{\phi}}{S \lg} = \\ &= \frac{1}{\lg e} \left(\lg \frac{C_{\max}}{C_{\phi}} \right) \end{aligned}$$

для логнормального, где σ — стандартное отклонение. В качестве представительного при прочих равных условиях рекомендуется выбирать горизонт с наибольшим γ .

Отбор проб с глубины 15—20 см производят с помощью лопаты или легкой двусторонней кайлы — мотыги саперного типа. При глубине 0,5—1,0 м используют ручные буры и специальные проботорники, от 2 до 8—10 м — легкие технические средства, например гидрозадавливатели. При мощности рыхлых

образований от 10 до 20—50 м применяют агрегаты типа СУГП или шнековое бурение; от 50 до 100—150 м — самоходные установки колонкового бурения.

Вес пробы составляет около 50 г. Если отбирают крупную фракцию (более 0,5 мм), начальный вес проб увеличивают до 200—300 г. Наоборот, при отборе тонкодисперсного материала допускается снижение веса до 15—20 г. Пробы отбирают в мешочки размером 10—12 × 18—20 см. В нижней части мешочка записывают порядковый номер. Из сложенных по порядку мешочков составляют пачки по 100 шт. в каждой. Их выдают бригаде в количестве, превышающем дневную выработку. При отборе коллектор должен периодически сверять номер мешочка с записями в полевой книжке и номером пикета. В полевой книжке отмечают дату отбора, название участка, номер профиля, азимут хода, шаг по профилю, а также порядковые номера проб, номер пикета, номер мешочка. Одновременно ведется абрис профиля, где отмечают элементы ситуации, геологическую обстановку, геоморфологические особенности местности. Наносят дороги, речки, горные выработки, особенности рельефа, контакты пород, состав делювия, места находок рудных свалов и точки отбора детализационных проб и т. д.

Пройденные за день маршруты пробоотбора наносят на сводную карту (схему) с указанием даты и номера полевой книжки. Если работает несколько бригад, то нанесение пройденных маршрутов каждой бригадой производится определенным цветом. Сгущение сети точек по профилю и отбор дополнительных проб в стороне от профиля производится при обнаружении рудных и кварцевых свалов, в зонах гидротермального изменения пород, ожелезнения, брекчирования, рассланцевания, на отвалах старых выработок и т. д. Вблизи рудопроявлений, независимо от сети отбора, должно быть взято не менее

трех — пяти проб из элювиально-делювиальных отложений. Все рудные свалы, коренные выходы и древние отвалы подвергаются ступенчатому опробованию. При наличии препятствий для отбора проб в намеченных точках разрешается отступление от нее по профилю на расстоянии $\frac{1}{10}$ шага и в сторону от профиля до $\frac{1}{10}$ расстояния между профилями, с отметкой об этом в полевой книжке и на абрисе. Правильность отбора проб контролируется повторным опробованием в объеме не менее 3% от общего числа точек. Кроме того, контрольный отбор должен осуществляться при установлении отдельных аномальных точек при подтверждении их повторными анализами, а также по отдельным точкам или целым профилям, в которых нарушается закономерная картина распределения химических элементов на участке работ (с учетом конкретных особенностей геологического строения участка). По результатам не менее 100 контрольных измерений определяется средняя относительная ошибка съемки

$$\bar{\delta} = \frac{\sum_{i=1}^n \delta_i}{n}, \text{ где } \delta_i = \frac{C_{i_2} - C_{i_1}}{C_{i_2} + C_{i_1}} 100\%.$$

Допустимая величина средней относительной ошибки металлометрической съемки не должна превышать $\pm 50\%$.

Обработка проб (рис. 43). Перед началом обработки все пробы доводятся до воздушно-сухого состояния. Летом в солнечную погоду пробы сушат на солнце, в остальное время — в сушильных шкафах или над очагом. В процессе сушки глинистые породы периодически разминают. Просушенные пробы просеивают через стальные сита с диаметром отверстий 0,5 мм. Просеянную пробу истирают на механических истирателях до 200 меш. Если на истирателях применяют стальные стаканы, то при необходимости массового изучения магнитной восприимчивости проб их изучают до истирания.

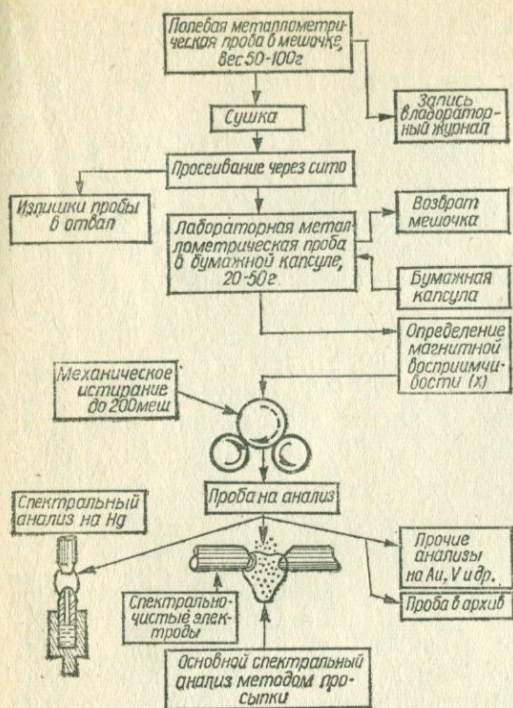


Рис. 43. Схема обработки и анализа литогеохимических проб.

При детальном металлометрическом поиске для уменьшения затрат на анализ рекомендуется производить смешанные пробы путем объединения и тщательного перемешивания по 2 г вещества из ряда проб. К объединению допускается такое число проб, при котором, в случае присутствия в их числе хотя бы одной пробы из C_{\max} , содержание металла в объединенной пробе должно быть выше C_a :

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

откуда

$$n < \frac{C_{\max} + C_a - 2C_{\phi}}{C_a - C_{\phi}}.$$

Если в объединенной пробе установлено аномальное содержание металла, то все первичные пробы, из которых она составлена, анализируются отдельно.

Важное значение при массовом анализе металлометрических проб имеют повторные (контрольные) анализы. С их помощью оценивается качество анализа, вычисляется его ошибка. Повторным определениям подлежат все аномальные пробы, пробы из C_{\max} и по одной пробе до и после этой точки по профилю, все пробы, результаты анализа которых вызывают сомнения, а также выборочные пробы по всей исследуемой площади. В последние должны быть включены как пробы из ореолов рассеяния, так и фоновые. Кроме того, ежемесячно в спектральной лаборатории шифруется 50—100 проб и также подвергается повторному анализу. Штуфные и бороздовые пробы необходимо сразу же анализировать дважды на разных спектрографах с применением разных фотопластинок. Качество работы лаборатории считается удовлетворительным, если повторными анализами подтверждается не менее 80—90% проб.

При выборе перечня анализируемых элементов в литогеохимических пробах принимается во внимание масштаб поисков, степень металлогенической изученности территории, состав и мощность рыхлых образований, миграционная способность элементов, характер и интенсивность развитых в районе процессов выветривания, предполагаемые типы рудопоявлений, чувствительность различных методов анализа (см. форзац). В общем случае, чем мельче масштаб исследований, хуже изучена территория, тем более широкий круг элементов вовлекается в анализ. При этом, исходя из общих сведений о геологическом строении, тектонике района, анализе литературных данных по металлогении близких по строению территорий, в перечень элементов, подлежащих анализу, вовлекаются все элементы, способные в данных условиях образовывать месторождения. В соответствии с опытом металлометрических поисков масштаба 1 : 100 000 и мельче, рекомендуемым

перечнем элементов, подлежащих определению приближенно-количественным спектральным анализом методом просыпки (основной вид анализа при литогеохимических исследованиях), следует считать: литий, бериллий, титан, ванадий, хром, марганец, кобальт, никель, медь, цинк, мышьяк, иттрий, цирконий, ниобий, молибден, серебро, олово, сурьма, барий, лантан, вольфрам, свинец, висмут. Кроме того, всегда изучается необходимость производства определенных также таких элементов, как бор, фтор, фосфор, стронций, цезий, таллий, золото, ртуть, уран, торий и других, требующих применения специальных методов анализа.

При металлометрических поисках среднего масштаба (1 : 50 000 и 1 : 25 000) перечень определяемых элементов сокращается до 10—15, а на участках детальных работ — еще больше и включает лишь элементы — главные компоненты руд и их спутники.

При изучении территорий с мощным чехлом рыхлых образований, при поисках угнетенных погребенных ореолов предпочтение отдается элементам с повышенной миграционной способностью, особенно при мелкомасштабных поисках. Независимо от масштаба поисков в аномальных пробах определяется содержание редких и рассеянных элементов-спутников рудообразующих элементов. Так, при высоких содержаниях свинца и цинка подлежит определению галлий, кадмий, индий; при повышенных содержаниях молибдена — рений; циркония — гафний и т. д.

Изображение результатов. Для изображения результатов литогеохимических поисков ореолов (и потоков) рассеяния строятся карты фактического материала на разгруженной геологической основе (на кальке). Их размножают (синькуют) по числу анализируемых элементов или их аддитивным и мультипликативным группам. Данные о содержаниях элементов разбивают на 4—5

интервалов. Первый интервал обычно охватывает пределы фоновых значений и своей верхней границей имеет нижнеаномальное значение, а последующие — трехкратное (или десятикратное) нарастание концентраций (обычно в логарифмическом масштабе). Градации содержания подчеркиваются тоном, присвоенным каждому элементу (или группе элементов) цвета: меньше 3 геофонов (*гф*) — не закрашивается, от 3 до 10 *гф* закрашивают очень слабо, от 10 до 30 — слабо, от 30 до 100 — средне, больше 100 — густо. Рекомендуется следующая шкала цветов изображения элементов: красный — Pb, Bi, La, Rb, Hg; коричневый — Mn, Sb, Zr, Be, Y; желтый — Mo, Au, V, V; зеленый — Cu, As, F, Cr, Ta; голубой — Zn, Nb, Sn, Co; фиолетовый — Ni, Ag, W, U, Li.

Значения концентраций элементов на мелкомасштабных картах выносят в виде закрашенных кружков или точек. По этим данным участки высоких концентраций элемента оконтуривают одной, двумя или тремя линиями в соответствии с выделенными интервалами. После этого строят сводную карту на разгруженной геологической основе, где различными цветами (в соответствии с элементами) выносят контуры выделенных аномальных участков. Их анализ совместно с геологическими и геофизическими данными позволяет наметить площади для детальных поисков.

Кроме карт геохимических аномалий, можно изображать результаты литогеохимических поисков с помощью отдельных профилей по наиболее интересным в поисковом отношении направлениям. Подобные профили с нанесением значений концентраций (по одному или нескольким элементам) строят над геологическими разрезами. Расстояние между точками отбора проб на профиле должно быть не менее 1 мм и не более 10 мм. Вертикальный масштаб выбирается таким, чтобы значения геохимического фона не превышали

2—5 м. Результаты детальных работ (1 : 10 000 и крупнее) изображают обычно в изоконцентрациях.

Оценка результатов. Оценка данных поисковых литогеохимических исследований включает несколько этапов: 1) геологический осмотр местности и геологическая оценка выявленных ореолов; 2) детализационные работы; 3) количественная оценка ореола; 4) вскрытие рудного тела.

Задачей геологического осмотра аномального участка является: 1) детальное ознакомление с рельефом, породами, геологическим строением, прямыми и косвенными признаками оруденения; 2) оценка возможности отнесения аномалии к числу «ложных» — отвалы, хвосты обогатительных фабрик, дренаж рудничных вод, пути транспортировки руд и т. д.; 3) оценка целесообразности дальнейшего изучения участка и составление соответствующего плана работ.

Осмотр начинают с точки C_{\max} . Осматривается обломочный материал. Для диагностики рудных минералов используются простейшие химические реакции (реакция с KI — на свинец, получение «оловянного зеркала» — на олово и др.) и приемы полевой диагностики минералов (цвет черты, твердость, магнитность и т. д.). При отсутствии обломочного материала целесообразно проводить лотковое опробование с промывкой 10—15 кг элювиально-делювиальных отложений. Кроме того, осматриваются коренные выходы горных пород в зоне ореола или в пределах его ближайших окрестностей.

При отсутствии доказательств рудного характера аномалии производится контрольный отбор. Он должен охватывать не менее 5—6 точек первичной съемки и производиться с более частым шагом. Если данные повторного отбора отрицательные, первичную съемку следует считать браком.

Конечный результат геологического осмотра — составление плана *детали-*

зационных работ в пределах геохимической аномалии. Детализация выполняется путем проложения дополнительных промежуточных профилей с более частым отбором проб для точного оконтуривания и последующей количественной оценки вторичного ореола.

Количественная оценка результатов площадных металлометрических исследований включает: 1) на этапе поисковых среднемасштабных работ — а) оценку фоновых и аномальных концентраций химических элементов; неравномерности распределения последних; б) определение корреляционных и регрессионных связей между исследуемыми признаками (прежде всего, аномальными и аномалеобразующими); в) построение карт аномалий геохимического поля и трендов площадного распределения химических элементов или их сочетаний; 2) на этапе детальных работ — а) вычисление параметров вторичного ореола; б) определение величины смещения ореола.

Способы количественного решения указанных задач при поисковых среднемасштабных исследованиях и методы расчета соответствующих характеристик указаны в главах 2 и 5 и поэтому здесь не рассматриваются. Полнее следует рассмотреть количественную оценку результатов детальных исследований. Ее принципы разработаны в настоящее время в работах А. П. Соловова, Р. И. Дубова, Е. М. Квятковского, С. В. Григоряна и др.

Под параметрами вторичного ореола следует понимать численные значения исследуемого признака, определяющие данный ореол. Если ореол рассеяния создан конкретным рудным телом, то для тел небольшой мощности (меньше 2,5σ) ореол полностью характеризуется двумя параметрами: количеством металла в ореоле — M (в м%) и значением местного коэффициента рассеяния σ (в м). Зная их, можно найти максимальное содержание металла в

центральной точке ореола ($x = 0$):

$$C_{\max} = \frac{M}{\sigma \sqrt{2\pi}}.$$

Если же рудное тело имеет большую мощность ($D > 2,5\sigma$), то, как указывалось, для полной характеристики его ореола требуется знание содержания металла в рудном теле C_p , его мощности D и σ , а для тел ограниченной протяженности — C_p , D_x , D_y и σ . Количество металла в ореоле можно подсчитать или по профилю, секущему ореол (линейная продуктивность),

$$M = \sum_{i=1}^n \frac{x_{i+1} - x_{i-1}}{2} (C_i - C_\phi),$$

а при стандартном шаге опробования Δx :

$$M = \Delta x \left(\sum_{i=1}^n C_i - nC_\phi \right),$$

где n — число точек, вошедших в подсчет, или по площади ореола (площадная продуктивность — P в $m^2\%$):

$$P = \sum_{i=1}^n \frac{y_{i+1} + y_{i-1}}{2} M_i,$$

а при одинаковом расстоянии между профилями (L):

$$P = L \sum_{i=1}^n M_i.$$

Если имеются поэлементные карты изоконцентраций, то расчет продуктивности ореола (или ореолов) может производиться с использованием планиметра по формуле

$$P = \sum_{i=1}^n \left[S_{i,i+1} \left(\frac{C_i + C_{i+1}}{2} \right) - mC_\phi \right],$$

где $S_{i,i+1}$ — площади, заключенные между изолиниями C_i и C_{i+1} ; m — количество площадей, вошедших в подсчет.

Оценка значения σ производится для ореолов маломощных рудных тел

ориентировочно по формуле

$$\sigma = \frac{M}{C_{\max} \sqrt{2\pi}}$$

или более точно способом «трех уровней» (А. П. Соловов). Для этого по графику $C_x = f(x)$, секущему ореол рассеяния, находят значения σ в M на уровне $0,6C_{\max}$ (2σ); $0,325C_{\max}$ (3σ) и $0,135 \times C_{\max}$ (4σ). Значение σ рассчитывают как среднее арифметическое соответствующих значений. Если найденные значения σ совпадают в пределах $\pm 10-15\%$, то это подтверждает правильность модели тонкого пласта.

