

Li 3	Be 4			
Rb 37	Sr 38	Y 39	Zr 40	Nb 41
Cs 55		Ce 58	Hf 72	Ta 73

Н. А. СОЛОДОВ

МИНЕРАГЕНИЯ ЛИТОФИЛЬНЫХ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ

Н. А. СОЛОВОВ

МИНЕРАГЕНИЯ
ЛИТОФИЛЬНЫХ
РЕДКИХ
МЕТАЛЛОВ



МОСКВА «НЕДРА» 1978



2478

Солодов Н. А. Минералогия литофильных редких металлов. М., «Недра», 1978. 175 с.

В книге приведена формационно-парагенетическая классификация месторождений лития, рубидия, цезия, бериллия, стронция, иттрия, лантаноидов, циркония, гафния, тантала и ниобия. Оценены мировые запасы этих металлов и проанализировано их распределение по типам, формациям и генетическим группам месторождений, главным образом геотектоническим структурам, материкам, геологическим эрам и минерогенетическим эпохам.

Показаны возможности эффективного использования выявленных парагенетических, формационных, геотектонических и геохронологических закономерностей распределения редкометалльного оруденения в земной коре для научно обоснованного направления поисково-разведочных работ по редким металлам при прогнозировании, поисках и перспективной оценке редкометалльных месторождений.

Книга рассчитана на специалистов в области рудных месторождений и металлогении.

Табл. 36, ил. 3, список лит. 91 назв.

ПРЕДИСЛОВИЕ

На современном этапе исследований научное обоснование направления поисково-разведочных работ и эффективное прогнозирование редкометальных месторождений, а также их поиски и перспективная оценка невозможны без понимания основных закономерностей возникновения рудных концентраций и их распределения во времени и в пространстве, т. е. без знания основ минерации редких элементов.

Поскольку из двух терминов — металлогения и минерация — первый не может быть использован применительно к нерудным полезным ископаемым (мусковиту, флюориту, полевошпату и т. п.) и неметаллам (бору, йоду, бром, сере и т. п.), мы не считаем возможным его применение и в целом к редким элементам, так как среди них имеются два металлоида — селен и теллур.

Опубликованные работы, касающиеся минерации редких металлов, имеют сугубо качественный характер, причем в них рассматриваются лишь отдельные формации — пегматитов, карбонатитов, танталосных гранитов и др. (Альбитизированные и грейзенизированные граниты, 1962; Шейнманн и др., 1961; Апельцин и др., 1967; Солодов, 1971; Капустин, 1971, 1975; Семенов и др., 1974; Фролов, 1975). Строгое количественное обоснование минерационных закономерностей отсутствует.

В данной работе рассмотрены количественные закономерности парагенезиса и элементного состава редкометальных месторождений, произведена оценка мировых запасов лития, рубидия, цезия, бериллия, стронция, иттриевых и цериевых земель¹, циркония, гафния, ниобия, тантала и впервые проанализировано их относительное распределение по парагенетическим типам месторождений, редкометальным формациям, генетическим группам рудных образований, главнейшим геотектоническим структурам, геологическим эрам и минерационным эпохам, что в итоге, как нам представляется, раскрывает основные черты минерации перечисленных элементов. Автор сознательно старался ограничиться изложением фактического материала, основанного на строгой количественной

¹ Цериевые земли объединяют лантан, церий, празеодим и неодим, а иттриевые земли — все остальные лантаноиды и иттрий. Под запасами иттриевых земель (TR_Y) подразумеваются запасы всех лантаноидов и иттрия в месторождениях с селективно иттриевоземельными минералами, а под запасами цериевых земель (TR_{Ce}) — запасы всех лантаноидов и иттрия в существенно цериевых месторождениях, содержащих только цериевоземельные минералы.

оценке явлений. Эта количественная или, если угодно, экономическая минерализация литофильных редких элементов до сих пор находилась за пределами основного внимания исследователей редкометальных месторождений. Такой подход позволил выявить ряд новых минерогенических закономерностей и уточнить или количественно обосновать некоторые из числа известных. В большинстве случаев не обсуждаются причины возникновения тех или иных минерогенических закономерностей, так как независимо от объяснений достаточно подтвержденные эмпирические закономерности могут быть с успехом использованы при прогнозировании, поисках, перспективной оценке редкометальных месторождений и научном обосновании направления геологоразведочных работ по редким элементам.

Автор выражает глубокую благодарность Е. М. Еськовой, Ю. Л. Капустину, Д. А. Минееву, К. Д. Субботину за полезные советы при обсуждении ряда вопросов, рассматриваемых в данной работе, а также В. Н. Павловой, Л. К. Самодуровой, М. В. Скосыревой, Н. А. Юшко за помощь при ее подготовке к публикации. Особенно признателен автор чл.-корр. АН СССР Л. Н. Овчинникову за содействие при проведении работ и постановку данной проблемы.

Учителем автора был чл.-корр. АН СССР К. А. Власов — страстный пропагандист, организатор и исследователь проблемы редких элементов, светлой памяти которого и посвящается этот скромный труд.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

К числу литофильных редких относят обширную группу из 25 элементов: литий, рубидий, цезий, бериллий, стронций, иттрий, лантан и лантаноиды, цирконий, гафний, ниобий, тантал, занимающие в таблице Д. И. Менделеева все левое поле (рис. 1). Эти металлы образуют собственные месторождения. Халькофильные редкие элементы (индий, кадмий, таллий, галлий, германий, селен, теллур, рений¹) и сидерофильные (ванадий и скандий) собственных месторождений не образуют, извлекаются в основном попутно из руд цветных и черных металлов или других полезных ископаемых; в данной работе они не рассматриваются.

К настоящему времени установлено, что среднее содержание в земной коре многих редких элементов значительно превосходит кларки таких обычных в повседневной жизни металлов, как медь, цинк, свинец, олово и ртуть, как это хорошо видно из распределения кларков химических элементов по декадам (редкие элементы здесь и далее даны полужирным):

$n \cdot 10$	O, Si
n	Al, Fe, Ca, Na, K, Mg
$n \cdot 10^{-1}$	Ti, Mn
$n \cdot 10^{-2}$	Sr, Zr, Rb, P, F, Ba, S, Cl
$n \cdot 10^{-3}$	V, Ce, Nd, Li, La, Y, Nb, Ga, Th, Sc, Cr, Zn, Ni, Cu, C, N, Co, Pb, B
$n \cdot 10^{-4}$	Pr, Sm, Gd, Dy, Tb, Be, Cs, Er, Ta, U, Ho, Ge, Eu, Tl, Hf, Sn, Br, As, W, Mo
$n \cdot 10^{-5}$	Lu, Yb, Tu, Cd, In, Sb, I
$n \cdot 10^{-6}$	Se, Pt, Pd, Hg, Ag
$n \cdot 10^{-7}$	Te, Ir, Bi, Au, Ru, Rh, Os
$n \cdot 10^{-8}$	Re

Поэтому название «редкие» сохраняется за рассматриваемой группой элементов лишь по традиции. Правильнее было бы, вслед за В. И. Смирновым (1967), называть их «новыми», поскольку эти элементы открыты лишь в последние 200—50 лет, а их промышленное использование в значительных

¹ Рений обладает двойственностью геохимических и металлогенических свойств, характеризуясь качествами как литофильного, так и халькофильного металла. На сегодня он в основном добывается из молибденитовых руд. Но в будущем возможно его получение из нефти и некоторых других видов существенно литофильного сырья.

																		Благородные газы						1	2																				
																		Неметаллы						H 1,0	He 4,0																				
Литофильные металлы																																													
3		4																5	6	7	8	9	10																						
Li 6,9	Be 9,0															B 10,8	C 12,0	N 14,0	O 16,0	F 19,0	Ne 20,1																								
11		12		13																14		15		16		17		18																	
Na 23,0	Mg 24,3	Al 26,9		Сидерофильные металлы																Si 28,1		P 30,9		S 32,0		Cl 35,5		Ar 39,9																	
																		Халькофильные металлы и металлоидные элементы (Se, Te)																											
19		20		21		22		23		24		25		26		27		28		29		30		31		32		33		34		35		36											
K 39,1	Ca 40,1	Sc 44,9		Ti 47,9		V 50,9		Cr 51,9		Mn 54,9		Fe 55,8		Co 58,9		Ni 58,7		Cu 63,5		Zn 65,4		Ga 69,7		Ge 72,6		As 74,9		Se 79,0		Br 79,9		Kr 83,8													
37		38		39		40		41		42		43		44		45		46		47		48		49		50		51		52		53		54											
Rb 85,5	Sr 87,6	Y 88,9		Zr 91,2		Nb 92,9		Mo 95,9		Tc (99)		Ru 101,1		Rh 102,9		Pd 106,4		Ag 107,9		Cd 112,4		In 114,8		Sn 118,7		Sb 121,8		Te 127,6		I 129,9		Xe 131,3													
55		56		57		72		73		74		75		76		77		78		79		80		81		82		83		84		85		86											
Cs 132,9	Ba 137,3	La 138,9		Hf 178,5		Ta 180,9		W 183,9		Re 186,2		Os 190,2		Ir 192,2		Pt 195,1		Au 196,9		Hg 200,6		Tl 204,4		Pb 207,2		Bi 208,9		Po (209)		At (210)		Rn (222)													
87		88		89		90		91		92		93		94		95		96		97		98		99		100		101		102		103		104											
Fr (223)	Ra (226)	Ac (227)		Th 232,0		Pa (231)		U 238,0		Np (237)		Pu (244)		Am (243)		Cm (247)		Bk (247)		Cf (251)		Es (254)		Fm (257)		Md (258)		No (255)		Lr (257)		Ku (261)													
Лантаноиды																		58		59		60		61		62		63		64		65		66		67		68		69		70		71	
Радиоактивные элементы																		Ce 140,1		Pr 140,9		Nd 144,2		Pm (145)		Sm 150,3		Eu 151,9		Gd 157,3		Tb 158,9		Dy 162,5		Ho 164,9		Er 167,3		Tm 168,9		Yb 173,0		Lu 174,9	

Рис. 1. Минерагеническая классификация элементов таблицы Д. И. Менделеева (редкие элементы подчеркнуты).

масштабах началось в последние десятилетия. Даты открытия элементов:

Древнее время	Fe, Au, Cu, Sn, Hg, S, Ag, Sb, C, Zn
Средние века	Bi, As
1600—1750 гг.	P, Co, Pt
1751—1775 гг.	Ni, N, H, O, Mg, Mn, Cl, Ba
1776—1800 гг.	Be, Y, Sr, Te, U, Zr, W, Mo, Ti, Cr
1801—1825 гг.	Cd, Li, Nb, Se, Ta, Ce, Al, B, I, Ir, K, Ca, Si, Na, Os, Pd, Rh, F
1826—1850 гг.	V, La, Tb, Th, Er, Br, Ru
1851—1875 гг.	Ga, In, Rb, Tl, Cs, He
1876—1900 гг.	Ac, Gd, Ge, Ho, Dy, Yb, Nd, Po, Pr, Ra, Sm, Sc, Tu, Ar, Kr, Xe, Ne, Rn
1901—1925 гг.	Hf, Eu, Lu, Re

Редкие элементы обладают уникальными физическими и химическими свойствами, поэтому они незаменимы в ряде областей современной промышленности и сельского хозяйства, науки и новой техники. Металлургия, приборо- и машиностроение, электро-, теле- и радиотехника, электроника, авиация, космонавтика, медицина, химическая промышленность, энергетика, производство удобрений, биостимуляторов, гербицидов и многие другие отрасли народного хозяйства потребляют те или иные редкие элементы. Более того, в наши дни развитие многих отраслей современной промышленности и новой техники вполне может обойтись без железа, но совершенно невозможно без редких металлов (теле-, радио- и электротехника, самолето- и ракетостроение, электроника, кибернетика, атомная и термоядерная энергетика, плазменная техника, промышленность средств связи и многие другие отрасли).

В настоящее время об уровне промышленно-экономического развития того или иного государства судят не только по объему чугуна и стали, производимых на душу населения, но и по количеству редких металлов, потребляемых в народном хозяйстве (Власов, 1961). Производство и потребление редких металлов даже более точно определяют промышленно-экономический уровень страны. Годовая добыча металлов за рубежом определяется следующими цифрами (в т):

$n \cdot 10^8$	Fe
$n \cdot 10^7$	Al
$n \cdot 10^6$	Mn, Cr, Ti, Cu, Zn, Pb
$n \cdot 10^5$	Zr, Ni, Sn, B, Mg
$n \cdot 10^4$	V, Sr, Cd, U, TR _{ce} , Co, W, Mo, Sb, As
$n \cdot 10^3$	Nb, Li, Se, Hg, Bi, Ag, Au
$n \cdot 10^2$	Ta, Be, Te, Ge, TR _y
$n \cdot 10^1$	Rb, Cs, Tl, In, Hf, Pt
n	Re, Ga
$n \cdot 10^{-1}$	Sc

Мировое потребление редких элементов даже в сумме в тысячу раз меньше потребления остальных металлов вместе

взятых, тем не менее их использование в народном хозяйстве развитых государств играет исключительную роль. Подобно тому как без витаминов не может нормально функционировать ни один живой организм (хотя их содержание в пище составляет незначительные доли процента), так и без редких элементов невозможно эффективное развитие современной промышленности, науки и новой техники. Редкие элементы — это витамины современной промышленности (Солодов, 1976).