Если для данного района известны σ и коэффициент пропорциональности K , характеризующий вынос или накопление металла в процессе вторичного рассеяния, то для заданных мощностей рудного тела D (меньших $2,5\sigma$) и содержаний металла в рудах C_p можно решить прямую задачу — рассчитать график ореола рассеяния. Для этого, пользуясь зависимостью

$$C_{\max} + C_\phi = K \frac{DC_p}{2,5\sigma} + C_\phi$$

(по А. П. Соловову), находят значения

$$x = \pm \sigma; \quad C_x = 0,607C_{\max} + C_\phi;$$

$$x = \pm 1,5\sigma; \quad C_x = 0,325C_{\max} + C_\phi;$$

$$x = \pm 2\sigma; \quad C_x = 0,135C_{\max} + C_\phi;$$

$$x = \pm 3\sigma; \quad C_x = 0,011C_{\max} + C_\phi.$$

По этим точкам можно достаточно уверенно построить график ожидаемого ореола.

Е. М. Квятковский для случая линейного убывания содержаний химического элемента от центра ореола к периферии и расположения начала координат над центром рудного пласта предложил формулу расчета содержаний элемента в любой точке ореола; для $D < 5\sigma$:

$$C_x = \frac{C_p D}{2,5Kz + \frac{D}{2}} \left(1 - \frac{|x|}{2,5Kz + \frac{D}{2}} \right),$$

где D и C_p — мощность рудного тела и содержание в нем металла; z — глубина опробования; K — коэффициент пропорциональности ($\sigma = Kz$); x — расстояние точки опробования от центра ореола.

Для $D \geq 5\sigma$:

$$C_x = \frac{C_p}{2} \left(1 - \frac{x}{2,5Kz} \right).$$

Пользуясь этими формулами, можно с достаточной для практических целей точностью определять такие параметры ореолов рудных тел жильной формы, как содержание элемента в эпицентре ореола, видимая ширина ореола; максимальная мощность рыхлых отложений, при которой хотя бы в одной точке может быть зафиксирован ореол, положение оптимального горизонта отбора проб (представительного горизонта), на котором видимая ширина ореола максимальна. Согласно Е. М. Квятковскому, содержание элемента в эпицентре ореола

$$C_{\max} = \frac{C_p D}{2,5Kz + \frac{D}{2}},$$

видимая ширина ореола

$$l_{\text{вид}} = \left(2,5Kz + \frac{D}{2} \right) \left[1 - \frac{\left(2,5Kz + \frac{D}{2} \right) C_a}{C_p D} \right],$$

где C_a — минимально-аномальное содержание элемента в ореоле ($C_a = C_\phi e^{\beta - 3}$ — C_ϕ).

При $C_p = C_a$

$$Z_{\max} = \frac{D(2C_p - C_a)}{5KC_a}.$$

Оптимальная глубина опробования может быть установлена из выражения

$$Z_{\text{опт}} = \frac{D(C_p - C_a)}{5KC_a}.$$

Более строгие решения можно получить при использовании формул

Р. И. Дубова:

$$C_x = C_p \left[\Phi \left(\frac{x - \frac{D}{2}}{\sigma} \right) - \Phi \left(\frac{x - \frac{D}{2}}{\sigma} \right) \right];$$

при $x = 0$:

$$C_{\max} = C_p \Phi \left(\pm \frac{D}{2\sigma} \right) = 2C_p \left[\Phi \left(\frac{D}{2\sigma} \right) - 0,5 \right]$$

или

$$C_{\max} = 2BC_p \left[\Phi \left(\frac{D}{2Kz} \right) - 0,5 \right],$$

где B — коэффициент разубоживания — накопления металла в рыхлой толще. Сопоставление рассчитанных значений $l_{\text{вид}}$, Z_{\max} , $Z_{\text{опт}}$, а также полуширины ореола ($l = 2,5Kz + \frac{D}{2}$) по приведенным формулам показывает, что ошибка составляет не более $\pm 50\%$. Это вполне приемлемо, если учесть, что погрешность определения K обычно не менее $\pm 50\%$.

Для крутопадающих тел жильной формы, образующих остаточные элювиальные ореолы, выходящие на близкую к горизонтальной дневную поверхность, Е. М. Квятковский рекомендует использовать при интерпретации ореолов палетку (рис. 44). С ее помощью определяются значения σ , $D(2p)$, C_p , K . Для этого вкрест или по простиранию ореола на кальке строится практическая кривая. При ее построении по оси ординат в логарифмическом масштабе (с модулем, равным модулю палетки; рис. 44), откладывают концентрации элемента, а по оси абсцисс — расстояния в единицах L . Обычно L равно от 1 до 10 м. График совмещают с одной из теоретических кривых палетки и снимают значения σ/L , $2p/\sigma$ и $K = C_p/C_0$ (C_{\max}). Значения K определяют

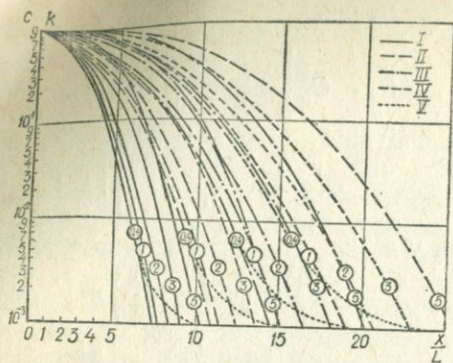


Рис. 44. Палетка для интерпретации вторичных ореолов рассеяния (по Е. М. Квятковскому):

I—IV — кривые с $\frac{\sigma}{L} = 2; 3; 4; 5$; V — кривая для определения $K = \frac{C_p}{C_0}$. I — параметр $\frac{2p}{\sigma}$.

по ординате точки пересечения практической кривой C_x с вспомогательной кривой K_x на палетке. Зная L и C_0 (C_{\max}), определяют D ($2p$) и C_p .

Детально оконтуренные и изученные всеми доступными геолого-геохимическими и геофизическими методами ореолы рассеяния подлежат разведке, вскрытию и опробованию рудного тела. Вскрытие рудных тел производится в пределах интервала, равного ширине ореола на уровне $C_x = 0,5C_{\max}$, т. е. порядка $2,5\sigma$. При мощности рыхлых отложений, меньшей 3σ , вскрытие производится канавами вкост ожидаемого простирания рудного тела. Если последнее имеет крутое падение, то при горизонтальной поверхности центр канавы должен находиться в точке C_{\max} , т. к. в этом случае точка C_{\max} совпадает в плане с выходом рудного тела. В противном случае точка C_{\max} или смещается в сторону восстания рудного тела (при его пологом падении и горизонтальной дневной поверхности), или в сторону снижения рельефа (в случае негоризонтальной дневной поверхности). Величину смещения точки C_{\max} можно оценить по формулам А. П. Соловова. Так, смещение на

склоне определяется по формуле

$$S_\alpha = Ah^2 \sin \alpha,$$

где α — угол наклона местности (рис. 45); A — коэффициент, зависящий от местных условий (состава и мощности рыхлых образований, интенсивности процессов выветривания и др.); h — мощность рыхлых образований, которая может быть установлена по данным бурения, ВЭЗ и др. Величину смещения можно установить также методом двухгоризонтального опробования ореола (рис. 46) по формуле

$$S_\alpha = \tau \Delta S.$$

Значения τ находят по табл. 28.

Смещение точки C_{\max} при пологом падении рудного тела и горизонтальной дневной поверхности (рис. 47) можно установить по формуле

$$S_\beta = B \frac{h}{\operatorname{tg} \beta},$$

где β — ожидаемый угол падения рудного тела; B — коэффициент, зависящий от условий выветривания коренных пород. При выветривании без изменения объема $B = 1$. Если выветривание протекает с уменьшением объема, $B > 1$, с увеличением — $B < 1$.

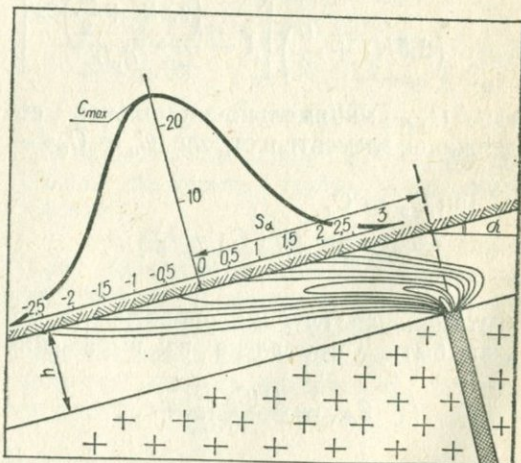


Рис. 45. Смещение механического ореола на плоском склоне (по А. П. Соловову).

Таблица 28. Величина значения τ для различных Z

Z в долях h	τ
0,1	5,0
0,2	2,5
0,25	2,1
0,3	1,8
0,4	1,4
0,5	1,2

Общее смещение ореола от проекции выхода рудного тела на дневную поверхность определяется геометрической суммой S_α и S_β . В общем случае, при наклоне местности, проходку канавы начинают с точки, лежащей гипсометрически ниже C_{\max} на 3—5 м, и проходят в сторону повышения рельефа до пересечения рудного тела. В случае пологого падения рудного тела и горизонтальной дневной поверхности эта же величина смещения начала проходки канавы от точки C_{\max} производится в сторону лежащего бока и проходка ведется в сторону висячего бока. Ширина канавы по дну составляет 0,6 м, вскрытие коренных

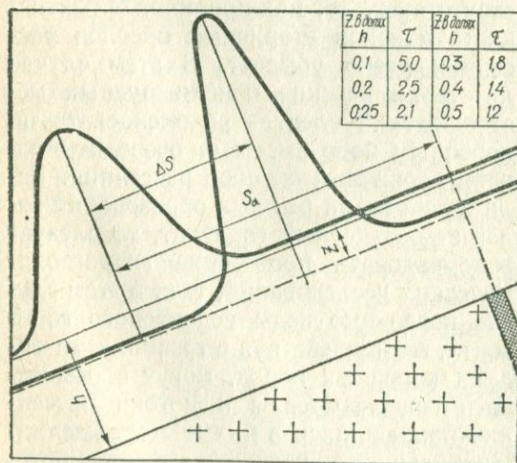


Рис. 46. Определение величины смещения ореола на плоском склоне методом двухгоризонтальной съемки (по А. П. Соловьеву).

пород производится на глубину не менее 0,5 м. При мощности рыхлых отложений более 3 м вскрытие рудного тела производится шурфами или скважинами.

При проходке горных выработок и скважин производится опробование горных пород и рудного тела. По результатам опробования производится корректировка проходки горных выработок.

Конечным результатом детальных работ является оценка масштаба выявленного рудопоявления путем ориентировочного подсчета запасов металла Q (в т):

$$Q = \frac{1}{K} qH,$$

где H — глубина подсчета в метрах; q — продуктивность вторичного ореола, выраженная в тоннах металла для слоя в 1 м ($q = P/40$ т/м, где P — продуктивность ореола); K — коэффициент пропорциональности, определяемый или путем сопоставления продуктивностей ореола и рудного тела ($K = \frac{M}{DC_p}$), или

$$K = \frac{P}{C_p S_p},$$

где S_p — площадь выхода рудного тела в коренном залегании.

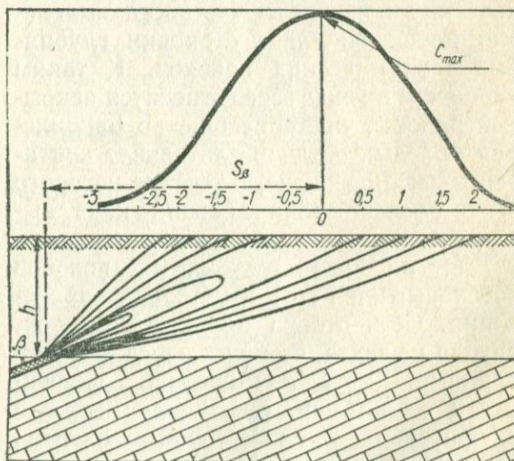


Рис. 47. Смещение механического ореола по восстановлению рудного тела (по А. П. Соловьеву).

Глубинные металлотрические поиски

Приведенные выше методические особенности проведения металлотрических работ в основном касаются поисков открытых ореолов рассеяния первой и частично второй категории доступности (по В. И. Красникову). Что же касается закрытых ореолов третьей и особенно четвертой категории, то в этом случае методика исследований, особенно подготовительного и полевого этапов, существенно отличается.

В подготовительном этапе производится металлогеническая оценка исследуемой площади, выделение перспективных участков и проводится анализ предполагаемой эффективности методов поисковых работ, в том числе и геохимических. Этот этап исследований включает анализ всей имеющейся геолого-геохимической и геофизической информации о строении, тектонике, металлогении района, составе и мощности рыхлых образований, составление для них карты изопахит (по данным ВЭЗ, электропрофилирования, картировочного бурения и др.). На этом основании производится районирование перспективных площадей с точки зрения применения методов геохимических поисков, в частности выделения площадей для постановки глубинных геохимических поисков. К таким площадям прежде всего относятся закрытые районы, претерпевшие до накопления молодых осадков длительное континентальное развитие, в течение которого была сформирована древняя кора выветривания.

Для площадей глубинных поисков обосновывается сеть и методика опробования. Сеть отбора проб планируется, исходя из задач, стоящих перед исследованиями, металлогенической изученности территории, предполагаемых или заданных размеров месторождений и их ореолов рассеяния. При этом в случае удаленности от известных промышлен-

ных месторождений допускается проведение поисковых работ в масштабе 1 : 100 000 и иногда еще более мелком. Этим предусматривается обнаружение ореолов только крупных месторождений. Если же глубинные поиски проводятся вблизи промышленных месторождений (в радиусе 10—12 км), то масштаб работ резко укрупняется — до 1 : 10 000. Этим обеспечивается выявление ореолов средних и мелких месторождений, а также отдельных рудных тел.

Важное значение для планирования методики полевых исследований имеет выбор представительного горизонта опробования. Правильность его выбора в значительной мере определяет эффективность решения поставленной задачи, способствует правильному выбору технических средств и методики опробования. Выбор представительного горизонта осуществляется на основе экспериментальных работ. Принимая во внимание генезис остаточных ореолов рассеяния, в качестве горизонта опробования следует рекомендовать верхний глинистый горизонт коры выветривания, а при его отсутствии — другие части последней. Если же кора выветривания отсутствует, то, как правило, эффективность поисков вторичных ореолов рассеяния резко убывает. В этом случае литогеохимические поиски рудных месторождений следует рекомендовать по коренным породам, т. е. проводить поиски первичных ореолов рассеяния. Если в основании рыхлых образований залегает водоносный горизонт, то следует рекомендовать проведение гидрогеохимических исследований, т. к. в этом случае подземные воды водоносного горизонта, взаимодействуя с трещинными водами коренных пород, могут образовывать водные ореолы и потоки рассеяния находящихся в них месторождений. Наибольший поисковый эффект в этом случае следует ожидать при проведении комплексных работ: опробование корен-

ных пород и водоносных горизонтов.

Н. И. Долуханова и С. П. Албул для поисков погребенных солевых ореолов рассеяния предложили *сорбционно-солевой метод* поисков. Сущность его состоит в извлечении ряда микроэлементов из проб рыхлых отложений с помощью водных, кислотных, солевых и смешанных вытяжек. Путем анализа содержания микроэлементов в вытяжках из проб рыхлых образований в ряде мест удалось обнаружить четкие сорбционно-солевые ореолы. Их формирование обязано химическому, электрохимическому, биохимическому растворению химических соединений из руд или их первичных ореолов рассеяния, переносу в верхние горизонты в связи с диффузионными, инфильтрационными, испарительными и другими процессами и отложению в твердой (сорбционной или солевой) фазе при испарении, изменении величин pH и Eh и действии других факторов.

В настоящее время используются две разновидности метода: сорбционно-солевой — при опробовании подпочвенных рыхлых образований и почвенно-гидрохимический — при опробовании почв. Вес отбираемых проб в обоих разновидностях должен составлять не менее 200—300 г и обеспечивать, при выбранной методике извлечения микрокомпонентов, уверенное определение их концентраций. В зависимости от глубины залегания горизонта опробования при глубинных металлометрических поисках выбираются необходимые технические средства отбора проб. В степных районах на площадях, закрытых рыхлыми образованиями мощностью до 3 м, поисковые работы проводят переносными шнековыми станками, а также виброагрегатами типа СВА-2. При глубине отбора проб до 8 м применяют также установку К-32 и гидрозадавливатель СУПП-10 (без наращивания штанг). При глубине от 8 до 25 м используется агрегат СУПП-10 (с наращиванием

штанг), более 50 м — самоходные буровые установки типа СБУ-ЗИВ—150 и др.

Особенностью глубинных поисков является последовательное выполнение работ в соответствии с произведенным районированием: от участков первой категории трудности к участкам с большими глубинами пробоотбора.

ПОТОКИ РАССЕЯНИЯ

Потоками рассеяния называются участки с повышенным содержанием рудных элементов, образующиеся на путях сноса рудного вещества месторождений и их ореолов рассеяния в отложениях гидросети (постоянных и временных водотоков). Их изучение с поисковыми целями было обосновано работами Е. А. Сергеева, Н. Н. Сочеванова, Н. В. Квашневской и особенно А. П. Соловова и В. В. Поликарпочкина.

Образование потоков рассеяния в гидросети главным образом зависит от: 1) количества рудного материала, поступающего в гидросеть, что в свою очередь определяется размерами месторождения и интенсивностью его выветривания и денудации; 2) устойчивости рудного материала; 3) интенсивности разубоживания рудного материала продуктами денудации пород и фоновыми водами. В общем случае потоки рассеяния образуются как в твердой, так и жидкой фазах, между которыми всегда существует взаимодействие. Потоки, образующиеся в жидкой фазе, называются водными потоками рассеяния, а в твердой — механическими.

По В. И. Красникову, потоки рассеяния, образующиеся в твердой фазе, бывают *крупнообломочные*, или *обломочно-речные*, с размером обломков от 1 см до десятков сантиметров; *шлиховые*, или *минералогические*, характеризующиеся наличием в тяжелой фракции устойчивых минеральных зерен большого удельного веса размером от десятков долей до целых миллиметров; *геохимические*, или

литогеохимические, в которых рудное вещество находится в тонкодиспергированном состоянии. В механических потоках рассеяния всегда можно выделить собственно механическую и солевую составляющие. Первая образуется по законам механического переноса вещества, вторая — путем извлечения из жидкой фазы. Обычно роль первой составляющей при формировании потоков рассеяния доминирующая. Если же в выветривании преобладают химические процессы и перенос рудного вещества в потоке происходит в растворенном состоянии, то такие потоки называются солевыми.

Возможность применения метода поисков потоков рассеяния определяется главным образом характером и интенсивностью поступления рудного вещества в гидросеть, а также ее достаточным развитием на данной территории. Поступление рудного вещества в гидросеть зависит в значительной степени от глубины залегания месторождения и его ореола рассеяния. Если они выходят на дневную поверхность или находятся на небольшой глубине под покровом рыхлых образований, то рудное вещество поступает как механическим путем, так и в растворенном виде с поверхностными и подземными водами. Если же месторождение находится на большой глубине в пределах зоны аэрации и активного стока подземных вод, то рудное вещество поступает в гидросеть лишь с подземными водами и в этом случае развиваются главным образом солевые потоки рассеяния.

Важное значение в соотношении между механическими и водными потоками для данной территории имеет скорость денудации. На равнинных участках ведущая роль в выветривании пород принадлежит химическим и биологическим процессам, поэтому потоки рассеяния здесь образуются по солевому типу с выносом вещества в растворенном состоянии. В связи с этим проведение поисковых ра-

бот должно комплексироваться с гидрогеохимическими исследованиями. Степень разубоживания поступающего в гидросеть рудного вещества определяется формой долины, ее шириной, вытянутостью. Форма речных бассейнов обычно характеризуется расширенной средней частью с суженными верхней и нижней (овальные или яйцевидные бассейны). Во всех случаях снос материала денудации к русловому потоку направлен примерно параллельно сторонам квадрата, построенного так, что река совпадает с его диагональю. Зависимость между длиной реки L и площадью бассейна S по гидрологическим данным выражается формулой $L = f \sqrt{S}$, где f — коэффициент, характеризующий вытянутость бассейна. Он колеблется в пределах 1,4—1,8. При $f = 1,4$ и $S = \frac{L^2}{2}$ форма бассейна близка к квадратной.

Показателем густоты гидросети является выражение

$$D = \frac{\sum_{i=1}^n L_i}{S},$$

где $\sum_{i=1}^n L_i$ — сумма длин водотоков; S — исследуемая площадь. Величина D зависит от количества атмосферных осадков, рельефа, характера и свойств горных пород. По этому признаку поиски потоков рассеяния могут осуществляться на значительных территориях страны, за исключением лишь сильно засушливых полупустынных и пустынных районов.

Важнейшее влияние на эффективность поисковых работ оказывает мощность аллохтонных образований и глубина вреза долин. Если мощность рыхлых образований больше глубины вреза долин гидросети, то потоки рассеяния, естественно, не образуются и эффективность их поисков низкая. В связи с этим поиски потоков рассеяния рекомендуется про-

водить в достаточно расчлененных районах, в частности горных. На равнинных территориях поиски можно проводить только на тех площадях, где долины прорезает аллохтонный покров на всю мощность рыхлой толщи. Примером может служить северо-западная часть Украинского щита, Карелия и некоторые другие районы.

Под действием агентов химического, биологического, механического выветривания горные породы подвергаются дезинтеграции, разрушению и перемещению. Это перемещение может проявляться в различной форме с разной интенсивностью и под действием различных причин. Так, основными причинами механического перемещения твердых продуктов выветривания являются действие гравитационных сил, действие подвижных сред и взаимное перемещение частиц в рыхлых образованиях. Гравитационные силы обуславливают обваливание, осыпание, оползание и более медленные перемещения рыхлого материала типа дефлюкции и крипа.

Обваливание проявляется в отрыве от склона и в быстром перемещении масс к подножью склона путем свободного падения или перекачивания. Осыпание происходит при определенных углах откоса (около 30° — для песков и 45 — 60° — для глыбово-щебенистого материала) обнаженных склонов и состоит в отрыве частиц рыхлого материала и скатывании его к подножию. Оползание заключается в смещении масс рыхлого материала по определенным поверхностям или серии сопряженных поверхностей. Медленное спонтанное перемещение рыхлой массы может быть двух типов: течение рыхлого покрова, подобное течению вязкой жидкости (*дефлюкция*), тем большее, чем больше влажность рыхлых образований, и пластическое течение грунтов со структурным сцеплением частиц под определенной нагрузкой. Движение рыхлого материала по склону может происходить так-

же в результате попеременного увеличения и уменьшения объема под действием температуры и влажности — *крип*. Взаимное перемещение частиц происходит под действием промерзания и оттаивания горных пород, их увлажнения и высыхания, под воздействием корневой системы растений, землеройных животных и других причин и отличается беспорядочностью в различных направлениях. Наиболее широко проявляются дефлюкционные движения. Они обычно имеют место при уклонах местности больше 3 — 5° и усиливаются при уменьшении вязкости за счет увлажнения. Наиболее рельефным проявлением этого процесса является *солифлюкция* — перемещение оттаявшего рыхлого материала по поверхности мерзлого грунта в зонах многолетней мерзлоты.

В районах сурового, резко континентального климата (тундра, высокогорье) нередко перемещение продуктов выветривания происходит в виде *курумов* и *каменных рек*. Они представляют собой скопление крупных камней, глыб, залегающих на слое мелкообломочного материала. Движение глыбового материала происходит за счет перемещения мелкообломочного под влиянием нагрузки.

В перемещении продуктов выветривания большую роль играет смыв склоновыми водами: тальми, дождевыми и ливневыми. Роль смыва различна в зависимости от растительного покрова, уклона и длины склона. Растительный покров создает сопротивление движению воды, уменьшает ее эрозионную деятельность, предохраняет почву от ударов капель, улучшает проницаемость грунтов. Уклон местности в значительной мере определяет скорость перемещения рыхлого материала, а длина склона — его объем. Все вместе они играют важнейшую роль в интенсивности водной эрозии склонов. С другой стороны, эта интенсивность прямо пропорциональна вертикальному расчленению местности и обратно пропорциональна густоте

гидросети, что вытекает из зависимости (В. В. Поликарпочкин)

$$R_{\text{ск}} = A \frac{\Delta h^n}{D^{1,5-n}},$$

где $R_{\text{ск}}$ — объем эродированной массы материала на склоне за единицу времени (в условных единицах); D — густота гидросети водотоков; n — параметр, характеризующий режим водотока (изменяется от 0,86 до 1); A — коэффициент, учитывающий другие факторы водной эрозии.

На интенсивность денудации и водной эрозии оказывает влияние также форма склонов. В пределах горного склона выделяют участок водораздела (*I*), выпуклого склона (*II*), плоского склона (*III*) и вогнутого склона (*IV*). В зависимости от морфологии рельефа в профиле склона может преобладать один из указанных участков. Так, для молодых горных стран характерны *V*-образные долины с преобладанием крупных плоских склонов и выпуклых склонов. Для древних горных стран характерны пологие плоские и вогнутые склоны. Для участков склонов типичны различные процессы денудации: для *I* и *II* — замедленной и активной денудации, *III* — активной денудации и переноса рыхлого материала, *IV* — его отложения.

При эволюции рельефа происходит смена характера процессов механического перемещения. На первых этапах развития процессов денудации, при значительных превышениях рельефа, ведущую роль в перемещении рыхлого материала на склонах играют осыпные и обвальные явления. При уменьшении высоты и крутизны склонов усиливаются процессы самопроизвольного движения масс типа дефлюкции и крипа. При выветривании склонов возрастает значение диффузионного перемещения и инфильтрации.

Твердая рыхлая масса, поверхностные и подземные воды поступают в долины гидросети и перемещаются в ней, обра-

зую потоки. Важнейшую роль в этом играют речные водотоки. Находящийся в русле водный поток, производя эрозию, разрабатывает свою долину. Вначале, путем попятной эрозии, речной поток производит глубинную эрозию, разрабатывая *V*-образную долину. В дальнейшем долина расширяется за счет боковой эрозии и приобретает овальную форму с широким дном. Различные отрезки долины могут находиться на разных стадиях развития. В верховьях реки может развиваться глубинная эрозия, а в средней части — расширение путем боковой эрозии, ниже — накопление наносов. В конечном счете профиль реки и долины стремится к равновесному состоянию.

В долине реки различают русло, пойму и склоны. Русло (или малое русло) представляет собой выработанное водотоком углубление, в котором протекают меженные воды. Избыток воды в период паводков размещается в пойме (большом русле). Если долина в своем развитии претерпевает несколько эрозионных циклов, то каждый такой цикл фиксируется террасой, представляющей собой остатки прежних пойм.

Перенос твердого вещества в реках происходит главным образом во взвешенном состоянии и в меньшей степени путем волочения по дну. Часть переносимого материала задерживается на разный срок в различных частях долины, образуя аллювий. Аллювиальные отложения могут также перемываться и пероткладываться вниз по долине. Особенно значителен этот процесс в период паводков. Масса образующегося аллювия и его строение мало зависят от глубины эрозионного вреза долины, в основном обуславливаясь динамической фазой развития аллювиальной аккумуляции. Различают три фазы: *инстративную*, соответствующую этапу углубления долины, *перстративную*, когда с течением времени ложе потока не изменяется, и *констративную*, когда ложе потока по-

степенно приподнимается за счет увеличения мощности аллювиальных отложений.

Неодинаково распределение различных фаций аллювиальных отложений и в самом потоке, что в значительной степени зависит от характера перемещения русла в долине, скорости и сечения водотока. Так, на прямолинейных отрезках русла в центральной (стержневой) части потока откладывается более крупный материал, а у берегов, где течение медленнее, — более мелкий. В извилинах русла водный поток прижимается к вогнутому берегу и создает поперечные циркуляционные токи — в верхних слоях потоков они направлены от выпуклых берегов к вогнутым, а в нижних — наоборот. Это приводит к размыву вогнутого берега и переотложению материала у выпуклого, где формируется отмель. Причем у прижатой к вогнутому склону части потока откладывается более крупный материал, а на отмели — более мелкий. Со временем это приводит к постепенному перемещению русла в сторону вогнутого склона и к смене в вертикальном разрезе аллювиальной толщи более крупного материала более мелкозернистым. На русловых отложениях обычно в виде горизонтального слоя залегают образования пойменной фации. Они образуются в периоды паводков и представлены, как правило, относительно мелкозернистым илистым и песчано-глинистым материалом.

Эрозионная деятельность реки находится в различных соотношениях с интенсивностью поступления денудационного материала со склонов. Если эрозионная деятельность слабая, то долина постепенно заплывает коллювием, аллювиальные отложения сосредотачиваются вдоль русла и часто в плане имеют форму ломаной линии или даже линз (временные потоки). По мере накопления коллювия и повышения местного базиса эрозии интенсивность склоновых процессов убывает и в конечном счете наступа-

ет определенное равновесие между интенсивностью денудации склонов и эрозионной деятельностью реки. К этому равновесию стремится долина реки и в том случае, когда эрозия русловым потоком опережает поступление продуктов денудации со склонов. В этом случае река углубляет свое русло, увеличивает крутизну и протяженность склонов, что в свою очередь приводит к усилению склоновых процессов.

Кроме поверхностного стока, играющего главенствующую роль в формировании аллювиальных отложений, их перемещении и образовании открытых потоков рассеяния, определенную роль в перемещении рудного материала играет также подземный сток. Он зависит от климатических, геологических и геоморфологических факторов и может в различных условиях проявляться по-разному. В подземном стоке выделяют два участка, отличающихся по направлению движения вод: зону аэрации, где воды имеют преимущественно вертикальное направление перемещения, и зону насыщения, где ведущее место занимает горизонтальная составляющая перемещения вод. В стоке вод в зоне насыщения выделяют: 1) верхнюю подзону интенсивного стока, располагающуюся выше эрозионного вреза мелких рек местного питания (грунтовые воды); 2) среднюю подзону, характеризующуюся замедленным стоком к глубоко врезанным долинам крупных рек; 3) нижнюю подзону относительно застойных вод. Характер взаимодействия вод с породами зависит от того, с каким горизонтом зоны насыщения связан подземный сток.

Значительную роль в миграции элементов в подземных водах играет также характер связи последних с реками. Различают гидравлически связанные с реками водоносные горизонты с водопорами ниже уровня воды в реках и гидравлически не связанные горизонты с водопорами, расположенными на различных уровнях выше дна долины. В первом

случае подземные воды непосредственно поступают в реку, во втором этот процесс усложняется.

При разрушении месторождения рудный материал, поступающий в долину, смешивается с аллювием и образует поток рассеяния. Общая длина потока теоретически равна расстоянию между месторождением и замкнутой областью накопления выносимого водотоком материала. Однако практически длина потока всегда меньше этой величины из-за разбавления рудного вещества материалом аллювия до фоновых значений и составляет, по В. В. Поликарпочкину, от 0,5 до 6—8 км. В пределах потока выделяется два участка: головная часть в верхнем участке, куда поступает в поток рудное вещество, и шлейф в нижней части потока, где происходит перенос рудного вещества движущейся водой. В головной части потока обычно бывает резкое, скачкообразное возрастание содержания рудного компонента, а при переходе к шлейфу — нередко быстрое, а затем постепенное снижение содержания до уровня фоновых. В некоторых случаях такого резкого перепада содержания между головной частью и шлейфом потока не наблюдается.

В поперечном сечении потока в общем случае наблюдается более или менее симметричное снижение содержания от оси потока к его бортам, где степень разубоживания рудного материала за счет бортовой эрозии возрастает. Меняется содержание элементов и в вертикальном разрезе потока.

Такое распределение рудного материала в потоке может сильно нарушаться прежде всего из-за меняющихся форм нахождения элементов в потоке, различных соотношений рудного и балластного материала, различия динамики процесса. Это нередко приводит к тому, что даже на расстоянии 0,5—1 м содержание элементов может меняться в 10 раз и более.

Основные формы нахождения элемен-

тов в потоках (по В. В. Поликарпочкину): а) механическая, когда элементы находятся в составе обломков первичных и окисленных минералов; б) растворы в воде; в) солевая и сорбированная, когда элементы находились в растворенном виде, а затем были сорбированы твердой фазой материала или образовывали минеральные новообразования. Для горных районов характерна механическая форма нахождения элементов, для равнинного рельефа — растворенная, солевая и сорбционная. Преимущественную форму нахождения элементов в потоке необходимо учитывать при выборе методики опробования и анализа проб, а также анализа данных. Например, одной из характерных особенностей механических потоков рассеяния является соответствие их элементарного состава составу месторождения и его ореола рассеяния. В то же время состав солевых ореолов рассеяния часто может существенно отличаться от состава ореолов рассеяния месторождений и определяется миграционными свойствами элементов, физико-химическими свойствами пород и водных сред.