В будущем редкие элементы благодаря уникальности некоторых свойств найдут новые области применения, что наряду с увеличением их потребления в уже известных отраслях промышленности потребует резкого роста объемов их добычи. Сейчас трудно определить точные цифры потребности всех редких металлов, но для многих из них порядок объемов мирового потребления на рубеже 2000 г. (в наиболее важных областях) наметить можно: по рубидию, цезию, танталу, иттриевым землям — до многих тысяч тонн, а по литию, бериллию, ниобию, цериевым редким землям, стронцию, цирконию — до десятков тысяч или даже сотен тысяч тонн.

Сможет ли мировая минерально-сырьевая база обеспечить такие масштабы добычи редких металлов?

Мировые запасы металлов (без стран социалистического содружества) составляют (в т):

$n \cdot 10^{11}$		Fe
$n \cdot 10^9$		Al
$n \cdot 10^8$		Mn, Cr, Cu, Zn
$n \cdot 10^7$		V, Nb, TR _{ce} Li, Ti, Ni, Pb
$n \cdot 10^6$		Co, Mo, Sn, Sb
$n \cdot 10^5$		Ga, U, Rb, Cs, Be, Ta, Cd, TR _y , Ge, W,
		Hg, Ag
$n \cdot 10^4$		Se, Re, Tl, Bi, Au
$n \cdot 10^3$		Te, In
$n \cdot 10^2$		Pt, Pd
$n \cdot 10^1$		Ir, Os, Ru

По некоторым металлам, например литию и ниобию, уже выявленные запасы позволяют достигнуть требуемой добычи их на указанном уровне; по другим, например бериллию, понадобится проведение дополнительных поисково-разведочных работ для обеспечения мировой потребности в нем.

Можно утверждать, что почти по любому редкому металлу (за исключением, например, некоторых малораспространенных индивидуальных редких земель) к 2000 г. может быть создана минерально-сырьевая база, могущая обеспечить мировую годовую потребность в нем, превышающую 10—100 тыс. т в год. Основания для подобной уверенности следующие: кларки большинства редких металлов не меньше, а даже больше, чем таких металлов, как медь, цинк и свинец, а последние добываются сотнями тысяч и даже миллионами тонн. Способность

же литофильных редких элементов концентрироваться в месторождениях примерно такая же, как и у цветных, легирующих и малых металлов, о чем можно судить по сопоставимости мировых запасов редких и других металлов, сопоставимости масштабов их крупных месторождений и равновеликости содержаний в рудах.

Запасы наиболее крупных месторождений мира (в т):

$n \cdot 10^9$	Fe
$n \cdot 10^8$	Cr, Al
$n \cdot 10^7$	Mn, Ti
$n \cdot 10^6$	TR _{ce} , Nb, Rb, Li, Sr, Zr, V, Ni, Cu, Zn, Ba
$n \cdot 10^5$	TR _y , Ta, Cs, Co, Mo, Pb, Sn
$n \cdot 10^4$	Cd, Se, U, Be, Hf, Ga, Ge, W, Hg, Sb, Bi
$n \cdot 10^3$	In, Te, Tl, Ag, Au
$n \cdot 10^2$	Re
$n \cdot 10$	Pt, Pd
n	Ir, Os, Ru, Rh

Максимальные средние содержания металлов в рудах месторождений мира (%):

10 n	Sr, Zr, Ba, Fe, Al, Mn, Cr, Ti, Zn, Sb
n	TR _{ce} , Nb, Li, Ni, W, Cu, Hg, Pb, Sn
0, n	Cs, V, Be, Rb, Ge, TR _y , U, Co, Mo
0,0 n	Ta, Cd, Se, Hf, Ag
0,00 n	In, Te, Ga, Tl, Sc, Au
0,000 n	Re, Pt, Pd
0,0000 n	Os, Ru, Rh, Ir

Как медь, цинк и свинец, так и, например, цезий, бериллий, литий, стронций в своих месторождениях по сравнению с кларком увеличивают концентрацию в тысячи раз.

Где и какие типы редкометалльных месторождений искать для удовлетворения столь большой перспективной потребности в редких элементах, поможет достаточно обоснованно ответить металлогенический анализ.

РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ И ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ

Определенные закономерности выявляются при сравнении каких-либо категорий, явлений, единиц. За основу минерагенических построений следует принять тип месторождений, который и будет служить исходной сравниваемой единицей. Поэтому создание удачной классификации месторождений редких металлов, основанной на фундаментальном классификационном признаке, — залог успешного изучения их минерагении.

К настоящему времени в мире выявлены многие тысячи редкометальных месторождений, образованных в широком диапазоне геологических процессов (от магматических до экзогенных) и в генетической связи как с кислыми, так и щелочными породами. Систематика этих разнообразных месторождений весьма важна не только в научном, но и в прикладном отношении, поскольку современная классификация должна одновременно служить основой прогнозирования, поисков и перспективной оценки редкометальных месторождений.

Детальные классификации месторождений редких элементов были предложены 15—20 лет назад (Власов, 1957; Геохимия, минералогия..., 1966; Гинзбург, 1961). За прошедший период выявлены и изучены новые генетические типы редкометальных месторождений, а из числа известных типов многие утратили практическое значение.

Автором совместно с Л. Н. Овчинниковым (Овчинников, Солодов, 1975; Солодов, 1975) была предложена классификация, учитывающая достижения последних лет. Количество рассматриваемых типов редкометальных месторождений по сравнению с прежними классификациями увеличилось в 2 раза, в то же время из нее исключены более 10 типов месторождений (нефелин-сиенитовые пегматиты, пегматиты основных пород и др.), которые, как установлено, не будут иметь промышленного значения. Предложенная систематика, как и вся работа в целом, базируется на материалах изучения редкометальных месторождений, выполненных за 25 лет коллективом Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, но, разумеется, в первую очередь учитывает личный опыт авторов, изучавших наиболее важные редкометальные месторождения СССР, в меньшей степени КНР, Афганистана, Англии, ЧССР,

а также использовавших обширную литературу (Власов, 1946, 1952, 1957, 1961; Гинзбург и др., 1970; Генетические типы..., 1975; Альбитизированные и грейзенизированные граниты, 1962; Беус, 1960; Колотухина и др., 1964, 1968, 1974; Геология и экономика..., 1975; Субботин, 1968, 1971; Семенов, 1969, 1972; Минеев, 1969, 1974; Бурков и др., 1967; Бурков, 1968; Кузьменко, Еськова, 1968; Капустин, 1971, 1975; Топунова, 1972; Субботин, Топунова, 1975; Фролов, 1975; Карбонатиты, 1969; Davies, 1964; Gittins *et al.*, 1967; Banerji, Ghosh, 1972; Dawson, 1974; Heinrich, 1974; Varlamoff, 1975).

Наиболее удобно редкометальные месторождения классифицировать по формационно-парагенетическому признаку. Об этом свидетельствует положительный опыт систематики месторождений как отдельных редкометальных формаций, например гранитных пегматитов (Солодов, 1962, 1971₁) или редкометальных гранитов (Альбитизированные и грейзенизированные граниты, 1962), так и месторождений отдельных редких элементов и их групп — редких земель (Эгель, 1963), тантала и ниобия (Гинзбург и др., 1970; Солодов, 1971₂), рубидия и цезия (Солодов, 1971₂; Овчинников, Солодов, 1971).

При этом под парагенезисом понимается устойчивая ассоциация совместно образующихся минералов, закономерно возникающая в сходных геологических условиях рудогенеза. Редкометальная формация обычно объединяет от трех до восьми парагенетических типов месторождений, имеющих одинаковый генезис или связанных парагенетически. Перефразируя применительно к месторождениям образное определение Н. С. Шатского (1960): «Если минералы — это парагенезисы элементов, горные породы — парагенезисы минералов, то геологические формации — парагенезисы горных пород», можно сказать, что парагенетический тип — это парагенезис минералов, а формация — парагенезис месторождений нескольких парагенетических типов. Редкометальные формации в свою очередь объединяются в три генетические группы: магматогенных, метаморфогенных и экзогенных месторождений. В группе магматогенных месторождений выделены две большие подгруппы: в связи с кислыми и с щелочными породами.

В соответствии с принятым принципом систематики в названии парагенетических типов магматогенных месторождений указаны главные породообразующие минералы, содержание которых составляет более 10—15%. В отдельных случаях в название включены и второстепенные минералы, слагающие менее 10% объема руды, если они являются весьма важными типоморфными минералами (например, биотит и рибекит в ниобо-танталоносных щелочных гранитах или различные темноцветные в щелочных образованиях). На последнем месте в названии типа указан наиболее важный породообразующий минерал, определяющий данный парагенетический тип. Этот

минерал не всегда самый распространенный, например, в альбит-лепидолитовых пегматитах лепидолита значительно меньше альбита (всего 10—15%), но именно лепидолит определяет возникновение типа, так как альбит является породообразующим также в других типах: альбит-сподуменовом, сподумен-микроклин-альбитовом, альбитовом. Типоморфные второстепенные минералы, если они включены в название, указаны вначале. Практически интересные редкометальные минералы даны в названии типов с помощью предлога «с»; если же они одновременно и породообразующие (например, сподумен в альбит-сподуменовых пегматитах), то входят непосредственно в название типа.

К сожалению, формационная принадлежность некоторых типов не всегда может быть решена однозначно. И мы сознаем дискуссионность выделения ряда формаций. В целях сокращения числа формаций (особенно в экзогенной части) некоторые из них, сходные по условиям образования или типам минерального сырья, объединены (например, россыпи или минерализованные воды).

Классификация охватывает в основном промышленные типы месторождений, т. е. она основана на систематике месторождений, разрабатывавшихся, разрабатывающихся в настоящее время или представляющих несомненный практический интерес в недалеком будущем. Однако для успешного использования классификации при перспективной оценке рудопроявлений на стадии поисков и предварительной разведки в формации с промышленными типами включены и непромышленные типы месторождений. Например, для правильной оценки лепидолитсодержащих пегматитов, наряду с промышленным сподумен-микроклин-альбитовым типом, содержащим лепидолит, выделен и тип собственно альбит-лепидолитовых пегматитов, не имеющих практического значения. В противном случае любой пегматит с лепидолитом будет отнесен к сподумен-микроклин-альбитовому типу, что не всегда правильно, так как в некоторых случаях, это могут быть и альбит-лепидолитовые пегматиты. Если же все типы той или иной формации не имеют промышленного значения, то они в классификацию не включены, например пегматиты нефелиновых сиенитов, основных пород и щелочных гранитов.

Выделенные парагенетические типы месторождений и их краткая характеристика приведены в табл. 1. Более подробное описание этих типов и другие сведения даны в литературе (Альбитизированные и грейзенизированные граниты, 1962; Солодов, 1962, 1971; Геохимия, минералогия..., 1966; Генетические типы..., 1975; Кузьменко, Еськова, 1968; Капустин, 1971, 1975; Фролов, 1975; Минеев, 1974) и в данной работе не приводятся.

КОЛИЧЕСТВО ТИПОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЗНЫХ МЕТАЛЛОВ

Все разнообразие месторождений литофильных редких металлов может быть сведено к 104 парагенетическим типам, которые группируются в 25 редкометалльных формаций (табл. 2). Из них 68 типов 16 формаций являются магматогенными, шесть типов двух формаций — метаморфогенными, 30 типов семи формаций экзогенными. Среди магматогенных месторождений 38 типов девяти формаций находятся в генетической связи с кислыми породами, 30 типов семи формаций — с щелочными породами. Промышленных месторождений литофильных редких металлов в генетической связи с собственно ультрабазиитами или базитами не выявлено (если не считать ультраосновных-щелочных комплексов); в связи с эффузивами встречены лишь месторождения цезия и рубидия (кислые вулканические стекла).

Количество типов месторождений разных редких металлов неодинаково и колеблется от 13—14 у иттриевых земель, гафния и стронция до 32—35 у бериллия, тантала и ниобия.

Хотя количество типов месторождений разных редких металлов в какой-то мере зависит от таких экономических факторов, как уровень потребления, наличие уникальных по масштабам или рентабельности объектов, тем не менее оно определяется геохимическими свойствами самих элементов, которые обеспечивают их участие в процессах рудогенеза. Это отчетливо видно при анализе распределения количества типов по главным генетическим группам месторождений.