Литогеохимические поиски потоков рассеяния проводятся для выделения рудоносных площадей (долин), в пределах которых впоследствии осуществляются поисковые работы для обнаружения месторождений и их ореолов рассеяния, что позволяет резко сократить объемы металлотрической съемки по вторичным ореолам рассеяния, сроки и эффективность литогеохимических поисков в труднодоступных горных районах. Основные достоинства метода: 1) повышенная глубинность по сравнению с другими методами литогеохимических поисков; 2) большая объективность и информативность в связи с тем, что результаты поисков отражают наличие всех месторождений в бассейне водотока; 3) простота, экономическая эффективность метода по сравнению с другими методами литогеохимических поисков. Недостат-

Таблица 29. Плотность точек опробования в зависимости от масштаба работ

Масштаб	Сеть		Среднее число точек на 1 см ² карты	Число точек на 1 км ² площади
	среднее расстояние между опробуемыми водотоками, км	расстояние между точками отбора проб по ручью, км		
Рекогносцировочная съемка				
1 : 200 000	2	0,5—0,25	4—8	1—2
1 : 100 000	1	0,25—0,2	4—5	4—5
Поисковая съемка				
1 : 50 000	0,5	0,1	5	20
1 : 25 000	0,25	0,05	5	80

ки метода: 1) зависимость эффективности метода от развития гидросети и степени расчленения района; 2) ограниченность применения метода в районах, где современный твердый сток захватывает только часть исследуемой территории, где формирование его протекает преимущественно за счет непродуктивных геологических формаций или в районах с неотчетливым стоком (равнинные, бессточные районы, районы с дряхлыми формами рельефа и др.).

В зависимости от детальности исследования различают рекогносцировочные и поисковые съемки. Задачей рекогносцировочных работ (масштаб 1 : 100 000—1 : 200 000) является общая оценка рудоносности исследуемых территорий и выделение среди них перспективных площадей, а поисковых (1 : 50 000) — выявление потоков рассеяния месторождений и их общая оценка. При хорошо развитой гидросети, на перспективных участках, поисковые работы иногда проводят и в масштабе 1 : 25 000.

Выбор конкретной сети отбора проб производится с учетом изученности исследуемой территории, размеров ожидаемых потоков рассеяния, существующей гидросети и рельефа местности.

Расстояние между маршрутами должно подчиняться выбранному масштабу поисков (табл. 29 [63]), а расстояние между точками заведомо меньше длины потока. Обычно проводятся исследования небольших рек и ручьев протяженностью не более 20—25 км, так как в этом случае удается достаточно четко выявить области сноса рудного материала. Однако при количественной оценке рудоносности водосборного бассейна следует производить опробование и более крупных рек. Опробование аллювиальных отложений обычно производят по двум линиям с обеих сторон водотока. Начинают отбор с устьев рек более высоких порядков и доводят до верховьев мелких рек и сухих русел. По классификации А. П. Соловова, потоком первого порядка является долина, не имеющая боковых притоков. Потоки первого порядка образуют потоки второго порядка, потоки второго порядка — третьего и т. д. Соответственно выделяют бассейны питания потоков I, II, III и т. д. порядков, площадь которых ограничивается соответствующими водоразделами.

При поисках во всех случаях рекомендуется отбирать пробы и из конусов выноса. Коллювий опробуется в случае, если он имеет делювиальное происхождение. При опробовании водотоков более высоких порядков следует обязательно включать точки у устьев рек более низкого порядка, а также по одной точке выше и ниже устья на расстоянии 100—150 м. Этим обеспечивается целенаправленность поисковых работ. Если в пробе, расположенной ниже устья, наблюдается повышенное содержание металла, а выше устья — фоновое, то совершенно естественно предположить снос рудного материала водотоком, устье которого исследуется.

Потоки рассеяния в принципе могут развиваться в материале различной крупности. Поэтому и отбор проб в общем можно проводить по различным фракциям аллювия: от валунов и гальки

до илесто-глинистой фракции. При выборе конкретной фракции опробования следует принимать во внимание генетические особенности ожидаемого рудопроявления, характер процессов выветривания и денудации. Если руды механически непрочны, представлены легко растворимыми в зоне гипергенеза компонентами, то следует предполагать максимальное концентрирование рудного материала в мелкозернистом, илесто-глинистом материале. Если же рудный элемент сосредоточен в механически прочных, устойчивых минералах и горных породах, то предпочтение следует отдавать грубообломочному и крупнозернистому материалу.

Обычно при поисковых работах ориентируются на наиболее протяженные потоки рассеяния, как правило, создаваемые химически неустойчивыми в зоне гипергенеза и механически непрочными рудами. Поэтому опробуют наиболее тонкую илесто-глинистую фракцию аллювия (метод донных проб). Пробы могут отбираться из различных мест: из-под воды, из освобождаемых в период межени участков русловых отмелей, на пойменном берегу реки. Чаще всего опробование вдоль реки производится со стороны русловых отмелей реки, где наиболее вероятно встретить тонкий материал аллювиальных отложений. При этом стремятся пробы отбирать из наиболее пониженной (русловой) части долины. Если русловые отмели покрыты водой, пробы отбирают с поймы. Во всех случаях рекомендуется отбор проб производить со стороны, более удаленной от склона долины, т. к. в этом случае меньше вероятность опробования коллювия. При растянутости и нечеткой конфигурации потока рассеяния иногда прибегают к отбору не только тонкой фракции аллювия, но и более крупнозернистого материала — гравия, гальки и др. Для получения сопоставимых данных и возможности последующей правильной оценки результатов исследо-

ваний необходимо тщательно следить за *единообразием опробования*. Это касается как положения точек опробования по отношению к водотоку, так и, особенно, к выбранной фракции проб. При небольшой крупности материала пробы отбираются горстьевым способом в нескольких (5—6) пунктах, расположенных у точки опробования. Этим достигается повышение представительности пробы, уменьшение локальной флуктуации изменения распределения химических элементов. Общий вес пробы из илесто-глинистой фракции составляет 50—100 г. Из нескольких пунктов отбирается материал и из более крупнообломочного аллювия. Вес пробы при этом существенно возрастает — 200—500 г. Пробы аллювия обычно отбирают с поверхности из самых молодых отложений. Отбор проб с некоторой глубины (30—50 см) необходим в безводных задернованных логах и на площадях с горнолуговым ландшафтом. Почвенный покров в этом случае выщелочен и обеднен, поэтому опробование рекомендуется проводить из-под почвенного слоя.

При поисках резко ослабленных, а также солевых потоков рассеяния иногда прибегают к опробованию специфических фракций аллювия, а также применяют специальные методы предварительного обогащения проб. К первым относится опробование фракций, являющихся природными сорбентами ряда растворимых соединений рудного вещества: растительный детрит, илы, коллоиды, гидроокислы железа и марганца; ко вторым — метод вытяжек (Н. И. Сафронов), состоящий в извлечении из проб аллювия с помощью различных реагентов вторично-наложенной составляющей присутствующих в пробах рудных компонентов и последующим ее концентрированием (наиболее часто — осаждение сульфидом кадмия) и анализом. К этим же методам относится опробование мути (Н. В. Квашневская, Г. И. Шабловская). Задача всех

этих методов — повысить чувствительность выявляемых потоков рассеяния, получить более контрастную информацию о распределении рудного вещества в аллювии.

Если же проводятся поиски глубокозалегающих месторождений, не имеющих непосредственного выхода на уровень эрозионного среза денудированной гидросети, а также при формировании водных и солевых потоков рассеяния, весьма эффективно использование, наряду с методом донных проб, гидрогеохимических исследований, выявление водных потоков и ореолов рассеяния. Важное значение при этих исследованиях имеет изучение эффективности метода, выявление элементов-индикаторов водных ореолов и потоков рассеяния. Интерес представляют легко выщелачиваемые, не поглощаемые твердой фазой элементы, способные образовывать обширные и контрольные потоки. К ним относятся прежде всего элементы, мигрирующие в зоне гипергенеза преимущественно в анионной форме: сера, мышьяк, бор, молибден и др. Особый интерес при поисках сульфидных месторождений представляет сера, присутствующая в природных водах в виде сульфат-иона, а также мышьяк. В отличие от анионов, элементы, мигрирующие в катионной форме, как правило, энергично поглощаются твердой фазой речного аллювия и не дают протяженных ореолов. Обычно они представляют поисковый интерес при детализационных работах, когда требуется произвести оценку типа месторождения и продуктивности его аномалии.

Принадлежность к выщелачиваемым или поглощаемым элементам проверяется. Для этого в одном и том же пункте отбирают две пробы: из иловых и наддонных вод. Если содержание элемента в иловых водах больше, чем в наддонных, можно говорить о принадлежности его к легковыщелачиваемым. Именно данные элементы принимаются во вни-

мание при проведении поисковых исследований. Для повышения чувствительности поисков рекомендуется опробование проводить или методом опробования фильтрующихся через аллювиальные отложения вод из закопущек (В. В. Поликарпочкин), или методом опробования иловых вод (Н. И. Долуханова). В последнем случае отбираются пробы влажных илов из-под воды. Вода из них отжимается, фильтруется и анализируется так же, как и наддонные воды. В случае формирования солевых потоков рассеяния содержание выщелачиваемых элементов в пробах воды в первом случае должно быть значительно повышено.

Достоинством гидрогеохимического метода является большая равномерность концентраций химических элементов в водах как по потоку, так и в его поперечном сечении. Это позволяет на первых этапах поисковых работ использовать достаточно редкую сеть опробования (0,5—1 км). При детализационных же работах, когда исследуется поглощающийся комплекс элементов, шаг опробования сгущается до 100—200 и даже 50 м. При опробовании иловых вод, отражающих концентрацию элементов в твердой фазе, сеть отбора проб применяется такая же, как и при литогеохимическом опробовании.

При проведении гидрогеохимических поисков гидросети важную роль играют режимные наблюдения в ряде опорных водопунктов, т. к. концентрация химических элементов зависит от режима вод, количества атмосферных осадков, климатических изменений. Так, если месторождения имеют непосредственный выход в зону аэрации, нередко резкое повышение концентрации элементов в водах наблюдается непосредственно в период после сильных дождей. Поиски глубокозалегающих месторождений, наоборот, следует проводить в периоды с наименьшим расходом воды, когда резко возрастает роль подземных вод в

питании рек. В связи с этим перспективным следует считать проведение поисковых работ в зимнее время.

На этапе рекогносцировочных работ, а также при поисках россыпных месторождений нередко целесообразно комплексировать литогеохимическое и шлиховое опробование аллювиальных отложений. При формировании потока рассеяния за счет труднорастворимых минералов с большим удельным весом (преимущественно в зрелых долинах) представляющая поисковый интерес тяжелая фракция может находиться на значительной глубине. В этих условиях использование шлихового метода может дать надежные результаты только при проведении горно-буровых работ. В то же время из практики исследований в подобных условиях известно, что концентрация шлиховых минералов всегда сопровождается повышенным содержанием металла и в мелких фракциях аллювия в поверхностных отложениях. Кроме того, они образуют и более обширные потоки. В связи с этим в пределах площадей с предполагаемым развитием россыпей поисковые работы следует проводить в два этапа: на первом этапе проводят литогеохимическое опробование поверхностных отложений аллювия, а на втором — шлиховое опробование на выявленных аномальных участках.

Полевыми документами литогеохимического опробования потоков рассеяния являются: журнал опробования и карта расположения проб масштаба 1 : 25 000—1 : 50 000. В журнале опробования указывают название или номер ручья (лога), номер пробы, номер мешочка, дают краткую характеристику места отбора пробы, описывают особенности материала пробы (мелкозернистый песок, галька, илесто-глинистая фракция и т. д.). В примечании отмечают характер рельефа, обнаженность склонов, контакты пород, тектонические нарушения и пр. По результатам опробования

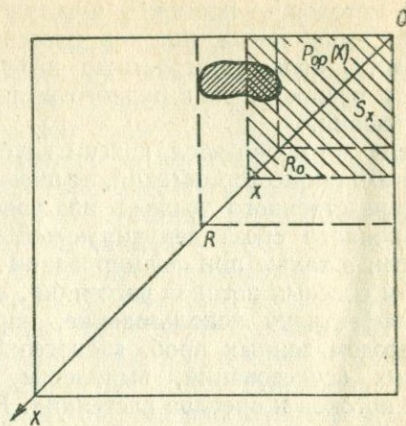


Рис. 48.

аллювия строят карту фактического материала. На них выносятся гидросеть, особенности рельефа местности, имеющие прямое отношение к образованию аллювия (водоразделы, склоны и их характер, обнаженность пород и др.), и точки опробования. Карту обычно строят на кальке для последующего размножения. Она служит основой для вынесения результатов поисковых работ и интерпретации данных.

Результаты исследований можно изображать или в виде карт распределения концентраций каждого из анализируемых элементов, или в виде полиэлементных карт. В первом случае для каждого элемента выносят значения кларков концентраций или значения геофонов, разбитые на градации по методике, указанной в предыдущем параграфе (трех- или десятикратное нарастание gf). Во втором — строят карты мультипликативных или аддитивных значений распределения химических элементов в аллювии. Как и для ореолов рассеяния, построение подобных карт предусматривает предварительное группирование химических элементов по их естественным парагенетическим ассоциациям и особенностям миграции (накапливающиеся, выщелачиваемые, мигрирующие). Как для первого, так и для второго слу-

чая строят сводную карту, на которой потоки рассеяния каждого элемента или группы элементов изображают в виде параллельных линий разных цветов. Длина линий указывает протяженность потока рассеяния. Если содержания элементов в потоке сильно колеблются, линии рекомендуется изображать разной толщины. Например, тонкая линия соответствует содержанию элемента от 3 до 10 $гф$ (при построении сводной карты на основании поэлементных карт), средняя — от 10 до 100 $гф$, толстая — свыше 100 $гф$. Сводную карту следует строить на разгруженной геологической основе с вынесенной гидросетью и важнейшими элементами геоморфологии исследуемого района.

Оценка результатов исследований. Выделение перспективных площадей и оценку геохимических аномалий проводят с учетом геологического строения изученной территории, условий формирования потоков рассеяния в данной ландшафтной обстановке, сведений о металлогении данной зоны, данных других методов исследований (геофизических, гидрогеологических и иных), предполагаемого потока рассеяния (механический, солевой, смешанный), результатов опытных работ на известных месторождениях. Возможность оценки содержания металла и продуктивности механических потоков рассеяния была показана А. П. Солововым для случая постоянства продуктивности потока ниже месторождения и предположения о том, что в каждой точке потока рассеяния концентрация элемента может рассматриваться как средняя проба соответствующей точки бассейна. Пусть для бассейна первого порядка, имеющего форму квадрата (следовательно, его площадь $S = \frac{x^2}{2}$, т. к. коэффициент вытянутости $f = 1,4$), по диагонали располагается поток рассеяния, формирующийся за счет открытого остаточного ореола рассеяния с продуктивно-

стью P_{0x} (рис. 48). Примем, что между количеством поступающего в русло рыхлого материала и его образованием на площади водосбора существует динамическое равновесие, а также что эрозия одинакова для всей площади. В этом случае содержание металла в точке x потока будет равно (для интервала $R \gg x \gg R_0$):

$$C_x = K' \frac{P_{0x}}{S_x} + C_{\phi}$$

При указанных условиях для $x > R_0$ $C_x = C_{\phi}$, а для $x < R$

$$C_x = K' \frac{P_x}{S_x} + C_{\phi}$$

где P_x — продуктивность соответствующей площади бассейна; K' — коэффициент разубоживания — обогащения потока (Е. М. Квятковский). Поскольку

$$P_{0x} = P_x \frac{x - R_0}{R - R_0},$$

то для $R \gg x \gg R_0$

$$C_x = K' \frac{2P_x}{x^2} \frac{x - R_0}{R - R_0} + C_{\phi},$$

а для $x > R$

$$C_x = K' \frac{2P_x}{x^2} + C_{\phi}.$$

Можно переписать выражение для C_x в форме

$$(C_x - C_{\phi}) S_x = K' P_{0x},$$

где левая часть уравнения будет являться продуктивностью потока рассеяния

$$P_{\Pi} = K' P_x \frac{x - R_0}{R - R_0}$$

для $x < R$ и $P_{\Pi} = K' P_x$ при $x \gg R$. Значения K' обычно определяют по данным опытных работ на известных месторождениях и их потоках рассеяния. В активно денудированных районах $K' < 1$ для месторождений с относительно хорошо растворимыми рудами и $K' > 1$ — для труднорастворимых руд (касситерит, вольфрамит, колумбит и

др.). Для ориентировочных расчетов можно принять $K' \approx 1$.

Расчет продуктивностей и содержаний C_x в любой точке потоков более высоких порядков производится по тем же формулам, но при различных S_x . Для продуктивности:

$$P_n = \sum_{i=1}^n (C_{x_i} - C_{\phi}) S_x.$$

Здесь i — порядки потоков бассейна. Для повышения достоверности расчетов рекомендуется оценку содержаний в данной точке подсчитывать, как среднее из трех смежных:

$$C_n = \frac{C'_{n-1} + C'_n + C'_{n+1}}{3}.$$

Величина S_x для данной точки определяется обмером по карте или аэрофотоснимкам.

По данным А. Н. Боголюбова [84], содержание элемента в данном пункте гидросети является средневзвешенным из денудационного (вынесенного со склона и не мигрирующего в водном потоке) и седиментационного (отложившегося из взвеси водотока) материала. С учетом этой связи параметров ореола и потока рассеяния можно представить выражением

$$C_x = K'_1 \gamma \frac{P_x}{S_x} + K'_2 (1 - \gamma) \frac{\Delta P_x}{\Delta S_x} + C_{\phi},$$

где K'_1 и K'_2 — коэффициенты, зависящие от соотношения количеств веществ, мигрирующих в твердой и жидкой фазах, от дифференциации материала и других факторов; ΔP_x — часть продуктивности ореола на площади ΔS_x , с которой рыхлый материал поступает в точку x ; P_x и S_x — соответственно суммарная продуктивность и площадь водосборного бассейна; γ — коэффициент, численно равный доле седиментационного материала.

Денудационный и седиментационный материал практически перемешивается весьма слабо из-за неодновременности

его отложения. На участках с эрозионным режимом (инстративная и перстративная фазы развития рельефа) преобладает денудационный материал, $\gamma \approx 0$ и

$$C_x = K'_2 \frac{\Delta P_x}{\Delta S_x} + C_{\phi}.$$

При аккумулятивном режиме (контративная фаза), когда накапливается седиментационный материал, $\gamma \approx 1$ и

$$C_x = K'_1 \frac{P_x}{S_x} + C_{\phi}.$$

В связи с этим следует еще раз подчеркнуть важность единообразия отбора проб при поисках потоков рассеяния: необходимость отбора проб из седиментационного или денудационного материала являются плохая сортировка, залегание под слоем щебня; для седиментационного — относительно хорошая отсортированность по гранулометрическому составу, залегание в заводях, на участках пониженной скорости течения, в устьевых частях мелких водотоков, постепенное уменьшение зернистости от нижних горизонтов к верхним. В общем пробы из седиментационного материала обладают большей представительностью.

В. В. Поликарпочкин, принимая во внимание динамический характер формирования потоков рассеяния, достаточно редкое постоянство их продуктивности на участке ниже месторождения, предложил более общие формулы расчета продуктивности потоков, основываясь на математической модели их формирования [85]. Если представить процесс формирования механических потоков рассеяния как перенос обломков руд и горных пород, как обмен материала между водным потоком и его отложениями, то в математической форме это можно выразить следующими уравнениями:

$$\frac{\partial (\bar{U} S' \bar{C}')}{\partial x} + \frac{\partial (S' \bar{C}')}{\partial t} + \frac{\partial (\bar{S} \bar{C})}{\partial t} - m_p \Delta H \frac{P}{L_2 - L_1} = 0$$

для рудного интервала русла и

$$\frac{\partial (\bar{U}S'\bar{q}')}{\partial x} + \frac{\partial (S'\bar{q}')}{\partial t} + \frac{\partial (S\bar{q})}{\partial t} - m_n \Delta H \bar{q}_k \frac{\partial F}{\partial x} = 0$$

для нижележащего участка, где

$$\frac{\partial (S\bar{C})}{\partial t} = K_0 S' \bar{C}' - K_3 S_n \bar{C}_n;$$

$$\frac{\partial (S'\bar{q})}{\partial t} = K_0 S' \bar{q}' - K_3 S_n \bar{q}_n;$$

S' — площадь поперечного сечения переносимого водным потоком твердого материала; \bar{q}' , \bar{C}' — его плотность и концентрация в нем металла; S , \bar{q} , \bar{C} — площадь поперечного сечения, плотность и концентрация металла аллювия; S_n , \bar{q}_n , \bar{C}_n — эти же величины для перемываемого водным потоком аллювия; V — скорость перемещения твердого материала в водном потоке; x — расстояние от вершины долины; L_1 и L_2 — расстояния от вершины до верхнего и нижнего конца рудного интервала; t — время; ΔH — скорость денудации в бассейне; \bar{q}_k — плотность коренных пород; m_p — доля данного рудного вещества в потоке рассеяния; m_n — суммарная доля рудного вещества в потоке; P — продуктивность месторождения; K_0 и K_3 — коэффициенты отложения и эрозии.

Решение этих уравнений возможно для определенных частных случаев. Принимается, что процесс формирования потока рассеяния стационарен, и величины m_p , m_n , ΔH , \bar{q}_k , V , K_0 и K_3 имеют постоянное значение. Тогда решение уравнения для потока в пределах рудного интервала месторождения имеет вид:

$$P = K' P' (x - L_1) \frac{1}{1 - e^{-\delta(x-L_1)}} \frac{\varphi(x)}{f(x)},$$

а ниже месторождения —

$$P = K' P' (L_2 - L_1) \times \frac{1}{e^{-\delta(x-L_2)} - e^{-\delta(x-L_1)}} \frac{\varphi(x)}{f(x)},$$

где $f(x)$ — для бассейнов овальной формы равно $\frac{x^2}{2}$, а для бассейнов с постоянной шириной — x ; $\varphi(x)$ — в первом случае равно $x - \frac{1}{\delta}(1 - e^{-\delta x})$, а во втором — $1 - e^{-\delta x}$; δ — динамический параметр, равный нулю в высокогорных районах, при больших скоростях течения и отсутствии условий для аккумуляции аллювия и изменяется (увеличивается) при замедлении течения и накопления аллювия. В общем случае значение δ определяется экспериментально на известных месторождениях; это же касается и коэффициента $K' = K_p \frac{m_n}{m_p}$, характеризующего долю денудированных масс руды и горной породы; K_p — коэффициент разрыхления ($K_p = \frac{q_k}{q}$), P' — продуктивность питающего поток ореола рассеяния месторождения

$$P' = (C_x - C_\phi) S_x.$$

При наличии в бассейне нескольких месторождений для рудных интервалов значение продуктивностей потоков рассеяния вычисляется по формуле

$$P = K' P' (x - L_{1n}) \frac{1}{1 - e^{-\delta(x-L_{1n})}} \frac{\varphi(x)}{f(x)} - \sum_{i=1}^{n-1} P_i \frac{L_{2n} - L_{1n}}{L_{2i} - L_{1i}} \frac{e^{-\delta(x-L_{2i})} - e^{-\delta(x-L_{1i})}}{1 - e^{-\delta(x-L_{1n})}};$$

а для безрудных интервалов ниже месторождения

$$P = K' P' (L_{2n} - L_{1n}) \times \frac{1}{e^{-\delta(x-L_{2n})} - e^{-\delta(x-L_{1n})}} \frac{\varphi(x)}{f(x)} - \sum_{i=1}^{n-1} P_i \frac{L_{2n} - L_{1n}}{L_{2i} - L_{1i}} \frac{e^{-\delta(x-L_{2i})} - e^{-\delta(x-L_{1i})}}{e^{-\delta(x-L_{2n})} - e^{-\delta(x-L_{1n})}}.$$

В зависимости от положения месторождения по отношению к водоразделу контрастность потока рассеяния меняется. Наиболее контрастен поток, когда

месторождение располагается у вершины долины. По мере удаления от нее максимальная концентрация потока убывает вплоть до фоновых значений. Следовательно, для каждого положения рудного тела существует некоторое критическое расстояние от вершины водораздела, начиная с которого присутствие этого рудного тела не будет обнаруживаться. В общем случае для $\frac{1}{2} R \leq R_0 \leq R$, по А. П. Соловову,

$$R_{\max} = \sqrt{\frac{2P}{C'_a - C_\phi}},$$

где P — продуктивность ореола рассеяния месторождения; C'_a — нижнеаномальное содержание металла в потоке рассеяния. Для повышения эффективности поисковых работ необходимо повышать чувствительность исследований путем применения специальных методов опробования (метод вытяжек и др.), повышения чувствительности ана-

лизом, сгущения сети отбора проб и взятия более представительного материала.

Конечным результатом литогеохимических поисков потоков рассеяния считается обнаружение образующих их ореолов и коренного рудопроявления. В их пределах проводятся уже дальнейшие работы, включая и вскрытие рудных тел. Если по потокам ореолы рассеяния и коренные рудопроявления не обнаруживаются, необходимо выяснить, не является ли данный поток рассеяния «ложным», обязанным технической деятельности человека. Если подтверждение этому отсутствует, предполагают привнос рудного материала и образование потока рассеяния подземными водами за счет слепых рудных тел или обогащенных полезным компонентом горных пород. В этом случае литогеохимическое опробование дополняют гидрогеохимическими исследованиями, фазовым анализом литогеохимических проб, геофизическими и горнобуровыми работами.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Приложение 1

Кларки химических элементов в горных породах (по А. П. Виноградову)

Элемент	Среднее содержание, вес. %						
	Каменистые породы (хондриты)	Ультраосновные породы (дунигиты и др.)	Основные породы (базальты, габбро и др.)	Средние породы (диориты, андезиты)	Кислые породы (граниты, гранодиориты и др.)	Осадочные породы (глины, сланцы)	2 части кислых пород + 1 часть осадочных пород
Литий	$3 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$3,2 \cdot 10^{-3}$
Бериллий	$3,6 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-5}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$5,5 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$3,8 \cdot 10^{-4}$
Бор	$2 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$
Углерод	$4 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	1,0	$2,3 \cdot 10^{-2}$
Азот	$1 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-2}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$
Кислород	35,0	42,5	43,5	46,0	48,7	52,8	47,0
Фтор	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$3,7 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-2}$	$6,6 \cdot 10^{-2}$
Натрий	$7 \cdot 10^{-1}$	$5,7 \cdot 10^{-1}$	1,94	3,0	2,77	0,66	2,50
Магний	14,0	25,9	4,5	2,18	0,56	1,34	1,87
Алюминий	1,30	0,45	8,76	8,85	7,7	10,45	8,05
Кремний	18,0	19,0	24,0	26,0	32,3	23,8	29,5
Фосфор	$5 \cdot 10^{-2}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$	$1,4 \cdot 10^{-1}$	$1,6 \cdot 10^{-1}$	$7 \cdot 10^{-2}$	$7,7 \cdot 10^{-2}$	$9,3 \cdot 10^{-2}$
Сера	2,0	$1 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-1}$	$4,7 \cdot 10^{-2}$
Хлор	$7 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$2,4 \cdot 10^{-2}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$
Калий	$8,5 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$8,3 \cdot 10^{-1}$	2,3	3,34	2,28	2,50
Кальций	1,40	0,7	6,72	4,65	1,58	2,53	2,96
Скандий	$6 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$
Титан	$5 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	0,9	0,8	0,23	0,45	0,45
Ванадий	$7 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$9 \cdot 10^{-3}$
Хром	$2,5 \cdot 10^{-1}$	$2 \cdot 10^{-1}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$8,3 \cdot 10^{-3}$
Марганец	$2 \cdot 10^{-1}$	$1,5 \cdot 10^{-1}$	$2 \cdot 10^{-1}$	$1,2 \cdot 10^{-1}$	$6 \cdot 10^{-2}$	$6,7 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-1}$
Железо	25,0	9,85	8,56	5,85	2,7	3,33	4,65
Кобальт	$8 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$
Никель	1,35	$2 \cdot 10^{-1}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$5,5 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-4}$	$9,5 \cdot 10^{-3}$	$5,8 \cdot 10^{-3}$
Медь	$1 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$5,7 \cdot 10^{-3}$	$4,7 \cdot 10^{-3}$
Цинк	$5 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$7,2 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-3}$	$8,3 \cdot 10^{-3}$

Элемент	Среднее содержание, вес. %						
	Камеиные метеориты (хондриты)	Ультраосновные породы (дуиниты и др.)	Основные породы (базальты, габбро и др.)	Средние породы (диориты, андезиты)	Кислые породы (граниты, гранодиориты и др.)	Осадочные породы (глины, сланцы)	2 части кислых пород + 1 часть осадочных пород
Галлий	$3 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$
Германий	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$
Мышьяк	$3 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$2,4 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$6,6 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$
Селен	$1 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$
Бром	$5 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$4,5 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$2,1 \cdot 10^{-4}$
Рубидий	$5 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$2,0 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$1,5 \cdot 10^{-2}$
Стронций	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$4,4 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$4,5 \cdot 10^{-2}$	$3,4 \cdot 10^{-2}$
Иттрий	$8 \cdot 10^{-5}$	—	$2 \cdot 10^{-2}$	—	$3,4 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$2,9 \cdot 10^{-3}$
Цирконий	$3 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$2,6 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$
Ниобий	$3 \cdot 10^{-5}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Молибден	$6 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$9 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$
Рутений	$1 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	—	—	—
Родий	$1,9 \cdot 10^{-5}$	—	—	—	—	—	—
Палладий	$1 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-5}$	$1,9 \cdot 10^{-6}$	—	$1 \cdot 10^{-6}$	—	$1,3 \cdot 10^{-6}$
Серебро	$9,4 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-6}$
Кадмий	$1 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$1,9 \cdot 10^{-5}$	—	$1 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$	$1,3 \cdot 10^{-5}$
Индий	$1 \cdot 10^{-7}$	$1,3 \cdot 10^{-6}$	$2,2 \cdot 10^{-5}$	—	$2,6 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$2,5 \cdot 10^{-5}$
Олово	$1 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	—	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$
Сурьма	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$1,0 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$2,6 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-5}$
Теллур	$5 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-7}$
Иод	$4 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-5}$
Цезий	$1,0 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	—	$5 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$3,7 \cdot 10^{-4}$
Барий	$6 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$6,5 \cdot 10^{-2}$	$8,3 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-2}$	$6,5 \cdot 10^{-2}$
Лантан	$3 \cdot 10^{-5}$	—	$2,7 \cdot 10^{-3}$	—	$6 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$2,9 \cdot 10^{-3}$
Церий	$5 \cdot 10^{-5}$	—	$4,5 \cdot 10^{-4}$	—	$1 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-2}$	$7 \cdot 10^{-3}$
Празеодим	$1 \cdot 10^{-5}$	—	$4 \cdot 10^{-4}$	—	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$9 \cdot 10^{-4}$
Неодим	$6 \cdot 10^{-5}$	—	$2 \cdot 10^{-3}$	—	$4,6 \cdot 10^{-3}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$3,7 \cdot 10^{-3}$
Самарий	$2 \cdot 10^{-5}$	—	$5 \cdot 10^{-4}$	—	$9 \cdot 10^{-4}$	$6,5 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-4}$
Европий	$8 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-4}$	—	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$
Гадолиний	$4 \cdot 10^{-5}$	—	$5 \cdot 10^{-4}$	—	$9 \cdot 10^{-4}$	$6,5 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-4}$
Тербий	$5 \cdot 10^{-6}$	—	$8 \cdot 10^{-5}$	—	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$9 \cdot 10^{-5}$	$4,3 \cdot 10^{-4}$
Диспрозий	$3,5 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-4}$	—	$6,7 \cdot 10^{-4}$	$4,5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$
Гольмий	$7 \cdot 10^{-6}$	—	$1 \cdot 10^{-4}$	—	$2 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$