Количество типов магматогенных месторождений различных редких металлов колеблется от 5 у стронция до 30 у бериллия. Оно не обнаруживает зависимости от их кларков, но отчетливо коррелируется с такими геохимическими свойствами элементов, как их валентность и потенциал ионизации (см. табл. 2).

Наименьшее количество типов магматогенных месторождений (5—11 типов) наблюдается у лития, рубидия, цезия, стронция, т. е. элементов, обладающих низкими энергетическими показателями, в частности потенциалами ионизации, а наибольшее (11—30 типов) — у элементов с высокими энергетическими показателями: бериллия, редких земель, циркония, ниобия, тантала. Как известно, редкие металлы с высокими энергетическими показателями обладают повышенной способностью образования собственных минералов (Солодов, 1971), что при прочих равных условиях, видимо, обуславливает возникновение большего числа типов их месторождений.

Число типов месторождений в связи с кислыми породами варьирует от одного у циркония и гафния до 25 у бериллия, а количество типов месторождений, связанных с щелочными породами, изменяется от одного у рубидия и цезия до 18 у

Парагенетические типы месторождений литофильных редких металлов

Редкометалльные формации, парагенетические типы месторождений и главные редкометалльные минералы	Геотектоническая позиция редкометалльных поясов и полей	Структурно-геологические условия локализации месторождений	Возраст месторождений	Форма и размеры рудных тел	Обычные содержания и запасы редких металлов (по данным мировой практики)			Поведение редкометалльного оруденения с глубиной	Практическое значение месторождений
					компоненты	содержание, %	запасы, тыс. т		
Магматогенные месторождения в связи с кислыми породами									
Кислые танталоносные граниты Лепидолит-микроклин-альбитовые с танталит-колумбитом и касситеритом	Геосинклинальные области фанерозоя	Гипабиссальные интрузии автономатоматически измененных гранитов в интрузивных и осадочно-метаморфических породах	Мезозой	Дайки длиной сотни метров и мощностью 50 м или апикальные части гранитных массивов изометричной (в плане) формы небольшой площади	Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅ Li ₂ O Rb ₂ O Cs ₂ O	0,007—0,012 0,01—0,015 0,2—0,4 Около 0,1 Около 0,01	п п До 200 10 п п	Быстро понижается	Небольшие разрабатываемые месторождения касситерита и танталита с возможным сопутным получением тантала из оловянных кеков и редких щелочных металлов из лепидолита
Криофиллит-амазонит-альбитовые с микролитом и танталит-колумбитом	Докембрийские срединные массивы и древние платформы	Гипабиссальные интрузии автономатоматически измененных гранитов в пластичных осадочно-метаморфических породах	То же	Апикальные части гранитных куполов, в плане изометричной формы площадью до 0,5 км ²	Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅ Li ₂ O Rb ₂ O Cs ₂ O	0,013—0,018 0,01—0,015 0,1—0,3 Около 0,1 Около 0,01	5—10 5—10 До 100 До 25 До 2	Быстро понижается, на глубине 100—200 м становится не промышленным	Среднего масштаба месторождения тантала с возможным сопутным извлечением редких щелочных металлов из криофиллита
Мусковит-микроклин-альбитовые с танталитом и касситеритом	Древние платформы	То же	То же (?)	То же	Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅	0,020—0,025 0,010—0,015	5—10 п	То же	Богатые месторождения тантала среднего масштаба
Мусковит-топаз-альбитовые со стронверитом и танталит-колумбитом	Геосинклинальные области фанерозоя	Гипабиссальные интрузии измененных гранитов в карбонатных породах	Палеозой	Апикальные части гранитных массивов неправильной формы небольшой площади	Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅	0,01—0,015 0,01—0,02	До 4 До 5	Понижается	Мелкие убогие месторождения тантала с неясными перспективами
Мусковит-альбитовые с бериллом и вольфрамитом	Докембрийские срединные массивы	Гипабиссальные интрузии автономатоматически измененных гранитов в пластичных осадочно-метаморфических породах	Мезозой	Апикальные части гранитных куполов в плане изометричной формы площадью 0,5 км ²	BeO Ta ₂ O ₅	До 0,03 0,00 п	п 0,0 п	То же	Мелкие бедные месторождения вольфрама и бериллия с возможным сопутным извлечением тантала из шлаков переработки вольфрамитов
Гранитные пегматиты Олигоклаз-микроклиновые с редкоземельными минералами	Древние платформы	Скопления умеренно и крутопадающих тел в разнообразных породах	Архей — протерозой	Небольшие линзы и линзообразные тела длиной до 200—300 м	TR ₂ O ₃	0,0 п	0,00 п	Не изучено	В прошлом небольшие источники добычи редких земель иттриевой подгруппы
Микроклиновые с бериллом и колумбитом	Геосинклинальные области фанерозоя и древние платформы	Серия умеренно и крутопадающих тел в разнообразных породах	Архей — мезозой	То же	BeO Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅	0,005—0,01 0,003—0,007 0,007—0,01	0,0 п 0,00 п 0,00 п	Быстро понижается, на глубине первых десятков метров становится непромышленным	Мелкие объекты старательской и кустарной добычи крупнокристаллического рудоразборного берилла, иногда колумбита
Амазонит-альбит-микроклиновые с бериллом и гадолинином	Древние платформы	То же	Протерозой	То же	BeO	0,1—0,4	0, п	Медленно понижается	Мелкие месторождения бериллия

Редкометалльные формации, парагенетические типы месторождений и главные редкометалльные минералы	Геотектоническая позиция редкометалльных поясов и полей	Структурно-геологические условия локализации месторождений	Возраст месторождений	Форма и размеры рудных тел	Обычные содержания и запасы редких металлов (по данным мировой практики)			Поведение редкометалльного оруденения с глубиной	Практическое значение месторождений
					компоненты	содержание, %	запасы, тыс. т		
Микроклин-альбитовые и бериллом	Геосинклинальные области фанерозоя и древние платформы	Полого и крутопадающие одиночные жилы или серия секущих тел в разнообразных породах	Протерозой — мезозой	Жило- и линзообразные тела длиной до 0,7 км, мощностью до 20 м	Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅ BeO	0,013—0,025 0,010—0,015 0,04—0,05	0, n—n 0, n—n 0, n	Медленно понижается или остается без изменений	Мелкие и средние месторождения тантала, а иногда и рудоразборного берилла
Сподумен-микроклин-альбитовые с лепидолитом, петалитом, поллучитом, танталатами, бериллом	Горсты и грабены в эпиплатформенных орогенных поясах, грабен-синклинальные структуры на платформах	Одиночные пологопадающие секущие тела (редко серии тел) в разнообразных породах, наиболее крупные и богатые в пара- и ортоамфиболитах	Архей — палеозой	Линзообразные тела средних и крупных размеров длиной до 1—1,5 км, мощностью до 50—150 м	Li ₂ O Rb ₂ O Cs ₂ O Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅ BeO	0,5—0,9 0,2—0,5 0,1—0,6 0,015—0,03 0,007—0,015 0,04—0,06	n—200 0, n— 10 n 10 n n n 0, n—n	Содержание лития и ниобия возрастает, рубидия, цезия и тантала падает, бериллия закономерно	Важный источник добычи лития и тантала, основной источник добычи цезия и рубидия с попутным таллием (из лепидолита) и бериллием
Микроклин-петалитовые	Геосинклинальные области фанерозоя	Одиночные крутопадающие тела	Палеозой	Мелкие тела линзообразной формы	Li ₂ O	Около 1,0	0,0 n	Выдержанное	Практического значения не имеют из-за мелких размеров
Альбитовые с танталитом, бериллом, касситеритом и сподуменом (или без него)	Геосинклинальные области фанерозоя и грабен-синклинальные структуры на древних платформах	Полого и умеренно падающие серии секущих тел, чаще в амфиболсодержащих породах	Протерозой — мезозой	Типичные жилы, часто ветвящиеся, небольших размеров длиной до нескольких сотен метров, мощностью 3—10 м	Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅ BeO Li ₂ O	0,015—0,025 0,010—0,015 0,08—0,25 До 0,3—1,0	0, n 0, n—n 0,0 n—n n—20	Содержание лития иногда возрастает, остальных металлов понижается	Мелкие разрабатываемые месторождения тантала и бериллия, редко сподумена

2478

Альбит-сподуменные с бериллом, колумбитом, иногда фергусонитом и касситеритом	Горсты и грабены в эпиплатформенных орогенных областях, грабен-синклинальные структуры на древних платформах; докембрийские срединные массивы; геосинклинальные области фанерозоя	Крутопадающие серии секущих тел в амфиболитах, известняках, реже метаморфических сланцах	Архей — мезозой	Крупные пластинчатые тела длиной до 1—3 км, мощностью до 40 м	Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅ BeO	0,004—0,012 0,006—0,012 1,1—1,5 0,03—0,05	n n 100 n 2—20	Выдержанное до многих сотен метров	Основной источник добычи лития с попутным танталом и бериллием
Альбит-лепидолитовые	Геосинклинальные области фанерозоя	Круто и умеренно падающие жилы в различных породах	Палеозой — мезозой	Небольшие тела типичной жильной формы мощностью до 2—3 м	Li ₂ O Rb ₂ O Cs ₂ O Ta ₂ O ₅	0,6—1,0 0,1—0,3 0,1—0,3 0,01—0,02	0,0 n 0,00 n 0,00 n 0,00 n	Медленно уменьшается	Практического значения не имеют из-за мелких размеров
Околопегматитовые метасоматиты Голмквистита, цезийбиотитовые	Древние платформы; докембрийские срединные массивы; геосинклинальные области фанерозоя	Зоны замещения амфиболовых пород в экзоконтакте или вблизи сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов, реже других типов	Протерозой (фанерозой)	Протяженные метасоматические залежи мощностью до 5—10 м	Cs ₂ O Rb ₂ O Li ₂ O	0,1—0,5 0,1—0,2 0, n	До 100 10—50 10 n	Выдержанное	Возможный крупный источник добычи цезия, рубидия и отчасти лития
Редкометалльные скарны Флюорит-шпинель-цинк-альбитовые с гафнетом, хризобериллом и сячуалитом	Геосинклинальные области фанерозоя	Метасоматические залежи в доломитах	Палеозой — протерозой	Линзы и линзообразные тела длиной сотни метров, мощностью до 10 м	BeO	До 0,3	n	Не изучено	Месторождения бериллия с неясными перспективами

Редкометалльные формации, парагенетические типы месторождений и главные редкометалльные минералы	Геотектоническая позиция редкометалльных поясов и полей	Структурно-геологические условия локализации месторождений	Возраст месторождений	Форма и размеры рудных тел	Обычные содержания и запасы редких металлов (по данным мировой практики)			Поведение редкометалльного оруденения с глубиной	Практическое значение месторождений
					компоненты	содержание, %	запасы, тыс. т		
Магнетит-флюоритовые с гелинином	Геосинклинальные области фанерозоя	Метасоматические залежи в сланцево-карбонатных толщах вблизи гранитов	Палеозой—протерозой	Гнезда, линзы, штокерки небольших размеров	BeO	0, п	п	Не изучено	Месторождения бериллия с неясными перспективами
Слюдисто-магнетит-флюоритовые с хризобериллом	То же	Скаринды во флюидной толще вблизи малых интрузий микроклинитовых гранитов	То же	Неправильные линзообразные залежи длиной десятки и первые сотни метров, мощностью до 20—30 м	BeO	Около 0,1	п	Выдержанное	Убогие месторождения бериллия с нетехнологичными рудами
Редкометалльные грейзены Циннвальдитовые	Геосинклинальные области фанерозоя	Полого и крутопадающие жилы в гранитах и вмещающих их осадочно-метаморфических породах	Палеозой	Жильные тела мощностью до нескольких метров и протяженностью сотни метров	Li ₂ O Rb ₂ O Cs ₂ O	0,4—0,8 0,3—0,4 0,03—0,05	10 п 10 п п	Уменьшается	Небольшие месторождения лития, рубидия и цезия
Олигоклаз-флогопитовые с бериллом и изумрудом	То же	Жильные зоны в ультраосновных породах вблизи гранитных массивов	То же	Сложно построенные зоны длиной до 1 км и мощностью до нескольких десятков метров	BeO Li ₂ O Rb ₂ O Cs ₂ O	0,1—0,15 0,3—0,5 0,2—0,3 0,03—0,05	п—20 10 п 10 п п	Выдержанное	Разрабатываемые месторождения изумрудов и бериллия с возможным попутным извлечением из флогопита цезия, рубидия и лития