Элемент	Среднее содержание, вес. %						
	Каменные метеориты (хондриты)	Ультраосновные породы (дунигиты, и др.)	Основные породы (базальты, таборо и др.)	Средние породы (диориты, андезиты)	Кислые породы (граниты, гранодиориты и др.)	Осадочные породы (глины, сланцы)	2 части кислых пород + 1 часть осадочных пород
Эрбий	$2 \cdot 10^{-5}$	—	$2 \cdot 10^{-4}$	—	$4 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$3,3 \cdot 10^{-4}$
Тулий	$4 \cdot 10^{-6}$	—	$2 \cdot 10^{-5}$	—	$3 \cdot 10^{-5}$	$2,5 \cdot 10^{-5}$	$2,7 \cdot 10^{-5}$
Иттербий	$2 \cdot 10^{-5}$	—	$2 \cdot 10^{-4}$	—	$4 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$3,3 \cdot 10^{-5}$
Лютеций	$3,5 \cdot 10^{-6}$	—	$6 \cdot 10^{-5}$	—	$1 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-5}$	$8 \cdot 10^{-5}$
Гафний	$5 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$
Тантал	$2 \cdot 10^{-6}$	$1,8 \cdot 10^{-6}$	$4,8 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-5}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$
Вольфрам	$1,5 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$
Рений	$8 \cdot 10^{-8}$	—	$7,1 \cdot 10^{-8}$	—	$6,7 \cdot 10^{-3}$	—	$7 \cdot 10^{-3}$
Осмий	$5 \cdot 10^{-5}$	—	—	—	—	—	—
Иридий	$4,8 \cdot 10^{-5}$	—	—	—	$6,3 \cdot 10^{-7}$	—	—
Платина	$2 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	—	—	—	—
Золото	$1,7 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-7}$	$4 \cdot 10^{-7}$	—	$4,5 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$4,3 \cdot 10^{-7}$
Ртуть	$3 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$9 \cdot 10^{-6}$	—	$8 \cdot 10^{-6}$	$4 \cdot 10^{-5}$	$8,3 \cdot 10^{-6}$
Таллий	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$
Свинец	$2 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$8 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$
Висмут	$3 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$7 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$9 \cdot 10^{-7}$
Полоний	—	—	—	$1 \cdot 10^{-6}$	—	—	—
Торий	$4 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-7}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$
Уран	$1,5 \cdot 10^{-6}$	$3 \cdot 10^{-7}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$3,2 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$

Приложение 2

Критические значения d_q для отношения $\frac{q^2}{D}$ (критерий Аббе) при $q = 0,95$

n	$d_{0,95}$	n	$d_{0,95}$	n	$d_{0,95}$	n	$d_{0,95}$	n	$d_{0,9}$
4	0,390	37	0,736	70	0,806	115	0,848	360	0,913
5	410	38	740	71	807	120	851	370	914
6	445	39	743	72	808	125	854	380	916
7	468	40	746	73	809	130	856	390	917
8	491	41	749	74	811	135	859	400	918
9	512	42	759	75	812	140	861	410	919
10	531	43	755	76	813	145	864	420	920
11	548	44	758	77	814	150	866	430	921
12	568	45	760	78	816	155	868	440	922
13	578	46	763	79	817	160	870	450	922
14	591	47	765	80	818	165	872	460	923
15	603	48	768	81	819	170	874	470	924

n	$d_{0,95}$	a	$d_{0,95}$	n	$d_{0,95}$	n	$d_{0,95}$		$d_{0,95}$
16	614	49	770	82	820	175	876	480	925
17	624	50	772	83	821	180	878	490	926
18	633	51	774	84	822	185	879	500	926
19	642	52	776	85	823	190	881	520	928
20	650	53	778	86	824	195	882	540	929
21	657	54	780	87	825	200	884	560	930
22	665	55	782	88	826	210	887	580	932
23	671	56	784	89	827	220	889	600	933
24	678	57	785	90	828	230	892	620	934
25	684	58	787	91	829	240	894	640	935
26	689	59	789	92	830	250	896	660	936
27	695	60	790	93	831	260	898	680	937
28	700	61	792	94	832	270	900	700	938
29	705	62	794	95	832	280	902	750	940
30	709	63	795	96	833	290	903	800	942
31	714	64	797	97	834	300	905	850	944
32	718	65	798	98	835	310	907	900	945
33	722	66	800	99	836	320	908	950	946
34	726	67	801	100	837	330	909	1000	948
35	729	68	803	105	840	340	911		
36	733	69	804	110	844	350	912		

Приложение 3

Критические значения распределения χ^2 [квантили $\chi^2_q(n)$]

n	q		n	q		n	q	
	0,90	0,95		0,90	0,95		0,90	0,95
1	2,71	3,84	34	44,90	48,60	67	82,20	87,11
2	4,61	5,99	35	46,06	49,80	68	83,31	88,25
3	6,25	7,82	36	47,21	51,00	69	84,42	89,39
4	7,80	9,49	37	48,36	52,19	70	85,53	90,53
5	9,24	11,07	38	49,51	53,38	71	86,64	91,67
6	10,65	12,59	39	50,66	54,57	72	87,74	92,81
7	12,02	14,07	40	51,81	55,76	73	88,85	93,95
8	13,36	15,51	41	52,95	56,94	74	89,96	95,08
9	14,68	16,92	42	54,09	58,12	75	91,06	96,22
10	15,99	18,91	43	55,23	59,12	76	92,17	97,35
11	17,28	19,68	44	56,37	60,48	77	93,27	98,48
12	18,55	21,03	45	57,51	61,66	78	94,28	99,62
13	19,81	22,36	46	58,64	62,83	79	95,48	100,75
14	21,06	23,69	47	59,77	64,00	80	96,58	100,88
15	22,31	25,00	48	60,91	65,17	81	97,68	103,01
16	23,54	26,30	49	62,04	66,34	82	98,78	104,14
17	24,77	27,59	50	63,17	67,51	83	99,88	105,27
18	25,99	28,87	51	64,30	68,67	84	100,98	106,40
19	27,20	30,14	52	65,42	69,83	85	102,08	107,52
20	28,41	31,41	53	66,55	70,99	86	103,18	108,63
21	29,62	32,67	54	67,67	72,15	87	104,28	109,77
22	30,81	33,92	55	68,80	73,31	88	105,37	110,80
23	32,01	35,17	56	69,92	74,47	89	106,47	112,02
24	33,20	36,42	57	71,04	75,62	90	107,57	113,15

n \ q	q		n \ q	q		n \ q	q	
	0,90	0,95		0,90	0,95		0,90	0,95
25	34,38	37,65	58	72,16	76,78	91	108,66	114,27
26	35,56	38,89	59	73,28	77,93	92	109,76	115,39
27	36,74	40,11	60	74,40	79,08	93	110,85	116,51
28	37,92	41,34	61	75,51	80,23	94	111,94	117,63
29	39,09	42,56	62	76,63	81,38	95	113,04	118,75
30	40,26	43,77	63	77,75	82,53	96	114,13	119,87
31	41,42	44,99	64	78,86	83,66	97	115,22	120,99
32	42,59	46,19	65	79,97	84,82	98	116,32	122,11
33	43,75	47,40	66	81,09	85,93	100	118,50	124,34

В таблице q — вероятность, соответствующая квантилю; n — число степеней свободы.

Приложение 4

Функция (0,1) нормального распределения ($m = 0, \sigma = 1$)

z	0,00	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06	0,07	0,08	0,09
-0,0	0,500	0,496	0,492	0,488	0,484	0,480	0,476	0,472	0,468	0,464
-0,1	460	456	452	444	444	440	436	433	429	425
-0,2	421	417	423	409	405	401	397	394	390	386
-0,3	382	378	375	371	367	363	359	356	352	348
-0,4	2345	341	334	330	330	326	323	319	316	312
-0,5	309	305	302	298	295	291	288	284	281	278
-0,6	274	271	268	264	261	258	255	251	248	245
-0,7	242	239	236	233	230	227	224	221	218	215
-0,8	212	209	206	203	201	198	195	192	189	187
-0,9	184	181	179	176	174	171	169	166	164	161
-1,0	159	156	154	152	149	147	145	142	140	138
-1,1	136	134	131	129	127	125	123	121	119	117
-1,2	115	113	111	109	108	106	104	102	100	099
-1,3	097	096	093	092	090	089	087	085	084	082
-1,4	081	079	078	076	075	074	072	071	069	068
-1,5	067	066	064	063	062	061	059	058	057	056
-1,6	055	054	053	052	051	050	049	048	047	046
-1,7	045	044	043	042	041	040	039	038	038	037
-1,8	036	035	034	034	033	032	031	031	030	029
-1,9	029	028	027	027	026	026	025	024	024	023
-2,0	023	022	022	021	021	020	019	019	019	018
-2,1	018	017	017	017	016	016	015	015	015	014
-2,2	014	014	013	013	012	012	012	012	011	011
-2,3	011	010	010	010	010	009	009	009	009	008
-2,4	008	008	008	008	007	007	007	007	007	006
-2,5	006	006	006	006	006	005	005	005	005	005
-2,6	005	005	004	004	004	004	004	004	004	004
-2,7	003	003	003	003	003	003	003	003	003	003
-2,8	003	002	002	002	002	002	002	002	002	002
-2,9	002	002	002	002	002	002	002	001	001	001
-3,0	001	001	001	001	001	001	001	001	001	001
-3,1	001	001	001	001	001	001	001	001	001	001
-3,2	001	001	001	001	001	001	001	001	001	001
-3,3	000	000	000	000	000	000	000	000	000	000
0,0	0,500	0,504	0,508	0,512	0,514	0,520	0,524	0,528	0,532	0,536
0,1	540	544	548	552	556	560	564	568	572	575

z	0,00	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06	0,07	0,08	0,09
0,2	579	583	587	591	596	599	603	606	610	614
0,3	618	622	626	629	633	637	641	644	648	652
0,4	655	659	663	666	670	674	677	681	684	688
0,5	692	695	699	702	705	709	712	716	719	722
0,6	726	729	732	736	739	739	745	749	752	755
0,7	758	761	764	767	770	773	776	779	782	785
0,8	788	791	794	797	800	802	805	808	813	813
0,9	816	819	821	824	826	829	832	834	837	839
1,0	841	844	846	849	851	853	855	858	860	862
1,1	864	867	869	871	873	875	877	879	881	883
1,2	885	887	889	891	893	893	894	896	898	902
1,3	903	905	907	908	910	912	913	915	916	918
1,4	919	921	922	924	925	927	928	929	931	932
1,5	933	935	936	937	938	939	941	942	943	944
1,6	945	946	947	948	950	951	952	953	954	955
1,7	955	956	957	958	959	960	961	962	963	963
1,8	964	965	966	966	967	968	969	969	970	971
1,9	971	972	973	973	974	974	975	976	976	977
2,0	977	978	978	979	979	980	980	981	981	982
2,1	982	983	983	983	984	984	985	985	985	986
2,2	986	986	987	987	987	988	988	988	989	989
2,3	989	990	990	990	990	991	991	991	991	992
2,4	992	992	992	992	993	993	993	993	993	994
2,5	994	994	994	994	994	995	995	995	995	995
2,6	995	995	996	996	996	996	996	996	996	996
2,7	997	997	997	997	997	997	997	997	997	997
2,8	997	998	998	998	998	998	998	998	998	998
2,9	998	998	998	998	998	998	998	999	999	999
3,0	999	999	999	999	999	999	999	999	999	999
3,1	999	999	999	999	999	999	999	999	999	999
3,2	999	999	999	999	999	999	999	999	999	999
3,3	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000

Приложение 5

Пределы $r_q = U \frac{1+q}{2} \sqrt{\frac{1}{n}}$ для модуля выборочного коэффициента корреляции при гипотезе об отсутствии связи (при $q = 0,95$)

n	r_q	n	r_q	n	r_q	n	r_q	n	r_q
10	0,693	44	0,302	78	0,226	160	0,156	460	0,092
11	0,653	45	0,299	79	0,223	165	0,154	470	0,091
12	0,620	46	0,295	80	0,222	170	0,151	480	0,090
13	0,591	47	0,292	81	0,220	175	0,149	490	0,089
14	0,566	48	0,289	82	0,219	180	0,147	500	0,088
15	0,544	49	0,286	83	0,218	185	0,145	520	0,086
16	0,524	50	0,283	84	0,216	190	0,143	540	0,084
17	0,506	51	0,280	85	0,215	195	0,141	560	0,083
18	0,490	52	0,277	86	0,214	200	0,139	580	0,082
19	0,475	53	0,274	87	0,213	210	0,136	600	0,080

n	r_q	n	r_q	n	r_q	n	r_q	n	r_q
20	0,462	54	0,272	88	0,211	220	0,133	620	0,079
21	0,450	55	0,269	89	0,210	230	0,130	640	0,077
22	0,438	56	0,267	90	0,209	240	0,127	660	0,076
23	0,428	57	0,264	91	0,208	250	0,124	680	0,075
24	0,418	58	0,262	92	0,207	260	0,122	700	0,074
25	0,409	59	0,260	93	0,205	270	0,120	720	0,073
26	0,400	60	0,257	94	0,204	280	0,117	740	0,072
27	0,392	61	0,255	95	0,203	290	0,115	760	0,071
28	0,384	62	0,253	96	0,202	300	0,113	780	0,070
29	0,377	63	0,251	97	0,201	310	0,112	800	0,069
30	0,370	64	0,249	98	0,200	320	0,110	820	0,068
31	0,364	65	0,247	99	0,199	330	0,108	840	0,068
32	0,359	66	0,245	100	0,198	340	0,107	860	0,067
33	0,352	67	0,243	105	0,193	350	0,105	880	0,066
34	0,346	68	0,241	110	0,188	360	0,103	900	0,065
35	0,341	69	0,239	115	0,184	370	0,102	920	0,065
36	0,336	70	0,238	120	0,180	380	0,101	940	0,064
37	0,331	71	0,236	125	0,177	390	0,099	960	0,063
38	0,327	72	0,234	130	0,173	400	0,098	980	0,063
39	0,322	73	0,233	135	0,170	410	0,097	1000	0,062
40	0,318	74	0,231	140	0,167	420	0,096		
41	0,314	75	0,229	145	0,164	430	0,095		
42	0,310	76	0,228	150	0,161	440	0,094		
43	0,306	77	0,226	155	0,158	450	0,093		

Критические границы критерия Стьюдента для $q = 0,90$ и $q = 0,95$

n	q		n	q	
	0,90	0,95		0,90	0,95
1	6,314	12,706	28	1,701	2,048
2	2,920	4,303	29	1,699	2,045
3	2,353	3,182	30	1,697	2,042
4	2,132	2,776	32	1,694	2,037
5	2,015	2,571	34	1,691	2,032
6	1,943	2,447	36	1,688	2,028
7	1,895	2,365	38	1,686	2,024
8	1,860	2,306	40	1,684	2,021
9	1,833	2,262	42	1,682	2,018
10	1,813	2,228	44	1,680	2,015
11	1,796	2,201	46	1,679	2,013
12	1,782	2,179	48	1,677	2,011
13	1,771	2,160	50	1,676	2,009
14	1,761	2,145	55	1,673	2,004
15	1,753	2,131	60	1,671	2,000
16	1,746	2,120	65	1,669	1,997
17	1,740	2,110	70	1,667	1,994
18	1,734	2,101	80	1,665	1,990
19	1,729	2,093	90	1,662	1,987
20	1,725	2,086	100	1,660	1,984
21	1,721	2,080	120	1,658	1,980
22	1,717	2,074	150	1,655	1,976
23	1,714	2,069	200	1,653	1,972
24	1,711	2,064	250	1,651	1,970
25	1,708	2,060	300	1,650	1,968
26	1,706	2,056	400	1,649	1,966
27	1,703	2,052	500	1,648	1,965

$v_1 \backslash v_2$	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	12	15	20	24	30	40	60	120	∞
1	161,45	199,50	215,71	224,68	230,16	233,99	236,77	238,88	240,54	241,88	243,91	245,95	248,01	249,05	250,09	251,14	252,20	253,25	254,32
2	18,51	19,00	19,16	19,25	19,30	18,33	19,35	19,37	19,39	19,40	19,41	19,43	19,45	19,45	19,46	19,47	19,48	19,49	19,50
3	10,13	9,55	9,28	9,12	9,01	8,94	8,89	8,85	8,81	8,79	8,74	8,70	8,66	8,64	8,62	8,58	8,57	8,54	8,53
4	7,71	6,94	6,59	6,39	6,26	6,16	6,09	6,04	6,00	5,96	5,91	5,86	5,80	5,77	5,76	5,72	5,60	5,66	5,63
5	6,61	5,79	5,41	5,19	5,05	4,95	4,88	4,82	4,77	4,74	4,68	4,62	4,56	4,53	4,50	4,46	4,43	4,40	4,37
6	5,99	5,14	4,76	4,53	4,39	4,28	4,21	4,15	4,10	4,06	4,00	3,94	3,87	3,84	3,81	3,77	3,74	3,70	3,67
7	5,59	74	4,35	4,12	3,97	3,87	3,79	3,73	3,68	3,64	3,57	3,51	3,44	3,41	3,38	3,34	3,30	3,27	3,29
8	5,32	46	4,07	3,84	3,69	3,58	3,50	3,44	3,39	3,35	3,28	3,22	3,15	3,12	3,08	3,04	3,01	2,97	2,93
9	5,12	26	3,86	3,63	3,48	3,37	3,29	3,23	3,18	3,14	3,07	3,01	2,94	2,90	2,86	2,83	2,79	2,75	2,71
10	4,96	4,10	3,71	3,48	3,33	3,22	3,14	3,07	3,02	2,98	2,91	2,85	2,77	2,74	2,70	2,66	2,62	2,58	2,54
11	4,84	3,98	3,59	3,36	3,20	3,09	3,01	2,95	2,90	2,85	2,79	2,72	2,65	2,61	2,57	2,53	2,49	2,45	2,40
12	4,75	3,89	3,49	3,26	3,11	3,00	2,91	2,85	2,80	2,75	2,69	2,62	2,54	2,51	2,47	2,43	2,38	2,34	2,30
13	4,67	3,81	3,41	3,18	3,03	2,92	2,83	2,77	2,71	2,67	2,60	2,53	2,46	2,42	2,38	2,34	2,30	2,25	2,21
14	4,60	3,74	3,34	3,11	2,96	2,85	2,76	2,70	2,65	2,60	2,53	2,46	2,39	2,35	2,31	2,27	2,22	2,18	2,13
15	4,54	3,68	3,29	3,06	2,90	2,79	2,71	2,64	2,59	2,54	2,48	2,40	2,33	2,28	2,25	2,20	2,16	2,11	2,07
16	4,49	3,63	3,24	3,01	2,85	2,74	2,66	2,59	2,54	2,49	2,42	2,35	2,28	2,24	2,19	2,15	2,11	2,06	2,01
17	4,45	3,59	3,20	2,96	2,81	2,70	2,61	2,55	2,49	2,45	2,38	2,31	2,23	2,19	2,15	2,10	2,06	2,01	1,96
18	4,41	3,55	3,16	2,93	2,77	2,66	2,58	2,51	2,46	2,41	2,34	2,27	2,19	2,15	2,11	2,06	2,02	1,97	1,92
19	4,38	3,52	3,13	2,90	2,74	2,63	2,54	2,48	2,42	2,38	2,31	2,23	2,16	2,11	2,07	2,03	1,98	1,93	1,88
20	4,35	3,49	3,10	2,87	2,71	2,60	2,51	2,45	2,39	2,35	2,28	2,20	2,12	2,08	2,04	1,99	1,95	1,90	1,84
21	4,32	3,47	3,07	2,84	2,68	2,57	2,49	2,42	2,37	2,32	2,25	2,18	2,10	2,05	2,01	1,96	1,92	1,87	1,81
22	4,30	3,44	3,05	2,82	2,66	2,55	2,46	2,40	2,34	2,30	2,23	2,15	2,07	2,03	1,98	1,94	1,89	1,84	1,78
23	4,29	3,42	3,03	2,80	2,64	2,53	2,44	2,37	2,32	2,27	2,20	2,13	2,05	2,01	1,96	1,91	1,86	1,81	1,76
24	4,26	3,40	3,01	2,78	2,62	2,51	2,42	2,36	2,30	2,25	2,18	2,11	2,03	1,98	1,94	1,89	1,84	1,79	1,73
25	4,24	3,39	2,99	2,76	2,60	2,49	2,40	2,34	2,28	2,24	2,16	2,09	2,01	1,96	1,92	1,87	1,82	1,77	1,71
26	4,23	3,37	2,98	2,74	2,59	2,74	2,39	2,32	2,27	2,22	2,15	2,07	1,99	1,95	1,90	1,85	1,80	1,75	1,69
27	4,21	3,36	2,96	2,73	2,57	2,46	2,37	2,31	2,25	2,20	2,13	2,06	1,97	1,93	1,88	1,84	1,79	1,73	1,67
28	4,20	3,34	2,95	2,71	2,56	2,45	2,36	2,29	2,24	2,19	2,12	2,04	1,96	1,91	1,87	1,82	1,77	1,71	1,65
29	4,18	3,39	2,93	2,70	2,55	2,43	2,35	2,28	2,22	2,18	2,10	2,03	1,94	1,90	1,85	1,81	1,75	1,70	1,64
30	4,17	3,32	2,92	2,69	2,53	2,42	2,33	2,27	2,21	2,16	2,09	2,01	1,93	1,89	1,84	1,79	1,74	1,68	1,62
40	4,08	3,15	2,76	2,53	2,37	2,25	2,17	2,10	2,04	1,99	1,92	1,84	1,75	1,70	1,65	1,59	1,53	1,47	1,39
60	4,00	3,07	2,68	2,45	2,28	2,18	2,09	2,02	1,96	1,91	1,83	1,75	1,66	1,61	1,55	1,50	1,43	1,35	1,25
120	3,92	3,00	2,60	2,37	2,21	2,10	2,01	1,94	1,88	1,83	1,75	1,67	1,57	1,52	1,46	1,39	1,32	1,22	1,00
∞	3,84	3,00	2,60	2,37	2,21	2,10	2,01	1,94	1,88	1,83	1,75	1,67	1,57	1,52	1,46	1,39	1,32	1,22	1,00

Введение

1. Беус А. А. Прикладные геохимические исследования за рубежом. Состояние и пути развития.— В сб.: Вопросы прикладной геохимии. Киев, «Вища школа», Изд-во при Киевс. ун-те, 1974.
2. Сауков А. А. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. М., Изд-во МГУ, 1963.
3. Соловов А. П. Основы теории и практики металлотрических съемок. Алма-Ата, Изд-во АН Каз.ССР, 1959.
4. Толстой М. И. Состояние и перспективы развития методов прикладной геохимии.— В сб.: Вопросы прикладной геохимии. Киев, «Вища школа», Изд-во при Киевс. ун-те, 1974.
5. Ферсман А. Е. Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1940.
6. Ферсман А. Е. Избранные труды, т. 2, 3. М., Изд-во АН СССР, 1955.
7. Ферсман А. Е. Избранные труды, т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Глава 1

8. Гаврусевич Б. А. Основы общей геохимии. М., Недра, 1968.
9. Поваренных А. С. О некоторых основных вопросах кристаллохимии и их понимание в минералогии.— «Зап. Всес. мин. общ-ва», т. 84, 1955, № 4.
10. Поваренных А. С. Об использовании электроотрицательности элементов в кристаллохимии и минералогии.— «Зап. Укр. отд. Всес. мин. общ-ва», ч. 1, 1962.
11. Сауков А. А. Геохимия. М., «Наука», 1966.
12. Щербина В. В. Основы геохимии. М.,

«Недра», 1972.

13. Шоу Д. М. Геохимия элементов в кристаллических породах. М., «Недра», 1969.

Главы 2 и 3

14. Андерсон Т. Введение в многомерный статистический анализ. М., ФМ, 1963.
15. Беус А. А. Геохимия литосферы. М., «Недра», 1972, а также [86].
16. Вандер Варден. Математическая статистика. М., ИЛ, 1960.
17. Вернадский В. И. Очерки геохимии. Избр. сочинения, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954.
18. Жуков Н. Н. Методы решения задач оптимального опробования, статистического анализа и классификации при геолого-геофизических исследованиях. Канд. диссерт. Киев, 1969.
19. Крамер Г. Математические методы статистики. М., ИЛ, 1948.
20. Ляхович В. В. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. М., «Недра», 1972.
21. Ляхович В. В. Редкие элементы в акцессорных минералах гранитоидов. М., «Недра», 1973.
22. Остафийчук И. М., Толстой М. И. Статистические особенности распределения химических элементов в гранитоидах. М., «Недра», 1972.
23. Математические методы геохимических исследований. М., «Наука», 1966.
24. Миллер Р. Л., Кан Дж. Статистический анализ в геологических науках. М., «Мир», 1965.
25. Родионов Д. А. Трехпараметрическое распределение содержания элемента в породах.— «Геохимия», 1963, № 2.

26. Родионов Д. А. Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах. М., «Наука», 1964.
27. Сафронов Н. И. Основы геохимических методов поисков рудных месторождений. Методическое пособие, ч. 1, 2. Л., ОНТИ, ВИТР, 1962.
28. Сафронов Н. И. Основы геохимических методов поисков рудных месторождений. Л., «Недра», 1971.
29. Толстой М. И., Остафийчук И. М., Гудименко Л. М. К вопросу о типах кривых статистического распределения химических элементов в горных породах и способах расчета их параметров.— «Геохимия», 1965, № 11.
30. Хальд А. Математическая статистика с техническими приложениями. М., ИЛ, 1956.
31. Янко Я. Математико-статистические таблицы. М., Госстатиздат, 1961.

Глава 4

[22, 28, 63, 81, 83, 86], а также

32. Барсуков В. Л. О металлогенической специализации гранитоидов.— В кн.: Химия Земли, т. 2. М., «Наука», 1964.
33. Белевцев Я. Н. Основные положения теории метаморфогенного рудообразования.— В кн.: Проблемы теории и эксперимента в рудообразовании. К., «Наукова думка», 1966.
34. Бейс А. А. Принципы геохимической прогнозной оценки потенциальной рудоносности магматических комплексов.— В кн.: Вопросы прикладной геохимии. М., «Недра», 1966.
35. Билибин Ю. А. Общие принципы металлогенических исследований.— «Изв. АН СССР», сер. геолог., 1947, № 5.
36. Гинзбург А. И. Некоторые проблемы образования эндогенных редкометалльных месторождений.— «Геол. рудн. месторожден.», 1967, № 5.
37. Гинзбург А. И., Караева З. Г. Геохимические особенности гранитоидов различной щелочности.— В кн.: Матер. IV Всес. петрограф. совещ. Баку, Изд-во АН Аз.ССР, 1969.
38. Иванов В. В. Некоторые вопросы региональных геохимических исследований и

- перспективной оценки рудных районов и месторождений.— «Геохимия», 1969, № 8.
39. Коржинский Д. С. Кислотность — щелочность как главнейший фактор магматических и постмагматических процессов.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезн. ископ. М., Гостеолтехиздат, 1960.
40. Коржинский Д. С. Общие закономерности постмагматических процессов.— «Труды конф. по пробл. постмагм. рудообраз.», т. 2. Прага, 1965.
41. Котляр В. Н. Основы теории рудообразования. М., «Недра», 1970.
42. Красников В. И. Рациональные поиски рудных месторождений. М., Гостеолтехиздат, 1959.
43. Крейтер В. М. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. М., «Недра», 1964.
44. Металлогеническая специализация магматических комплексов. М., «Недра», 1964.
45. Набоко С. И. Формирование современных гидротерм и метаморфизм растворов и пород.— В сб.: Вопросы вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1962.
46. Овчинников Л. Н., Максенов В. Г. Экспериментальное изучение контактовых процессов.— В кн.: Экспериментальное исследование в области глубинных процессов. М., Изд-во АН СССР, 1962.
47. Овчинников Л. Н. Мобилизация и перенос вещества при эндогенном рудообразовании. Проблема генезиса руд. М., «Недра», 1964.
48. Овчинников Л. Н. Механизм и термодинамические условия магматогенного рудообразования.— «Геол. рудн. месторожд.», 1967, № 5.
49. Озеров К. Н. О роли вмещающих горных пород в локализации эпигенетических месторождений полезных ископаемых пневматолито-гидротермального происхождения.— «Вестн. МГУ», 1949, № 5.
50. Розанов Ю. А. Пористость горных пород и ее роль в локализации эндогенного оруденения.— «Геолог. рудн. месторожд.», 1961, № 2.
51. Рябчиков Н. Д. Поведение элементов-примесей в процессе разделения фаз.— В кн.:

Химия земной коры, т. 1, М., Изд-во АН СССР, 1963.

52. Смирнов В. И. Опыт металлогенического районирования территории СССР.— Изв. АН СССР», сер. геол., 1959, № 4.

53. Смирнов В. И. Очерки металлогении. М., Госгеолтехиздат, 1963.

54. Смирнов С. С. О некоторых проблемах теории образования магматогенных рудных месторождений.— В кн.: Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 84, 1955, № 1.

55. Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961.

56. Толстой М. И. Некоторые вопросы оценки металлогенической специализации и обнаружения эндогенных геохимических ореолов. К., Изд-во Киев. ун-та, 1964.

57. Толстой М. И. Геохимическое картирование пород фундамента молодых платформ.— «Сов. геология», 1971, № 4.

58. Щерба Г. Н. Грейзеновые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968.

Глава 5

[5, 13, 27, 28, 41, 55, 62, 81, 83, 86], а также

59. Григорян С. В., Янишевский Е. М. Эндогенные геохимические ореолы рудных месторождений. М., «Недра», 1968.

60. Дубов Р. И. Теоретический анализ распределения концентраций в фильтрационных ореолах; Теоретический анализ распределения концентраций в диффузионных ореолах.— В сб.: Избранные лекции по геохимическим методам поисков рудных месторождений. Алма-Ата, 1963.

61. Дубов Р. И. Теоретическое распределение концентраций в эндогенных геохимических ореолах.— «Вопросы прикладной геохимии», вып. 11. М., «Недра», 1971.

62. Евдохин А. Г. Опыт использования спектральных анализов пород и руд для истолкования поведения некоторых элементов в рудном процессе на примере одного из молиб-

деновых месторождений Восточного Забайкалья.— В кн.: Геохимические поиски рудных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1957.

63. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М., «Недра», 1965.

64. Использование ореолов рассеяния урана и элементов-спутников при поисках и разведке гидротермальных урановых месторождений. М., «Недра», 1964.

65. Квятковский Е. М., Нюппенен Т. И. Основные параметры первичных ореолов рудных месторождений и их использование при поисках.— В сб.: Первичные ореолы и их использование при поисках и разведке рудных месторождений. Матер. 3-ей Ленингр. геохим. конф. Л., Изд-во ЛГИ, 1974.

66. Квятковский Е. М., Крицук И. Н., Нюппенен Т. И., Омельченко М. М. Геохимические методы поисков. Л., Изд-во ЛГИ, 1974.

67. Овчинников Л. Н., Григорян С. В. Закономерности состава и строения первичных геохимических ореолов сульфидных месторождений.— В сб.: Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих месторождений. Иркутск, Изд-во Ин-та геохимии АН СССР, 1970.

68. Россман Г. И. Эндогенные геохимические аномалии и их значение для поисков рудных месторождений.— В сб.: Применение геохимических методов при металлогенических исследованиях рудных районов. М., «Недра», 1966.

69. Соловов А. П. Параметры первичного ореола эндогенного месторождения.— «Геол. рудн. месторожд.», 1966, № 3.

70. Соловов А. П., Гаранн А. В. и др. Теоретические основы методов поисков слепых рудных тел.— В сб.: Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Иркутск, Изд-во Ин-та геохимии СО АН СССР, 1970.

71. Соловов А. П., Гаранн А. В. Геохимические спектры аномалий и установление различий между сходными объектами.— В сб.: Литохимические поиски рудных месторождений. Алма-Ата, «Наука», 1972.