Мусковит-биотит-флюоритовые с бериллом	»	Штокерковые образования в гранитах	»	Массивы гранитов или их участки	BeO	До 0,1	п	Уменьшается	Убогие месторождения бериллия
Кварцево-берилловые жилы и штокерки	»	Породы кровли и апикальные части интрузии аляскитовых гранитов	»	Серия жил длиной до 500 м при мощности до 1 м и штокерковые зоны длиной сотни метров и мощностью до 100 м	BeO	0,2—0,4	п	Возрастает	Мелкие и средние месторождения бериллия
Кварц-молибденит-вольфрамитовые с бериллом	Геосинклинальные области фанерозоя	Породы кровли и апикальные части интрузии аляскитовых гранитов	Палеозой—мезозой	Серия жил длиной до 500 м при мощности до 1 м и штокерковые зоны длиной сотни метров и мощностью до 100 м	BeO	0,15—0,3	п	Возрастает	Промышленные месторождения вольфрама, молибдена, висуита с попутным касситеритом и бериллом
Редкоземельные метасоматиты. Измененные микроклинитовые гранофиды с иттрионитом, цирконитом, монацитом и ксенотимом	То же	Небольшие интрузии гранофидов и штокерки кварц-полевошпатовых прожилков в орговикованных сланцах	Палеозой	Штоки и штокерки размером до 100—200 м в поперечнике	TR ₂ O ₃ ZrO ₂ HfO ₂	0,3—0,5 До 0,3 До 0,01	10 п 10 п 0, п	Медленно уменьшается	Бедные месторождения редких земель иттриевой подгруппы с попутным цирконием и гафнием
Бериллиеносные метасоматиты. Кварц-топаз-мусковит-сульфидно-касситеритовые с бериллом	Грабены на древних платформах	Скаринированные и грейзенизированные древние осадочно-метаморфические отложения в крыльях куполовидных поднятий гнейсо-гранитов	Протерозой	Линзообразные и неправильные тела длиной сотни метров, мощностью до нескольких метров	BeO	0,1—0,4	п	То же	Комплексные месторождения бериллия, олова, меди и цинка с неясными перспективами

Редкометалльные формации, парагенетические типы месторождений и главные редкометалльные минералы	Геотектоническая позиция редкометалльных поясов и полей	Структурно-геологические условия локализации месторождений	Возраст месторождений	Форма и размеры рудных тел	Обычные содержания и запасы редких металлов (по данным мировой практики)			Поведение редкометалльного оруденения с глубиной	Практическое значение месторождений
					компоненты	содержание, %	запасы, тыс. т		
Кальцит-флюорит-мусковитовые с бериллом	Эвгеосинклинальные области фанерозоя	Метасоматические тела в моноклинальных известково-сланцевых отложениях	Палеозой	Пластообразные и линзовидные тела длиной сотни метров, мощностью до нескольких десятков метров	BeO	0,1—0,15	До 30	Выдержанное	Бедные месторождения бериллия
Кварц-флюоритовые с бериллом и фенакитом	Эпиплатформенные орогенные пояса	Замещенные зоны дробления в гранодиоритах и других породах	Протерозой	Неправильные и линзовидные тела длиной свыше 150—200 м, мощностью десятки метров	BeO	До 1,0		Не изучено	Мелкие и средние богатые месторождения бериллия
Кварц-мусковитовые с берtrandитом и эквклазом (бериллом и бромелитом)	Древние платформы	Крутопадающие жилы в трещинах, опирающихся крупные сбросы, в экзок- и эндоконтактах лейкократовых гранитов	То же	Протяженные сложные зоны жильнообразных тел длиной до 900 м	BeO	Около 1,0	До 50	Слабо изучено	Крупные богатые месторождения бериллия
Мусковит-турмалин-флюоритовые метасоматиты с хризобериллом	Геосинклинальные области фанерозоя	Метасоматические залежи в карбонатных породах кровли гранитных массивов	Палеозой	Неправильные тела грубо изометричной формы средних размеров	BeO	0,1—0,2	n	Незакономерное	Небольшие бедные месторождения бериллия с неясными перспективами
Мусковит-литийно-флюоритовые с фенакитом и эфеситом	То же	То же	То же	То же	BeO Li ₂ O Rb ₂ O Cs ₂ O	0,1—0,2 0,3—0,4 0,2—0,3 0,015—0,02	До 100 n n	То же	Разрабатываемые месторождения флюорита с возможным получением лития и рубидия из слюдяных хвостов, а также бериллия
Кварц-альбит-флюоритовые с фенакитом	Грабены на древних платформах	Тела замещения эндоконтактов гнейсо-гранитовых куполов	Протерозой	Линзовидные тела длиной сотни метров, мощностью до 10 м	BeO	0,3—0,5	До 15	Не изучено	Месторождения бериллия слабо изученные
Альбит-микроклин-флюоритовые с берtrandитом и с фенакитом	Горсты и грабены в краевых частях докембрийских срединных массивов	Метасоматические тела в карбонатных породах в надintrузивных частях аляскитовых гранитов, внедренных в борта грабенов и горстов	Мезозой	Неправильные штоки и линзы размером десятки—первые сотни метров	BeO	0,15—0,25	До 25	То же	Убогие слабоизученные месторождения бериллия
Флюоритовые с фенакитом и берtrandитом в известняках	Горсты и грабены в краевых частях докембрийских срединных массивов и складчатые обрамления древних платформ	Метасоматические тела в карбонатных породах в надintrузивных частях аляскитовых гранитов, внедренных в борта грабенов и горстов	Мезозой	Неправильные штоки и линзы размером десятки—первые сотни метров	BeO	0,5—1,5	До 20	Незакономерное	Богатые месторождения бериллия среднего масштаба
Кальцит-флюоритовые с берtrandитом в известняках	Складчатые обрамления древних платформ	Тела замещения в антиклинальных структурах, образованных известняками и осложненных кольцевыми сбросами	Неоген	Жилы зоны длиной до 700 м, мощностью до 60 м	BeO	Около 0,3	До 2	Нет сведений	Небольшие месторождения бериллия

Редкометалльные формации, парагенетические типы месторождений и главные редкометалльные минералы	Геотектоническая позиция редкометалльных поясов и полей	Структурно-геологические условия локализации месторождений	Возраст месторождений	Форма и размеры рудных тел	Обычные содержания и запасы редких металлов (по данным мировой практики)			Поведение редкометалльного оруденения с глубиной	Практическое значение месторождений
					компоненты	содержание, %	запасы, тыс. т		
Монтмориллонит-халцедон-флюоритовые с бехонитом и гельбертрандитом в туфах риолитовых порфиров	Зоны активизации в обрамлении древних платформ	Прослои рудоносных пористых стекловатых туфов в туфогенной толще, залегающей на доломитах	Палеоген	Пластовые тела длиной 50—270 м, шириной до 120 м, мощностью 0,5—6,0 м	BeO	0,1—0,55	До 150	Выдержанное	Крупные богатые разрабатываемые месторождения бериллия
Стронциеносные метасоматиты Флюорит-гематит-карбонатные жилы со стронцианитом и целестином	Геосинклинальные области фанерозоя	Жильные поля в субвулканических структурах в связи с граносиенитами	Палеозой	Линейные жилы и пластообразные залежи протяженностью до 1,5 км, мощностью десятки метров	SrO	1—3	До 300	Не изучено	Мелкие месторождения стронция
Редкоземельно-ураноносные зоны с целестином в порфировых туфах	Геосинклинальные области фанерозоя	?	Палеозой	Линейные жилы и пластообразные залежи протяженностью до 1,5 км, мощностью десятки метров	SrO TR ₂ O ₃	До 10 0, п	10 п п	Не изучено	Мелкие месторождения стронция и редких земель цериевой подгруппы
Кислые эффузивы Цезиеносные вулканические стекла	То же	Круто и пологоспадающие зоны в вулканических породах кальдер, реже небольшие покровы вулканических стекол	Мезозой — кайнозой	Тела жилы- и пластообразной формы длиной первые сотни метров, мощностью 10 и более метров	Cs ₂ O Rb ₂ O	До 0,3 До 0,1	п До 3	Незакономерное	Месторождения цезия и рубидия с неясными перспективами

Магматогенные месторождения в связи с щелочными породами

Щелочные ниоботанталосносные граниты Биотит-микроклин-альбитовые граниты с колумбитом	Участки активизации древних платформ и докембрийских срединных массивов	Верхние части щелочных гранитных массивов в осадочно-метаморфических породах	Палеозой — мезозой	Интрузивные тела в плане неправильной формы небольших и средних размеров	Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅	0,005—0,01 0,1—0,2	п 10 п	Медленно понижается	Участки, покрытые корой выветривания, служат источником добычи колумбита
Рибекит-протолитицит-микроклин-альбитовые граниты с колумбитом, тантал-пироксеном, цирконом	Участки активизации докембрийских срединных массивов	Верхние части гранитных массивов и куполов в осадочно-метаморфических породах	Палеозой	Массивы в плане изометричной формы площадью до 2—3 км ²	Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅ ZrO ₂ HfO ₂	0,02—0,03 0,15—0,3 0,3—0,4 0,01—0,02	До 100 100 п 100 п 10 п	Выдерживается на большую глубину с небольшим понижением содержания металлов	Крупные месторождения тантала и ниобия с сопутным цирконом и гафнием
Рибекит-микроклин-альбитовые граниты с тантал-пироксеном, цирконом, гагаринитом	Участки активизации древних платформ	Верхние части гранитных массивов в экзоконтакте с зонами щелочного метасоматоза по гнейсам	Протерозой	Массивы неправильной формы площадью до 2—3 км ²	Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅ TR ₂ O ₃ ZrO ₂ HfO ₂	0,02—0,05 0,3—0,5 0,3—0,5 0,3—0,4 0,01—0,02	До 100 100 п 100 п 100 п 10 п	Выдерживается на большую глубину с небольшим понижением содержания металлов	Крупные месторождения тантала, ниобия, интрузивных земель с сопутным цирконом и гафнием
Метасоматиты в связи с щелочными гранитами Рибекит-альбитовые с поликразом и цирколитом	Геосинклинальные области фанерозоя	Зоны метасоматоза и собирательной перекристаллизации в щелочных гранитах	Палеозой	Неправильные тела линзовидной формы	Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅ TR ₂ O ₃ ZrO ₂ HfO ₂	До 0,02 0,3—0,5 0, п п 0,0 п	0, п п п п 0,0 п	Незакономерное	Мелкие рудопроизведения тантала, ниобия, редких земель и других редких металлов
Эгирин-фенгитовые, микроклин-альбитовые и альбитовые метасоматиты с плевомпироксеном, ферусонитом и цирконом, эксенитом и колумбитом	Антиклинорные структуры эвгеосинклинальных областей фанерозоя	Метасоматические зоны по системе перемежающихся трещин в гнейсах	То же	Метасоматические залежи линзовидной и неправильной формы длиной сотни метров, мощностью более 10 м	Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅ TR ₂ O ₃ ZrO ₂ HfO ₂	0,01—0,02 0,1—0,2 0,3—0,5 0,4—0,6 0,00 п	п 10 п До 200 До 200 п	То же	Убогие месторождения тантала, ниобия, редких земель, циркония с неясными перспективами

Редкометалльные формации, парагенетические типы месторождений и главные редкометалльные минералы	Геотектоническая позиция редкометалльных поясов и полей	Структурно-геологические условия локализации месторождений	Возраст месторождений	Форма и размеры рудных тел	Обычные содержания и запасы редких металлов (по данным мировой практики)			Поведение редкометалльного оруденения с глубиной	Практическое значение месторождений
					компоненты	содержание, %	запасы, тыс. т		
Альбититы с иттриалитом, цирконом, фергусонитом и эвксенитом	Геосинклинальные области фанерозоя	Жильные поля в приконтактной зоне интрузий	Мезозой	Линейные жилы и метасоматические тела длиной до 100 м, мощностью до 10 м	TR ₂ O ₃ ZrO ₂ HfO ₂ Nb ₂ O ₅ Ta ₂ O ₅	0, п 0, п 0, 0п ~0,5 ~0,015	п п 0, п п 0, п	Не изучено	Мелкие рудопро- явления иттриевых земель и других редких металлов
Биотит-полево-шпат-кварцевые метасоматиты с бритолином, абукумалитом	Древние щиты	То же	Протерозой	То же, длиной до сотен метров, мощностью до нескольких метров	TR ₂ O ₃	До 1—2	п	То же	Мелкие месторож- дения иттриевых земель с неясными перспективами
Гематит-полево-шпат-флюоритовые жилы и метасоматиты с лейкофаном, бертрандитом, эвклазом	Докембрийские срединные массивы	Жильные поля в приконтактной зоне интрузий	Протерозой	Мелкие метасоматические тела	BeO	0, п	п	Не изучено	Мелкие месторож- дения бериллия с неясными пер- спективами
Щелочные метасоматиты вне види- мой связи с интрузиями Существенно микро- клиновые с гентгельвином	Зоны активизации краевых частей древних щитов	Зоны замещения анатектических существенно микроклиновых гранитов	То же	Неправильные линзовидные тела длиной сотни метров, мощностью до 20 м	BeO	0, п	п	Существенно не меняется	Богатые месторож- дения бериллия среднего масштаба
Рибекит-эгири-альбитовые с лейкофаном, фенакитом, даналитом, бастнезитом, цирконом	Зоны активизации на древних платформах	Пологопадающие тела замещения в дайках габбро-диабазов	Проте-розой	Пластообразные тела длиной сотни метров при мощ- ности до 10 м	BeO TR ₂ O ₃ ZrO ₂	0,3—0,6 1—3 До 0,5	п 10п п	Выдержанное	Богатые месторож- дения бериллия и цериевых земель с попутным цирко- ном
Щелочные мета- соматиты в связи с микситами Альбититы с пиро- хлором и цирконом	Эвгеосинкли- нальные обла- сти фанерозоя; участки активизации древних щитов	Трещинные тела в эндоконтакте микситовых массивов, в фени- тах и биотито- вых гнейсах	Палеозой	Жилообразные тела длиной до сотен метров, мощностью до 20—30 м	Nb ₂ O ₅ ZrO ₂	0,15—0,6 0,1—0,4	10 п До 100	Выдержанное	Разрабатываемые месторождения ниобия и циркония
Биотит-карбонат- ные жилы с пирохлором	Эвгеосинкли- нальные обла- сти фанерозоя; участки активизации древних щитов	Тела замещения в зонах контакта микситовых мас- сивов и фенитов, а также в их экзо-и эндокон- тактах	Палеозой	Жилообразные тела протяжен- ностью сотни метров, мощностью десятки метров	Nb ₂ O ₅	0,2—0,5	100 п	Выдержанное	Разрабатываемые месторождения ниобия
Эгири-альбитовые с уран-пирохлором и цирконом	Эвгеосинкли- нальные области фане- розоя	Зоны глубокой метасоматической проработки вне видимой связи с интрузиями	То же	Метасоматические тела длиной до 1 км, мощностью до десятков метров	Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅ ZrO ₂ HfO ₂ TR ₂ O ₃	0,01—0,02 0,15—0,3 До 0,3 До 0,005 До 0,2	п 10 п До 100 До 5 10 п	Незакономер- ное	Комплексные редкометалльные месторождения с труднообогати- мыми очень тонко- зернистыми рудами
Гематит-альбит-микроклиновые с ниобезинитом колумбитом и ильменорутилом	То же	То же	»	То же	Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅ ZrO ₂ HfO ₂ TR ₂ O ₃	0,02—0,04 0,2—0,4 До 0,3 0,005 До 0,2	До 15 До 200 До 200 п До 100	То же	То же
Флюоритовые жи- лы с аминовитом и лейкофаном	Геосинклиналь- ные области фанерозоя	Рудные тела в карбонатных породах	»	Тела жильной фор- мы длиной десятки метров, мощно- стью до 5 м	BeO	0,2—0,4	0, п	Не изучено	Слабо изученные месторождения бериллия
Ультраосновные- щелочные породы, карбонаты и связанные с ними метасоматиты Ультрабазиты с перовскитом	Участки активизации древних щитов	Массивы ультра- базитов	Палеозой	Массивы площадью до нескольких квадратных кило- метров	TR ₂ O ₃ Nb ₂ O ₅	0,3—0,5 0,0 п	100 п 10 п	Выдержанное	Убогие месторож- дения титана, це- риевых земель и ниобия с неясными перспективами

Редкометалльные формации, парагенетические типы месторождений и главные редкометалльные минералы	Геотектоническая позиция редкометалльных поясов и полей	Структурно-геологические условия локализации месторождений	Возраст месторождений	Форма и размеры рудных тел	Обычные содержания и запасы редких металлов (по данным мировой практики)			Поведение редкометалльного оруденения с глубиной	Практическое значение месторождений
					компоненты	содержание, %	запасы, тыс. т		
Бадделитовые жилы в нефелиновых сиенитах	Участки активизации древних щитов	Жилы выполнения в массивах нефелиновых сиенитов	Мезозой	Небольшие мономинеральные жилы длиной десятки метров, мощностью до 1 м	ZrO ₂ HfO ₂	10—30 0, п	100 п	Выдержанное	Крупнейшие богатые месторождения циркония и гафния
Альбититы с гатчеттолитом	Глубинные разломы в эпиплатформенных орогенных поясах	Крутопадающие тела замещения нефелиновых сиенитов или фенитов в экзоконтакте карбонатитов	Протерозой	Линзообразные тела длиной до сотен метров, мощностью до 20—30 м	Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅ TR ₂ O ₃	0,02—0,03 0,1—0,25 0,1—0,5	п 10 п 10 п	Содержание тантала уменьшается, ниобия и редких земель — не закономерное	Богатые небольшие месторождения тантала с попутными ниобием и редкими землями, руды труднообогатимы
Кальцит-апатит-магнетит-форстеритовые залежи с гатчеттолитом и бадделитом	Глубинные разломы и участки активизации древних щитов	Метасоматические тела в ультраосновных щелочных породах	Палеозой — мезозой	Неправильные и линзообразные тела средних и крупных размеров	Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅ ZrO ₂ TR ₂ O ₃	0,01—0,015 0,1—0,3 0,1—0,5 0,3—0,5	До 15 До 100 100 п 100 п	То же	Разрабатываемые месторождения железа с возможным попутным получением гатчеттолитовых концентратов и бадделита
Апатит-кальцитовые карбонатиты с пироксеном, местами с гатчеттолитом	Глубинные разломы в эпиплатформенных орогенных поясах; участки активизации древних щитов	Обычно крутопадающие тела карбонатитов в массивах ультраосновных щелочных пород	Протерозой — мезозой	Неправильные серповидные и линзообразные тела длиной до нескольких километров, мощностью 100 и более метров	Nb ₂ O ₅ Ta ₂ O ₅ SrO	0,2—0,8 0,015—0,025 0,5—1	1000 п п 1000 п	Незакономерное	Крупные месторождения ниобия и фосфора, на отдельных участках руды обогащены танталом, возможно извлечение редких земель и стронция из апатита и карбоната
Апатит-кальцит-доломитовые с пероферусонитом и местами с гатчеттолитом	Зоны активизации древних щитов	Крутопадающие линейные тела вне видимой связи с интрузиями	Протерозой	Линейные тела длиной до нескольких километров, мощностью до 100 м	Nb ₂ O ₅ Ta ₂ O ₅ TR ₂ O ₃ SrO	0,2—0,3 0,01—0,015 0,5—1 0,5—1	100 п До 25 До 2000 До 2000	Незакономерное	Крупные месторождения ниобия, тантала и редких земель. Возможно извлечение стронция из апатита и карбонатов
Анкеритовые карбонатиты с бастнезитом и паризитом	Складчатое обрамление или зоны активизации древних платформ	Метасоматические зоны в поздних карбонатитах и жилы выполнения в породах разнородного состава в связи с щелочными габброидами и нефелиновыми сиенитами, реже без видимой связи с ними	Протерозой — палеозой	Мощные жильные и штокерковые зоны	TR ₂ O ₃ SrO	1—5 0,5—2	1000 п 1000 п	То же	Крупные богатые месторождения редких земель цериевой группы (основной источник редких земель); извлечение стронция технологически трудно, но возможно из карбоната
Карбонатно-флюорит-гематитовые метасоматиты с бастнезитом и паризитом	Геосинклинальные области фанерозоя	Жильные поля в метаморфических породах	Палеозой	Линейные жилы длиной до 1 км, мощностью многие десятки метров	TR ₂ O ₃	1—1,5	До 500	Не изучено	Перспективные месторождения цериевых земель
Кварц-апатит-монацитовые жилы	Глубинные разломы древних платформ	Жилы выполнения в карбонатитах и связанных с ними метасоматитах	То же	Маломощные жилы небольших размеров	TR ₂ O ₃	10 и более	10 п	Незакономерное	Мелкие, но богатые месторождения редких земель цериевой группы
Апатитовые нефелиновые сиениты Апатит-нефелиновые породы	Участки активизации древних щитов	Массивы нефелиновых сиенитов	Палеозой	Крупные залежи	TR ₂ O ₃ SrO Pb ₂ O	0, п До 1,0 0,00 п	? ? ?	Незакономерное	Разрабатываемые крупные месторождения апатита при переработке которого возможно попутное извлечение редких земель (до 3—4% TR ₂ O ₃) и стронция (2—5% SrO). При переработке нефелина

Редкометалльные формации, парагенетические типы месторождений и главные редкометалльные минералы	Геотектоническая позиция редкометалльных поясов и полей	Структурно-геологические условия локализации месторождений	Возраст месторождений	Форма и размеры рудных тел	Обычные содержания и запасы редких металлов (по данным мировой практики)			Поведение редкометалльного оруденения с глубиной	Практическое значение месторождений
					компоненты	содержание, %	запасы, тыс. т		
									на алюминий возможно извлечение рубидия
Уртиты и малиниты с лопаритом	Участки активизации древних щитов	Горизонты в стратифицированных массивах нефелиновых сиенитов	Палеозой	Маломощные пластывые тела большой протяженности	Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅ TR ₂ O ₃	До 0,025 До 0,4 До 0,5	? ? ?	Выдержанное	Значительные месторождения тантала, ниобия, редких земель цериевой группы
Эвдиалитовые лувяриты и эвдиалиты	То же	Участки в массивах агапитовых нефелиновых сиенитов	То же	Неправильные штокообразные тела крупных размеров	Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅ TR ₂ O ₃ ZrO ₂ HfO ₂	До 0,015 До 0,08 0, п До 3—5 До 0,1	? ? ? ? ?	Не изучено	Перспективные комплексные месторождения редких элементов; слабо изученные, особенно технологически
Стенструпиновые и ловозеритовые лувяриты	»	То же	»	То же	Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅ TR ₂ O ₃ ZrO ₂ HfO ₂	До 0,25 До 0,3 До 0,7 До 0,5 0,00 п	? ? ? ? ?	То же	То же
Редкометалльные фениты Арфведсонит-альбитовые с астрофиллитом	Участки активизации древних щитов	Зоны замещения вблизи массивов нефелиновых сиенитов	Протерозой	Неправильные метасоматические тела	Cs ₂ O	0,1—0,3	п	Не изучено	Месторождения цезия с неясными перспективами
Арфведсонит-эгирин-альбит-ортоклазовые с барилитом	То же	То же	То же	То же	BeO	0,3—0,5	До 15	То же	Перспективные богатые месторождения бериллия

Метаморфогенные месторождения

Метаморфические Мигматиты с монацитом	Древние платформы	Поля мигматизации в осадочно-метаморфических породах	Протерозой	Жильные тела линзовидной формы	TR ₂ O ₃	Около 0,5	До 1000	Не изучено	Месторождения редких земель цериевой подгруппы с неясными перспективами
Железорудные и флогопитовые скарноиды с редкоземельными сфеном, апатитом и ортитом	Докембрийские платформы	Метасоматические залежи в древних карбонатных толщах	Архей	Протяженные пластывые и линзовидные тела мощностью до 50 м	TR ₂ O ₃	До 1	10 п	То же	Слабоизученные мелкие месторождения редких земель цериевой группы
Метаморфизованные Гравелиты с ильменорутилом и эксенитом	Геосинклинальные области фанерозоя	Базальные гравелиты на древних гранитах	Палеозой	Пластовые тела длиной до нескольких км и мощностью до 3 м	Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅	0,008—0,015 0,1—0,15	п 10 п	Незакономерное	Месторождения тантала и ниобия с неясными перспективами
Ураносные конгломераты с браннеритом, уранинитом, лавидитом, монацитом	Древние платформы	Метаморфизованные отложения конгломератов ближнего сноса	Протерозой	Пластовые тела длиной десятки километров, мощностью до 20 м	TR ₂ O ₃	0,1—0,7	До 1000	Незакономерное	Разрабатываемые месторождения урана с попутным получением редких земель
Россыпи с монацитом	Древние платформы и геосинклинальные области фанерозоя	Метаморфизованные прибрежно-морские россыпи	Верхний протерозой — нижний палеозой	Пластовые тела мощностью до 3 м	TR ₂ O ₃	До 0,4	10 п	То же	Небольшие месторождения редких земель с неясными перспективами
Россыпи и песчанники с цирконом, ильменитом, рутилом	То же	То же	То же	То же	ZrO ₂	До 1,0	100 п	»	Возможна организация попутного получения циркона при добыче магнетита и титановых минералов