Глава 6

- [11, 12, 17, 27, 28, 41, 84], а также
72. Глазовская М. А. Геохимические основы типологии и методики исследований природных ландшафтов. М., Изд-во МГУ, 1964.
 73. Голубев В. С., Гарибянц А. А. Гипергенные процессы геохимической миграции. М., «Недра», 1968.
 74. Ковда В. А. Основы учения о почвах. М., «Наука», 1973.
 75. Лукашев К. И., Лукашев В. К. Геохимия ландшафта. Минск, «Высшая школа», 1972.
 76. Перельман А. И. Геохимия ландшафта. М., «Высшая школа», 1966.
 77. Перельман А. И. Геохимия биосферы. М., «Наука», 1973.
 78. Польшов Б. Б. Ландшафт и почва.— «Природа», 1925, № 1—3.
 79. Польшов Б. Б. Избранные труды. М., Изд-во АН СССР, 1956.
 80. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Глава 7

- [2, 3, 5, 12, 28, 41, 62, 65, 71], а также
81. Албул С. П. и др. Геохимический и сорбционно-солевой методы поисков перекрытых рудных месторождений в предгорных и горных районах Узбекской ССР. М., «Наука», 1966.
 82. Гинзбург И. И. Опыт теоретических основ геохимических методов поисков. М., Госгеолтехиздат, 1957.
 83. Долуханова Н. И. Почвенно-гидрохимический метод поисков месторождений полезных ископаемых.— «Бюлл. ОНТИ ВИМС», 1959, № 4.
 84. Литохимические поиски рудных месторождений. Алма-Ата, «Наука», 1972.
 85. Поликарпочкин В. В. Потоки рассеяния месторождений полезных ископаемых. Докт. диссерт. Иркутск, 1968.
 86. Теоретические основы поисков и разведки твердых полезных ископаемых, т. 1. М., «Недра», 1968.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абсорбция 24
 Автолизия 17
 Аддитивный показатель 123
 Адсорбция 24
 Аллювиально-аккумулятивный коэффициент 147
 Аллювий 173, 196
 Атмогеохимические методы поисков полезных ископаемых 5
 Атмосфера 140
 Атомная (ковалентная) химическая связь 11
 Атомный объем 10
- Биогеохимические методы поисков полезных ископаемых 5
 Биосфера 147, 148
- Валентный энергетический коэффициент (ВЭК) 14
 Вандерваальсовская химическая связь 12
 Вариационный размах 119
 Внешние факторы миграции 15, 19
 Внутренние факторы миграции 18
- Газовожидакие включения минералов 21
 Гальмиролиз 145
 Генеральная совокупность данных 48, 55
 Генетический тип 29
 Генетический цикл 29
 Геологическая термометрия 17
 Геологические факторы миграции химических элементов 36
 Геометрические показатели первичного ореола 118
 Геохимическая аномалия 35, 181
 Геохимическая миграция 35
 Геохимическая провинция 29, 34
 Геохимическая специализация 83
 Геохимическая формула ландшафта 168
 Геохимические барьеры 25, 153, 174
 Геохимические зоны 30
 Геохимические методы поисков полезных ископаемых 3, 4
 Геохимические пояса 30
 Геохимические эпохи 30, 34
 Геохимический фон 38, 54, 118
 Геохимический ландшафт 156
- Геохимический показатель 121
 Геохимический спектр рудопроявлений 120
 Геохимия 3, 9, 14
 Геохимия ландшафта 139
 Гесса закон 25
 Гетеровалентный изоморфизм 14
 Гидрогеохимические методы поисков полезных ископаемых 5
 Гидросфера 141
 Гипергенез 145
 Гистограмма (выборочная плотность распределения) 50
 Градиент содержания 120
- Давление (фактор миграции элементов) 21
 Делювий 173
 Дефлюкция 161, 195
 Дисперсия (статистическая) 53, 56
 Диффузия 108
 Звезды изоморфизма 17
 Зональность ореолов химических элементов 22, 113, 121
 Зональность размещения рудных месторождений 81
- Изоморфизм 11, 14, 15, 33
 Изоморфизм изовалентный 14, 17
 Изоморфные ряды 16 17
 Изоструктурность (изотипность) 15
 Инфильтрация 108
 Ионная связь 11, 14
 Ионно-атомная связь 12, 14
 Ионный радиус 10, 15, 18
 Источники рудного вещества 87
- Кислотно-щелочные свойства среды 22, 143
 Кларк 31, 39
 Кларк концентрации 35, 39, 118
 Классификация химических элементов В. И. Вернадского 26
 Классификация химических элементов В. М. Гольдшмидта 26
 Классификация химических элементов А. Н. Заварицкого 28
 Классификация химических элементов А. Е. Ферсмана 27

- Ковалентная химическая связь 12, 13
 Коллювий 173
 Компенсационные замещения 15
 Контрастность миграции элементов 144
 Концентрация вещества (фактор миграции элементов) 21
 Координационное число 13
 Кора выветривания 146
 Корреляционная связь 57, 95
 Коэффициент аномальности 118
 Коэффициент асимметрии 47, 51, 54, 56
 Коэффициент биологического поглощения 149, 170
 Коэффициент вариации 47, 54, 55, 56, 119
 Коэффициент водной миграции 143, 169
 Коэффициент контрастности 119
 Коэффициент концентрации 118
 Коэффициент накопления 118
 Коэффициент рассеяния химических элементов в ореоле 177, 188
 Коэффициент сжатия ореола 118
 Коэффициент сплошности ореолов 118
 Коэффициент фильтрации 22, 118
 Крип 195
 Критерии согласия закону распределения химических элементов 51, 57
 Критерий Стьюдента 62
 Критерий Фишера 62
 Курумы 195
- Ландшафт 140
 Ландшафтная ступень 159
 Ландшафтно-геохимическое звено 158
 Ландшафтно-геохимические процессы 145
 Литологические методы 5
 Литологический контроль оруденения 79
 Логнормальное распределение химических элементов 41, 44, 52, 55, 56, 57
 Локально-геохимические поля 30
- Магматическая формация 74
 Магматический контроль оруденения 79
 Медиана (статистическая) 54, 55, 57
 Межмолекулярная химическая связь 12
 Местный ландшафт 158
 Металлическая химическая связь 12
 Металлогеническая специализация 39, 83, 91, 94
 Миграционная способность 110, 120
 Миграция химических элементов 9, 10, 18, 35, 141, 151, 172
 Минерализация органических веществ 149
 Минералогические термометры 21
 Минералы-концентраторы, минералы-носители 33, 35, 46, 84, 90
 Минимально-аномальная концентрация 117, 120
 Мономинеральный баланс элементов 95
 Морфотропия 15
 Мультипликативные аномалии 119
 Мультипликативный показатель 123
- Несовершенный изоморфизм 14
 Ноосфера 140, 155
 Нормальная изоморфия 15
 Нормальное распределение химических элементов 41, 44, 51, 53, 56, 57
 Нормальный геохимический фон 39
- Однородность статистическая 49, 69
 Окислительно-восстановительный потенциал 24, 173
 Околорудные изменения пород 114
 Опробование геологических образований при литогеохимических исследованиях 37, 54, 66
 Ореол рассеяния химических элементов 34, 181
 Основные характеристики миграции химических элементов 9
 Оствальда закон 26
 Оценка металлоносности 46, 47, 94, 95
 Оценка распределения химических элементов в горных породах 37, 41, 46, 47, 53, 71
 Ошибка систематическая 120
 Ошибка случайная 129
 Ошибка средняя относительная 127, 184
- Парагенезис минералов 14
 Параметры первичного геохимического ореола 116
 Первичные геохимические ассоциации химических элементов в изверженных породах 34
 Первичные характеристики миграции химических элементов 9
 Первичный геохимический ореол 4, 107, 115, 116
 Первый принцип термодинамики 25
 Площадная продуктивность ореола 119, 188
 Поисковые критерии 78, 81
 Поисковые признаки 82, 93, 115, 124
 Полиморфизм 15
 Полный изоморфизм 14
 Поля рассеяния химических элементов 33, 174
 Полярный изоморфизм 14, 15, 17
 Последовательности геохимической кристаллизации закон 14, 19
 Потенциал ионизации 10
 Потенциальная рудоносность 33, 85
 Поток рассеяния химических элементов 174, 193, 198
 Почва 25, 146
 Правило Ле-Шателье 26
 Представительность пробы 67, 183
 Представительный горизонт опробования 183, 189, 192
 Признаки специализации 85, 90, 91, 92, 94
 Прикладная геохимия 3, 4
 Принципы термодинамики 25
 Причины специализации 84, 90, 92
 Пролувий 174
 Профиль ландшафта 158
 Прочность химической связи 13
- Размер атома 10, 11, 14
 Распределение химических элементов в горных

породах (статистическое) 40, 44, 45
Рассеяние (распространение) химических элементов 31, 33, 34, 35, 37
Реакционный ряд образования минералов (Н. Л. Боуэна) 14, 19
Региональная геохимия 28
Региональные геохимические поля 30
Рудная формация 74

Свойства связи 18
Система генетических процессов 29
Совершенный изоморфизм 14
Солифлюкция 146, 195
Сопряжение ландшафта 149
Сорбционно-полевой метод поисков 193
Сорбция 24
Среднее значение 53
Среднее квадратическое отклонение 54, 55, 57, 127
Степень прогрессивного развития ландшафта 149
Структурные критерии 78
Суммарное содержание металла в сечении ореола (линейная продуктивность) 118, 120

Температура (фактор миграции элементов) 20
Термические свойства элементов 18

Технофильность 156
Типоморфные минералы 21
Типы связей рудных месторождений с магматизмом 80
Тренд поверхности (тренд геохимического поля) 64, 70, 71, 103, 129

Факторы геохимической миграции 35, 36
Фильтрационный эффект 22
Формы нахождения химических элементов в горных породах 32, 33, 34, 45, 46
Фотосинтез 148
Функция распределения химических элементов 50

Частичный изоморфизм 14
Числовые геохимические характеристики 119

Электроотрицательность 11
Элементарные ландшафты 157
Элювий 173
Эманационная дифференциация 86, 90
Энергетические факторы миграции элементов 19
Энергия кристаллической решетки 13, 14, 18, 19
Энергия рудообразования 96, 119

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1. Понятия теоретической геохимии.	
Основные факторы миграции химических элементов	9
Основные понятия геохимии	9
Внутренние факторы миграции	18
Внешние факторы миграции	19
Геохимические классификации и основные регионально-геохимические понятия	26
Глава 2. Распределение химических элементов в горных породах и их статистическая характеристика	30
Особенности распределения и формы нахождения химических элементов в изверженных породах	30
Статистические особенности распределения химических элементов в изверженных горных породах	40
Статистические методы обработки геохимических данных	47
Количественная характеристика распределений	48
Выборочная функция распределения. Гистограмма	50
Критерии согласия	51
Оценка параметров распределения геохимических признаков	53
Достоверность оценок. Доверительные пределы	55
Анализ корреляционных связей	57
Способы сопоставления геологических образований по геохимическим признакам	61
Изучение тенденций изменения признаков (трендов)	64
Понятие о многомерном статистическом анализе	65
Глава 3. Опробование кристаллических образований	66
Выбор способа отбора проб (представительность проб)	66
Размещение пунктов опробования	68

Расчет необходимого количества литогеохимических проб	71
Глава 4. Закономерности размещения эндогенных рудных месторождений, их поисковые критерии и связь с магматизмом	74
Общие особенности размещения эндогенных рудных месторождений и их поисковые критерии	74
Металлогеническая специализация магматических образований, ее признаки и причины	83
О количественной оценке металлогенической специализации магматических образований	93
Примеры количественной оценки специализации магматических образований	97
Глава 5. Первичные геохимические ореолы, способы их обнаружения и оценки	107
Общие данные о формировании первичных геохимических ореолов	107
Параметры первичных ореолов и их оценка	116
Методика поисков первичных ореолов	123
Глава 6. Ландшафтно-геохимические исследования	139
Общие сведения о ландшафтной оболочке	140
Ландшафты, их классификация и геохимические особенности	156
Методика ландшафтно-геохимических исследований	164
Глава 7. Поиски вторичных ореолов и потоков рассеяния рудных месторождений	171
Общие сведения о формировании и классификации вторичных ореолов	171
Вторичные ореолы рассеяния	176
Глубинные металлотрические поиски	192
Потоки рассеяния	193
Литература к главам	215

Михаил Иванович Толстой

Основы геохимических методов поисков
рудных месторождений.
Литогеохимические методы

*Допущено Министерством высшего и среднего
специального образования УССР в качестве учебно-
го пособия для студентов геологических спе-
циальностей вузов.*

Издательское объединение «Вища школа»
Головное издательство

Редактор *Н. П. Манойло*
Редактор карт *А. А. Щербина*
Обложка художника *Г. М. Балюна*
Художественный редактор *Е. Н. Прокофьев*
Технический редактор *Т. И. Мазюк*
Корректоры *Р. П. Киевская* и *А. Н. Моисеенко*

Сдано в набор 29.09.1975 г. Подписано к печати
23.04.1976 г. Формат бумаги 70×90¹/₁₆. Бумага тип. № 2.
Физ. печ. л. 14,0 + 0,25 форзаца. Усл. печ. л. 16,38 + 0,25
форзаца. Учетно-изд. л. 17,88 + 0,3 форзаца. Изд.
№ 2343. Тираж 1000. БФ 16397. Цена 81 коп. Зак.
№ 5—2516.

Головное издательство издательского объединения
«Вища школа», 252054, Киев, 54, ул. Гоголевская, 7.

Отпечатано с матриц Головного предприятия респуб-
ликанского производственного объединения «Полиграф-
книга» Госкомиздата УССР. Киев, ул. Довженко, 3,
в Харьковской городской типографии № 16 Областного
управления по делам издательств, полиграфии и книж-
ной торговли. Харьков-3, Университетская, 16, Зак 991.

ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТЬ СПЕКТРАЛЬНЫХ ОПРЕДЕЛЕНИЙ СОДЕРЖАНИЯ НЕКОТОРЫХ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ (ОРИЕНТИРОВОЧНЫЕ ПОКАЗАТЕЛИ)

Элемент	Кларк литосферы, %	Пределы изменения кларковых содержаний для различных пород, вес. %	Чувствительность определений (максимальная), %						
			полуколичественный анализ				количественный анализ		
			ИСП-28		ДФС-13 (просыпка)	СТС-1	спектральный	химический	
			просыпка	канал электрода					метод
Титан	$4,5 \cdot 10^{-2}$	$0,9-4 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-4}$		$1 \cdot 10^{-3}$	Фотометрический
Хром	$8,3 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-1}-2 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$		$1 \cdot 10^{-3}$	Колориметрический
Олово	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}-5 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$3,2 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	Колориметрический
Свинец	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}-1,5 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	Фотометрический
Медь	$4,7 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}-2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	Колориметрический
Марганец	$1 \cdot 10^{-1}$	$2 \cdot 10^{-1}-4 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-4}$		$1 \cdot 10^{-3}$	Колориметрический
Галлий	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}-2 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-6}$	Флуориметрический
Кобальт	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}-5 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	Фотометрический
Никель	$5,8 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-1}-5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$	Колориметрический
Ванадий	$9 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}-1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-4}$		$1 \cdot 10^{-3}$	Колориметрический
Ниобий	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}-1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	Колориметрический
Молибден	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}-2 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$n \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-4}$	Колориметрический
Цирконий	$1,7 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}-3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-1}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-2}$	Фотометрический
Серебро	$7 \cdot 10^{-6}$	$4,4 \cdot 10^{-5}-5 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$		$2 \cdot 10^{-5}$	Пробирный
Иттрий	$2,9 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}-5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-5}$	$6 \cdot 10^{-5}$	Спектрохимический
Лантан	$2,9 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}-1,6 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-4}$		
Цинк	$8,3 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-2}-2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	Полярографический
Скандий	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}-7 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$	Спектрохимический
Барий	$6,5 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-2}-1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$		$1 \cdot 10^{-2}$	Весовой
Бериллий	$3,8 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}-2 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$		$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	Флуориметрический
Вольфрам	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}-1 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	Колориметрический
Кадмий	$1,3 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}-5 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	10^{-3}	Полярографический
Гафний	$1 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}-1 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-1}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$		
Сурьма	$5 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-4}-1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	Колориметрический
Германий	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}-1 \cdot 10^{-4}$		$1 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	Фотометрический
Таллий	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}-1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$3,2 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	Полярографический
Висмут	$9 \cdot 10^{-7}$	$3 \cdot 10^{-5}-1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	Колориметрический
Церий	$7 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}-4,5 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-1}$	$4 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-4}$		
Цезий	$3,7 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-3}-1 \cdot 10^{-5}$					$2 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	Пламенно-фотометрический
Тантал	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-4}-1,8 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-4}$	Колориметрический
Стронций	$3,4 \cdot 10^{-2}$	$8,10^{-2}-1 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-1}$	$2 \cdot 10^{-2}$			$3 \cdot 10^{-3}$		
Рубидий	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$2,7 \cdot 10^{-2}-2 \cdot 10^{-4}$					$2 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	Пламенно-фотометрический
Фтор	$6,6 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-2}-1 \cdot 10^{-2}$					$1 \cdot 10^{-1}$		
Литий	$3,2 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}-5 \cdot 10^{-5}$					$2 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	Пламенно-фотометрический

1838

81 коп.