Редкометалльные формации, парагенетические типы месторождений и главные редкометалльные минералы	Геотектоническая позиция редкометалльных поясов и полей	Структурно-геологические условия локализации месторождений	Возраст месторождений	Форма и размеры рудных тел	Обычные содержания и запасы редких металлов (по данным мировой практики)			Поведение редкометалльного оруденения с глубиной	Практическое значение месторождений
					компоненты	содержание, %	запасы, тыс. т		
Экзогенные месторождения									
Эпигенетические Месторождения серы с целестином	Предгорные прогибы	Жильные и штокервоковые тела в карбонатных породах	Палеозой — кайнозой	Мощные жильные и штокервоковые тела длиной до 1—2 км	SrO	2—3	100 п	Незакономерное	Разрабатываемые месторождения серы с возможным получением целестина
Жильные выполнения с целестином и стронцианитом	Геосинклинальные области фанерозоя	Жильные тела в карбонатных, реже туфогенных породах	То же	Жилы длиной до 100—200 м, мощностью дециметры (редко до 2,5 м)	SrO	До 30	10 п	То же	Мелкие месторождения стронция
Тела замещения с целестином	Геосинклинальные области фанерозоя	Стратиформные метасоматические тела в сульфатных карбонатных породах	»	Пластообразные тела и линзы длиной до 100—250 м, мощностью до нескольких метров	SrO	До 40	100 п	»	Ведущий источник стронция
Целестиноносные песчаники	Геосинклинальные области фанерозоя	Цементационные образования в терригенных и терригенно-карбонатных породах	Палеозой — кайнозой	Пласты длиной сотни метров и мощностью до 5—8 м	SrO	До 30	До 3000	Незакономерное	Перспективный источник добычи стронция
Вулканогенно-осадочные Кислые вулканы с прослоями углеродисто-карбонатно-глинистых сланцев	То же	Терригенные и терригенно-карбонатные отложения	Мезо-кайнозой	Пласты длиной сотни метров, мощностью до нескольких метров	Li ₂ O Rb ₂ O Cs ₂ O BeO	0,3—0,5 0,0 п 0,00 п 0,0 п	10 п—100 п п 0, п п	Выдержанное	Слабо изученные комплексные месторождения редких, малых и радиоактивных элементов
Вулканогенно-осадочные отложения с целестином, реже со стронцианитом	»	Озерные и наземные отложения с лавами и туфами	Кайнозой	Пластовые залежи до 2,5 км длиной и мощностью 6—9 м	SrO	15—30	100—1500	Нет сведений	Крупные, но небогатые месторождения стронция
Монтмориллонитовые глины с бехолитом, геллеритом и сферобертрандитом	Зоны сопряжения мезо-кайнозойских складчатых областей с древними платформами	Коры выветривания, развивающиеся по гидротермально измененным вулканитам	То же	Пластовые тела и линзы значительных размеров	BeO	0,3—0,6	10 п	То же	Крупные богатые месторождения бериллия
Органогенно-осадочные Отложения апатитизированного костного детрита	Осадочный чехол древних платформ, геосинклинальные области фанерозоя	Захоронения рыбных скелетов среди морских осадков	»	Пласты длиной сотни метров, мощностью первые метры	TR ₂ O ₃ SrO	До 0,2 0,1—0,5	До 300 100 п	»	Разрабатываемые месторождения с возможным попутным получением иттриевых земель и стронция
Бурый уголь (с рубидием, цезием, бериллием)	Осадочный чехол древних платформ, геосинклинальные области фанерозоя	Месторождения бурого угля	Мезозой	Пласты длиной километры и мощностью многие метры	Rb ₂ O Cs ₂ O BeO	0,0 п 0,00 п 0,0 п—0, п	п 0, п п	Не изучено	Разрабатываемые месторождения с возможным попутным получением редких элементов
Хемогенно-осадочные Карналлиты	То же	Соленосные толщи	Палеозой	То же	Rb ₂ O	0,006—0,012	1000 п	Возрастает к подошве пластов	Разрабатываемые калийно-магниеые месторождения с попутным получением рубидия
Рабдофанит-монацитовые пески и песчаники	»	Хемогенные образования	Мезо-кайнозой	Пласты длиной несколько километров, мощностью до нескольких метров	TR ₂ O ₃	0, п	10 п	Не изучено	Месторождения иттриевых земель с неясными перспективами

Редкометалльные формации, парагенетические типы месторождений и главные редкометалльные минералы	Геотектоническая позиция редкометалльных поясов и полей	Структурно-геологические условия локализации месторождений	Возраст месторождений	Форма и размеры рудных тел	Обычные содержания и запасы редких металлов (по данным мировой практики)			Поведение редкометалльного оруденения с глубиной	Практическое значение месторождений
					компоненты	содержание, %	запасы, тыс. т		
Целестиновые отложения красноцветной и пестроцветной формаций	Осадочный чехол древних платформ, геосинклинальные области фанерозоя	Гипсоносно-мергельные и сульфатно-карбонатные или сульфатно-терригенные отложения	Фанерозой	Пластовые залежи длиной сотни метров, мощностью до 4 м	SrO	10—20	10—500	Не изменяется	Перспективные месторождения стронция
<i>Коры выветривания</i> На редкометалльных пегматитах с танталитом, реже другими танталатами и танталистым касситеритом	Древние платформы и геосинклинальные области фанерозоя	Современные и древние коры выветривания	Кайнозой — палеозой	Остаточные россыпи мощностью от нескольких до нескольких десятков метров с карманами	Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅	0,003—0,01 0,005—0,015	0, п 0, п	Практически остается постоянным	Мелкие, но высоко-рентабельные месторождения тантала; важный источник его добычи
На щелочных гранитах с колумбитом	Древние платформы и докембрийские срединные массивы	Современные и древние коры выветривания	Кайнозой — палеозой	Остаточные россыпи мощностью 100 и более метров с карманами	Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅	0,00 п 0,0 п	0,2—2 10	Медленно понижается	Небольшие месторождения ниобия и тантала; важный источник добычи тантало-ниобиевых концентратов
На щелочных сиенитах с бастнезитом и рабдофанитом	Эпиplatformенные складчатые области	То же	Кайнозой	Остаточные россыпи мощностью до нескольких десятков метров	TR ₂ O ₃ Li ₂ O	До 1 0,1—0,3	100 п 10 п	Практически остается постоянным	Перспективный источник редких земель и возможно лития
На нефелиновых сиенитах с бадделейтом	Древние платформы	»	То же	То же	ZrO ₂ HfO ₂	10—40 До 1	10 п До 1	То же	Богатые месторождения циркония и гафния; важный источник их добычи

На карбонатитах с колумбитом и пироксеном	Древние платформы	Современные и древние коры выветривания	Кайнозой — палеозой	Пластообразные залежи с карманами	Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅ TR ₂ O ₃	0,005—0,02 0, п—п 0,1—0,5	До 20 100 п	Практически остается неизменным	Высокорентабельные месторождения ниобия, важный источник добычи ниобиевых концентратов и попутно апатита
<i>Россыпи</i> Танталита, торолита и танталистого Касситерита	Древние платформы и геосинклинальные области фанерозоя	Элювиально-делювиальные и аллювиальные россыпи в связи с гранитными пегматитами	Кайнозой — палеозой	Линзообразные пласты мощностью до 10 м	Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅	0,00 п 0,00 п	0,0 п— 0, п— 0, п	Незакономерное	Мелкие месторождения тантала и один из важных источников его добычи
Колумбита, эксенита, фергусонита, ильменорутила	Древние платформы и докембрийские срединные массивы	Элювиально-делювиальные, аллювиальные, реже прибрежно-морские (лагунные) россыпи в связи с щелочными гранитами	Кайнозой	То же	Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅	0,003—0,008 0,0 п	0, п 0, п—п	То же	Небольшие месторождения ниобия, в прошлом важный источник его добычи
Колумбитизированного пироксена	Древние платформы	Делювиально-аллювиальные россыпи в связи с карбонатитами	Кайнозой	Линзообразные пласты мощностью до 10 м	Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅	0,003—0,004 0,08—0,15	0, п—п 100 п	Незакономерное	Перспективный источник добычи ниобия
Цирконов и пироксена	Древние щиты и геосинклинальные области	Делювиально-аллювиальные россыпи в связи с миекскитами	То же	То же	ZrO ₂ Nb ₂ O ₅	До 0,1 До 0,1	10 п 10 п	То же	Мелкие источники добычи ниобия и циркония
Лопарита	То же	Аллювиальные россыпи в связи с нефелиновыми сиенитами	»	»	Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅ TR ₂ O ₃	0,003—0,004 0,04—0,05 0,04—0,05	? ? ?	»	Небольшой источник добычи ниобия, тантала и редких земель

Редкометалльные формации, парагенетические типы месторождений и главные редкометалльные минералы	Геотектоническая позиция редкометалльных поясов и полей	Структурно-геологические условия локализации месторождений	Возраст месторождений	Форма и размеры рудных тел	Обычные содержания и запасы редких металлов (по данным мировой практики)			Поведение редкометалльного оруденения с глубиной	Практическое значение месторождений
					компоненты	содержание, %	запасы, тыс. т		
Ксенотима и танталитового касситерита	Геосинклинальные области фанерозоя	Прибрежно-морские россыпи	Кайнозой	Протяженные пласты выдержанной мощности	Ta ₂ O ₅ TR ₂ O ₃	До 0,00 п До 0,3	0,0 п 10 п	Незакономерное	Разрабатываемые месторождения олова с попутным получением ксенотима и тантала из шлаков
Циркона, монацита, ильменита	Древние платформы	Современные и древние прибрежно-морские и лагунные россыпи	То же	Крупные пластовые залежи длиной несколько километров, мощностью 10 и более метров	ZrO ₂ HfO ₂ TR ₂ O ₃	До п До 0,0 п До п	До 1000 п До 10 п До 1000 п	То же	Один из ведущих источников циркония, гафния, редких земель цериевой группы
Монацита	То же	Прибрежно-морские россыпи	»	То же	TR ₂ O ₃	0, п	До 1000 п	»	Крупные и богатые разрабатываемые месторождения редких земель цериевой группы
Природные высокоминерализованные воды Геотермальные хлоридно-калиево-натриевые и хлоридно-кальциево-натриевые воды	Области современного вулканизма	Подземные горячие воды с температурой 50—250° С	?	Трещинные воды	Cs ₂ O Rb ₂ O Li ₂ O	До 0,0015 До 0,002 До 0,0035	0, п 0, п 0, п—п	Не изучено	Перспективные источники небольшой добычи лития, рубидия, цезия, германия (?)

Углекислые воды смешанных хлоридных классов	Альпийские горноскладчатые области	Подземные горячие воды с температурой 30—70° С	Кайнозой	То же	Li ₂ O Rb ₂ O Cs ₂ O	До 0,0060 До 0,0003 До 0,0003	0, п 0, п 0, п	Возрастает	Перспективный источник добычи редких щелочных металлов
Глубокозалегающие пластовые хлоридные, преимущественно натриевые, кальциевые или магниевые рассолы	Древние платформы, окраинные прогибы	Подземные глубокозалегающие (1—5 км) часто напорные воды артезианских бассейнов	Фанерозой	Пластовые трещинные воды	Li ₂ O Rb ₂ O Cs ₂ O SrO	0,002—0,04 0,000—0,002 0,00005—0,001 0,0 п—0, п	10 п п п 100 п	То же	Перспективный источник получения лития, рубидия, цезия, стронция; технология извлечения не разработана
Карбонатно-хлоридно-натриевая и хлоридно-натриевая рапа	Древние платформы и геосинклинальные области	Межзернистая рапа сухих соляных озер и неглубоко погребенная рапа соленосных отложений	Мезо-кайнозой	Пластовые воды	Li ₂ O	0,01—0,03	100 п	»	Высокорентабельный источник добычи лития, попутно добываемого при извлечении ряда солей и бора
Хлоридно-натриево-магниевая и сульфатно-хлоридно-магниевонатриевая рапа	Древние платформы и геосинклинальные области фанерозоя	Поверхностная рапа соляных озер и усыхающих морских заливов	Кайнозой	Воды водоемов	Li ₂ O Rb ₂ O	До 0,006 До 0,006	1000 п 1000 п	Уменьшается	Разрабатываемые месторождения галлургического сырья. Один из основных источников добычи лития с возможным попутным получением рубидия и стронция

Распределение количества редкометалльных формаций (знаменатель) и парагенетических типов (числитель) месторождений редких металлов по главным генетическим группам

Элементы	Кларки, %	Потенциал ионизации, эВ	Валентность	Магматогенные м-ния			Метаморфогенные м-ния	Эндеогенные		Экзогенные		Всего
				связанные с кислыми породами	связанные с щелочными породами	итого		кол-во типов	в % от общего числа типов	кол-во типов	в % от общего числа типов	
Cs	$3,7 \cdot 10^{-4}$	3,88	1	9/5	1/1	10/6	0/0	10	62	6/4	38	16/10
Rb	$1,5 \cdot 10^{-2}$	4,16	1	9/5	1/1	10/6	0/0	10	59	7/4	41	17/00
Li	$3,2 \cdot 10^{-3}$	5,39	1	11/5	0/0	11/5	0/0	11	65	6/3	35	17/8
Sr	$3,4 \cdot 10^{-2}$	5,68	2	2/1	3/2	5/3	0/0	5	36	9/5	64	14/8
Be	$3,8 \cdot 10^{-4}$	8,14	2	25/6	5/4	30/10	0/0	30	94	2/2	6	32/12
TR _Y	$2,9 \cdot 10^{-3}$	19,2	3	3/3	5/3	8/6	2/1	8	60	5/2**	40	13/10
TR _{Ce}	$7,0 \cdot 10^{-3}$	20,6	3	0/0	14/4	14/4	2/1	16*	76	5/2	24	21/8
Hf	$1,0 \cdot 10^{-4}$	31,0	4	1/1	10/6	11/7	0/0	11	85	2/2	15	13/9
Zr	$1,7 \cdot 10^{-2}$	33,8	4	1/1	14/6	15/7	0/0	15	83	3/2	17	18/9
Ta	$2,5 \cdot 10^{-4}$	44,8	5	11/2	15/6	26/8	1/1	26	74	9/2***	26	35/10
Nb	$2,0 \cdot 10^{-3}$	49,3	5	9/2	18/6	27/8	1/1	27	77	8/2***	23	35/10
Все металлы				38/9	30/7	68/16	6/2	70*	69	33****	31	104/25

- * Включая два типа метаморфических месторождений (мigmatиты и скарноиды).
 ** Включая два типа метаморфизированных месторождений.
 *** Включая один тип метаморфизированных месторождений.
 **** Включая три типа метаморфизированных месторождений.

ниобия. Число типов месторождений, связанных с щелочными породами, закономерно возрастает от металлов с малыми потенциалами ионизации к металлам с большими потенциалами ионизации (см. табл. 2). Для месторождений, связанных с кислыми породами, в целом наблюдается обратная зависимость, хотя она в значительной степени смазана наличием незакономерных максимумов у бериллия, тантала и ниобия.

В связи с щелочными породами наибольшее число типов имеют все трех-, четырех- и пентавалентные редкие металлы, тогда как с кислыми породами наибольшее количество типов месторождений образуют одно- и двухвалентные металлы. Исключение представляет стронций, основная масса типов месторождений которого связана с экзогенными образованиями.

Количество типов экзогенных месторождений (см. табл. 2) колеблется в более узких пределах — от двух у бериллия и гафния до девяти у стронция. В целом на экзогенные образования приходится 31% от всего количества типов всех металлов. Любопытно, что все элементы с низкими потенциалами ионизации (литий, рубидий, цезий, стронций) имеют более 31% типов среди экзогенной группы месторождений (35—64%), а все металлы с высокими потенциалами ионизации здесь имеют значительно ниже 31% типов (6—27%). Таким образом, влияние энергетических показателей редких элементов заметно сказывается и на распределении их типов месторождений между эндогенными и экзогенными образованиями.

КОЛИЧЕСТВО СОБСТВЕННЫХ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МИНЕРАЛОВ

Основная масса промышленных запасов литофильных редких металлов в рудах эндогенных месторождений представлена собственными минералами, поэтому выявление закономерностей редкометального минералообразования представляет не только научный, но и практический интерес.

Выявление закономерностей редкометального минерогенеза затруднено, так как не ясно, при каком минимальном содержании редкого элемента в минерале последний можно считать собственным редкометальным минералом. В данной работе за таковой барьер принято 0,15 атомных количеств редкого металла в химической формуле природного соединения, где редкий элемент имеет самостоятельную кристаллохимическую позицию¹. Разновидности минералов по химическому составу мы для простоты анализа условно принимаем наравне с минеральным видом, если содержание элемента, из-за которого вы-

¹ Еще К. А. Власовым (1963) эмпирическим путем было установлено, что изоморфизм легко осуществляется в пределах до 15% замещаемого элемента. Выше этого магического предела изоморфизм уже наблюдается между элементами во много раз реже, чем до этого предела.

деляется данная разновидность, превышает 0,15 его атомного количества в формуле.

И хотя в ряде случаев остается дискуссионным вопрос о выделении некоторых видов и разновидностей минералов редких элементов, общие закономерности редкометалльного минерогенеза отчетливы и сводятся к следующему.

Включая разновидности по химическому составу, к настоящему времени насчитывается 351 собственных гипогенных минералов¹ литофильных редких металлов, из них более 80% представлены силикатами (162) и окислами (126), значительные также фосфаты (28) и карбонаты (16), а остальные классы представлены единичными минералами (табл. 3).

Доля силикатов (от общего числа минералов каждого металла) в целом уменьшается с ростом потенциала ионизации, т. е. от цезия к ниобию. В этом же направлении почти закономерно возрастает число окислов, причем у элементов с низким потенциалом ионизации (одновалентные металлы) они отсутствуют. Четырех- и пятивалентные элементы имеют только окислы и силикаты, а двух- и трехвалентные и одновалентный литий — также еще фосфаты и карбонаты, реже галониды, бораты, арсенаты, ванадаты и вольфраматы. Таким образом, наименьшим количеством классов минералов характеризуются элементы с крайними значениями (самыми низкими или высокими) потенциалов ионизации, а наибольшими — с промежуточными значениями их.

Количество минералов редких элементов резко неодинаково и варьирует от трех у рубидия до 83 у ниобия (см. табл. 3). Число минералов зависит в основном от трех факторов: максимальной средней концентрации элемента в рудных телах (что в значительной мере отражает его концентрацию в момент кристаллизации из расплава или раствора), его потенциала ионизации и радиуса иона.

Роль концентрации видообразующего элемента в возникновении минерального вида не требует особых пояснений, поскольку любой минерал может начать кристаллизоваться лишь по достижении определенной концентрации составляющих его компонентов в расплаве или растворе. Касаясь валентности и особенно потенциала ионизации элемента, отметим следующее. Любые природные процессы управляются энергетическими законами. В свою очередь, как это показано в работах А. Е. Ферсмана (1937), А. А. Саукова (1937) и В. И. Лебедева (1957), геохимическое поведение атомов в земной коре

¹ После подготовки рукописи к печати были опубликованы сведения, что открыто несколько новых минералов: дарапиозит (Li_2O 1,74%, ZrO_2 5%, TR_2O_3 0,96%, Nb_2O_5 0,9%) из группы миларита; масутомилит (Li_2O 4,45%, Rb_2O 1,54%) — марганцевый аналог циннвальдита; свайнфордит (Li_2O 4,7—4,58%); баратовит (Li_2O 2,05%); гафнон (HfO_2 69,78—72,52%) — гафниевый циркон; бацит BaZrSi₃O₈ (ZrO₂ 22,0%) и минерал состава $\text{Ce}_2\text{Ba}_3(\text{CO}_3)_6\text{F}_2$.

Количество собственных гипогенных минералов различных редких металлов*

Классы минералов	Cs	Rb	Li	Sr	Be	TR _Y	TR _{Ce}	Hf	Zr	Ta	Nb	Все металлы
Самородные металлы	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1
Бораты	—	—	1	—	3	—	—	—	—	—	—	3
Галоиды	1	—	1	2	—	2	1	—	—	—	—	8
Силикаты	4	3	20	6	35	17	36	3	39	—	32	162
Окислы и сложные окислы	—	—	—	1	6	21	13	—	12	37	60	126
Фосфаты	—	—	9	6	11	1	5	—	—	—	—	28
Карбонаты	—	—	—	5	1	2	11	—	1	—	—	16
Арсенаты	—	—	—	—	2	1	1	—	—	—	—	3
Сульфаты	—	—	—	1	—	—	—	—	1	—	—	2
Ванадаты	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	1
Вольфраматы	—	—	—	—	—	1	1	—	—	—	—	1
Итого	5	3	31	21	58	46	68	3	53	37	83	351
Максимальная средняя концентрация металла в рудных телах, % (с)	1,5	0,5	2,0	5,0	0,7	1,0	2,5	0,05	1,0	0,25	1,0	
Потенциал ионизации элемента, эВ (p)	3,88	4,16	5,39	11,0	18,14	20,6	19,7	31,0	33,83	44,8	49,3	
Радиус иона элемента, Å (i)	1,65	1,49	0,68	1,27	0,34	0,97	1,04	0,82	0,82	0,66	0,66	
$\frac{pc}{i}$	3,5	1,4	15,85	43,7	37,4	21,2	47,1	3,8	41,3	17,0	74,7	

* Включая разновидности по химическому составу.

и, в частности, наиболее важные в практическом отношении процессы их рассеяния и концентрации, приводящие к возникновению рудных месторождений, определяются энергетическими константами элементов. Наиболее удобно пользоваться потенциалами ионизации элементов, определяемыми опытным путем.

Потенциалы ионизации находятся в непосредственной или опосредованной связи со многими свойствами элементов, влияющими на их геохимическое поведение. К числу таких свойств относятся: 1) атомный вес, заряд и размер атома; 2) размер ионного радиуса редкого элемента и его соотношение с ионными радиусами других элементов, в частности пороодообразующих; 3) тип связи; 4) валентность; 5) ионный потенциал; 6) степень сродства к кислороду или сере; 7) температура плавления и кипения элементов, растворимость их соединений; 8) способность образования комплексных соединений и их растворимость; 9) химическая активность и др. В геохимии и минералогии потенциал ионизации применяют незаслуженно мало по сравнению с другими энергетическими константами элементов, хотя совершенно очевидно, что его использование значительно эффективнее, чем, например, электроотрицательности, поскольку последняя рассчитывается по потенциалам ионизации (Поваренных, 1963). Потенциал же ионизации представляет собой экспериментально полученную объективную величину. Мы уж не говорим о некоторых других константах (эки, ионные потенциалы и т. п.), в расчете которых участвуют ионные радиусы, имеющие, как известно, непостоянные значения¹. Поэтому даже априорно можно утверждать, что потенциалы ионизации элементов будут в значительной мере определять процессы их рассеяния и концентрации, процессы хотя и прямо противоположные, но взаимосвязанные.

При прочих равных условиях, чем большей концентрацией в месторождениях характеризуется элемент, чем выше его потенциал ионизации и меньше ионный радиус, тем больше у него собственных минералов (см. табл. 3). Как видно из рис. 2, имеется строгая симбатная зависимость между количеством минералов, с одной стороны, и произведением максимального среднего содержания элемента в месторождениях и его потенциала ионизации, поделенным на ионный радиус, с другой. Симбатность нарушается только у стронция. Причем это исключение может быть следствием необычности минералогии данного элемента, а также недостаточной изученности его гипогенной минералогии, поскольку основное внимание уделяется экзогенным месторождениям стронция.

¹ Как выяснилось в последние годы, в противоположность общепринятым системам эффективных радиусов Гольдшмидта и Паулинга металлические атомы и катионы оказались крупнее неметаллических атомов и анионов (Лебедев, 1976).

Еще более отчетливо влияние потенциала ионизации прослеживается при анализе числа минералов в пределах одного парагенетического типа, т. е. в более узких рамках физико-химических параметров, как это показано ранее на примере сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов (Солодов, 1971₁).

Из общего количества (351) гипогенных редкометалльных минералов практическое значение имеют только 38 (всего 11%), из них в настоящее время промышленностью используются лишь 27 минералов (меньше 8% от их общего числа).

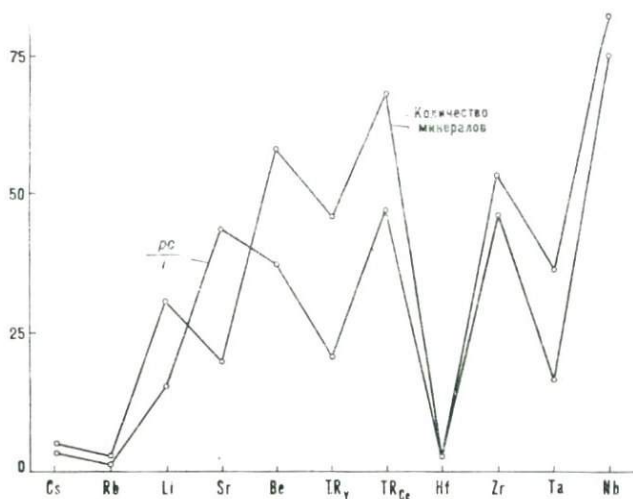


Рис. 2. Зависимость количества минералов редкого элемента от потенциала его ионизации (p), валентности (c) и ионного радиуса (i).

Из пяти минералов цезия только поллучит и цезиевый биотит имеют практическое значение, причем на долю первого приходится 73% всех мировых эндогенных запасов этого металла, а на долю второго 23%; остальные 4% запасов цезия заключены в цезийсодержащих слюдах и кислых вулканических стеклах;

из 34 гипогенных литиевых минералов промышленное значение имеют следующие (здесь и далее в скобках указаны приходящиеся на минерал мировые эндогенные запасы данного металла, в %): сподумен (87), петалит (4), лепидолит (4), криофиллит (3), циннвальдит (2), эвкрипит (0,0), амблигонит (0,0);

из 21 стронциевого минерала — целестин (1), остальные 99% приходятся на рассеянный стронций в фосфатном сырье;

из 55 минералов бериллия — берилл (66), фенакит (11,5),

берtrandит (10), бехонт (2), гельберtrandит (8), гентгельвин (1), барилит (1), эвклаз (0,5);

из 67 минералов цериевых земель — бастнезит и паризит (55), монацит (0,4), редкоземельные титано-ниобаты (1), остальные в лопарите, алатите, сфене и др.;

из 48 минералов иттриевых земель — гагаринит (75), редкоземельные титано-ниобаты (20), иттротрихит (5);

из 45 минералов циркония — циркон (45), бадделеит (20), эвдиалит и ловозерит (33), циртолит (1,7);

из 83 минералов ниобия — пирохлор (78), колумбит (7), гатчеттолит (1), танталит (2,1), пандант, ильменорутит, фергусонит, эвксенит и эшинит (0,8), лопарит и примесь в эвдиалите, ловозерите, касситерите и др. (11,1);

из 37 минералов тантала — танталит (33,5), колумбит (15), танталпирохлор (10), самарскит, фергусонит, эшинит, пандант и ильменорутит (3,7), гатчеттолит (3,8), микролит (3), водженит (3), тапиолит (2), стрюверит (1), касситерит (0,5), лопарит и примесь в эвдиалите, ловозерите и др. (11,5).

У рублидия и гафния нет собственных промышленных минералов.

ПАРАГЕНЕЗИС РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МИНЕРАЛОВ

Месторождениям каждого парагенетического типа свойственны определенные пороодообразующие минералы, поскольку это заложено в основе формационно-парагенетической классификации. Более удивительно, что каждый парагенетический тип месторождений характеризуется своими редкометалльными минералами, особенно теми из них, которые представляют промышленный интерес. Это можно показать на примере минералов тантала и ниобия. В альбит-сподуменовых пегматитах из тантало-ниобатов промышленный только тантало-колумбит, тогда как в сподумен-микроклин-альбитовых — танталит, микролит, стрюверит, симпсонит, джалмаит, тапиолит, воджинит. В амазонит-альбитовых гранитах широко распространены танталит-колумбит и микролит, в щелочных гранитах — колумбит или танталпирохлор, в метасоматитах, связанных с щелочными гранитами, — фергусонит, плюмбопирохлор, эвксенит. В альбититах карбонатитовой формации промышленное значение имеет один гатчеттолит, а в апатит-кальцитовых карбонатитах главным образом уранпирохлор, в уртитях и малиньитах только лопарит, а в метасоматитах, связанных с мнаскитами, — пирохлор и т. д. (см. табл. 1).

Из минералов лития в альбит-сподуменовых пегматитах промышленное значение имеет только сподумен, тогда как в сподумен-микроклин-альбитовых, кроме того, еще и лепидолит, петалит, эвкриптит и амблигонит образуют крупные скопления. В амазонит-альбитовых гранитах практическое зна-

чение имеет криофиллит, в грейзеновых образованиях — циннвальдит.

Из промышленных цезиевых минералов поллуцит образует практически ценные концентрации только в сподумен-микроклин-альбитовых пегматитах, а цезиевый биотит лишь в связанных с ними метасоматитах. Из промышленных бериллиевых минералов для пегматитов и грейзенов характерен берилл, для бериллиеносных кислых метасоматитов — фенакит, бертрандит, гельбертрандит и бехонт, для щелочных метасоматитов — гентгельвин, а для фенитов — барилит. Из промышленных редкоземельных минералов бастнезит и паризит в основном присущи анкеритовым карбонатитам, гагаринит — щелочным гранитам, редкоземельные титано-ниобаты — метасоматитам, связанным с щелочными гранитами, и т. д.

Не менее характерны для каждого типа парагенезисы второстепенных, типоморфных и других минералов, что подробно освещено в литературе по пегматитам (Солодов, 1962, 1971), редкометальным гранитам (Альбитизированные и грейзенизированные граниты, 1962), карбонатитам (Капустин, 1971, 1975).

Исключительная устойчивость минерального парагенезиса редкометальных месторождений одного и того же типа с давних пор с успехом используется при их поисках и перспективной оценке.

Наряду с редкометальными минералами, имеющими практическое значение, в месторождениях присутствуют и такие, которые на сегодня не представляют промышленного интереса. Приведем распределение минералов редких элементов по формациям.

Кислые танталоносные граниты

Литиевые: криофиллит, лепидолит, литионит, литиевый фенит, протолиитионит, сподумен, циннвальдит;
бериллиевые: берилл, бертрандит, фенакит, хризоберилл, эвклаз;
иттриевоземельные: гадолинит, ксенотим, тортвейтит, фергусонит;
цериевоземельные: бастнезит, лопарит, монацит, ортит;
циркониевые: циркон;
ниобиевые: лопарит, пирохлор, фергусонит;
танталовые: микролит, стрюверит, танталит—колумбит.

Гранитные пегматиты

Литиевые: амблигонит, бастинит, бергосант, бикитант, битинит, брэннокит, гебронит, голымыксит, клиноголымыксит, криолитионит, криофиллит, кукеит, лепидолит, либерит, литиофосфат, манандонит, монтебразит, петалит, ранкамант, родицит, сиклерит, сподумен, сяпхуалит, таворит, трифилин-литиофиллит, циннвальдит, эвкрипит;
рубидиевые: рубидиевый лепидолит, рубидиевый мусковит, рубидиевый микроклин;
цезиевые:morganит, поллуцит, родицит;
бериллиевые: бавейит, берилл, бериллит, бериллонит, бертрандит, бехонт, битинит, бериллийтенгерит, бериллийсодержащий маргарит, вейриненит, гадолинит, гамбергит, гельвин, гердерит, гентгельвин, кальциогадолинит, мораз-

зит, миларит, мусгравит, родицит, рошерит, сянхуалит, фенакит, фейент, уралолит, харлбутит, хризоберилл, эвклаз;
 стронциевые: гоэцит, люсонгит, палермонт;
 иттриевоземельные: бета-фергусонит, гадолинит, геландит, ниморинит, иттриалит, иттриобастнезит, иттриобетафит, иттриобитолит, иттриогатчеттолит, иттриокразит, иттриортит, иттриопаризит, иттриоснигизит, иттриотанталит, иттриотунгустит, иттриофлюорит, ишиивакант, кайнозит, кайсинхит, кальциогадолинит, кальциосамарскит, кейльгаунт, ксенотим, кобент, локкант, метеннгит, ниобиевый эшнинит, обручевит, поликраз, редкоземельный циркон, редкоземельный уранинит, ризерит, роуландит, самарскит, спенсит, таленит, тантэвксенит, тенгерит, томбартит, фитингофит, форманит, хлопнинит, черновит, эвксенит;
 цериевоземельные: давидит, магниевый ортит, монацит, муромонтит, нагате-лит, ортит, стилвеллит, тринорит, ториевый ортит, торозшнинит, флоренсит, флюоцерит, церотунгсит, церхаттонит, чералит, эшнинит;
 ниобиевые: алюмолиндоцит, ампангабент, бета-фергусонит, бетафит, брэннокит, гатчеттолит, ильменорутил, иттриевый гатчеттолит, иттриевый эшнинит, ишиивакант, кальциевый линдоцит, кальциосамарскит, кобент, **колумбит**, линдо-лит, магнизоколумбит, менделеевит, метеннгит, ниоботоролит, обручевит, писекит, плюмбониобат, полимигнит, редкоземельный бетафит, ризерит, са-марскит, самиресит, синицит, стибикоколумбит, танталлиндоцит, титанбета-фит, торозшнинит, тоддит, фергусонит, фитингофит, хлопнинит, эвксенит, эши-нит;
 танталовые: бежерит, бисмутотанталит, блонстрандит, вестгрениит, висмута-микролит, **воджинит**, вольфрамооксидолит, икснолит, иттриотанталит, мангано-тапиолит, **микролит**, ниоботапиолит, оловотанталит, оловотапиолит, плюм-бомикролит, поликраз, ранкамант, рейнебургит, скандиевый икснолит, **симп-сонит**, старингит, стибниовисмутотанталит, стибнотанталит, **стриверит**, суху-лант, танталбетафит, **танталит**, тантэвксенит, тантполикраз, танталовый эши-нит, **тапиолит**, **торолит**, уранмикролит, форманит, хельмлит, холтит, шете-легит.

Околопегматитовые метасоматиты

Литиевые: **гольмквистит**, клиногольмквистит, литиевый фенгит;
 цезиевые: цезиевый биотит.

Редкометальные скарны

Литиевые: циннвальдит;
 бериллиевые: аминовит, бавенит, бабеффит, барилит, берборит, берилл; бромел-лит, гельвин, мусгравит, **даналит**, сведенбургит, **таафеит**, тримерит, **хризо-берилл**, фенакит;
 иттриевоземельные: кайнозит, спенсит;
 цериевоземельные: **бастнезит**, бритолит, давидит, лантанит, ортит, **тернебомит**, флюоцерит, церит, чевкинит.

Редкометальные грейзены

Литиевые: криофиллит, лепидолит, протолитнионит, **циннвальдит**;
 бериллиевые: бавенит, беарсит, **берилл**, бериллийсодержащий маргарит, **бер-трандит**, гельвин, глюцин, даналит, мораззит, таафеит, фенакит, хризобе-рилл, эвклаз;
 стронциевые: стронцианит;
 цериевоземельные: монацит, ортит, паризит, флюоцерит;
 циркониевые: циркон;
 ниобиевые: колумбит, ильменорутил;
 танталовые: **стриверит**, танталит.

Редкоземельные метасоматиты

Бериллиевые: берилл, бавенит, фенакит;
иттриевоземельные: иттробастнезит, иттропаризит, **иттросинхизит**, иттрофлюорит, **ксенотим**;
цериевоземельные: монацит, тенгерит, флюоцерит, **цераннит**;
циркониевые: **циркон**;
ниобиевые: ильменорутил, титан-колумбит.

Бериллиеносные метасоматиты

Литиевые: криофиллит, литионит, сянухуалит, цинивальдит;
бериллиевые: абекассит, бавенит, **берtrandит**, **берилл**, бериллит, бромеллитт, **гельберtrandит**, гелвин, даналит, мусгравит, миларит, сянухуалит, уралолит, **фенакит**, хризоберилл, эвклаз;
иттриевоземельные: иттрийсодержащий арсенат меди, ксенотим;
цериевоземельные: бастнезит, монацит, ортит, синхизит, флюоцерит;
циркониевые: циркон.

Стронциеносные метасоматиты

Ниобиевые: колумбит;
стронциевые: **целестин**, стронцианит.

Кислые эффузивы

Цезиевые: авогадрит

Щелочные ниобо-танталоносные граниты

Литиевые: лепидолит, протолитионит, согдианит, сподумен;
цезиевые: цезийкуплетскит;
бериллиевые: бавенит, берилл, берtrandит, гадолиннит, гелвин, кальциогадолиннит, миларит, фенакит;
иттриевоземельные: **гагаринит**, гадолиннит, иттриалит, иттросинхизит, иттроэшинит, кайнозит, каштеленит, кейльгаунт, ксенотим, поликраз, таленит, фергусонит, эвксенит;
цериевоземельные: бастнезит, бритолит, монацит, меланоцерит, паризит, ортит, синхизит, тернебомит, флюоцерит, церит, чевкиннит, эшинит;
циркониевые: армстронгит, дэлинит, согдианит, **циркон**, эвдиалит, эльидит;
ниобиевые: баотит, ильменорутил, **колумбит**, микролит, **плюмбопирохлор**, поликраз, согдианит, танталпирохлор, фергусонит, эвксенит, эшинит.

Метасоматиты в связи с щелочными гранитами

Бериллиевые: берtrandит, гадолиннит, лейкофан, эвклаз;
иттриевоземельные: **гагаринит**, гадолиннит, **ксенотим**, иттриалит, **фергусонит**, **эвксенит**;
цериевоземельные: абукумалит, бритолит, монацит, ортит, церит, чевкиннит;
ниобиевые: **колумбит**, **плюмбопирохлор**, **фергусонит**, чевкиннит, эвксенит.

Щелочные метасоматиты вне видимой связи с интрузиями

бериллиевые: барилит, берилл, берtrandит, гадолиннит, **гентгельвин**, лейкофан, **даналит**, **фенакит**;
редкоземельные: **бастнезит**, бритолит, гадолиннит, ксенотим, монацит, ортит, чевкиннит, черчит, церит;
циркониевые: **циркон**, циртолит;
ниобиевые: бетафит, колумбит, пирохлор.

Щелочные метасоматиты в связи с миаскитами

Бериллиевые: аминовит, барилит, лейкофан;
стронциевые: кальциостронцианит;
цериевоземельные: бастнезит, бетафит, бритолит, давидит, мариньякит, монацит, ортит, торозшинит, ферсмит, церит, чевкиннит, эшинит;
циркониевые: катаплент, **циркон**;
ниобиевые: ильменорутил, колумбит, мариньякит, ниобозешинит, **пирохлор**, **пандаит**, титаноколумбит, торозшинит, ферсмит, **эшинит**.

Ультраосновные-щелочные породы, карбонатиты и связанные с ними метасоматиты

Бериллиевые: барилит;
стронциевые: анкилит, бербанкит, гоацит, карбоцеранит, лампрофиллит, **пандаит**, **стронций-апатит**, целестин;
цериевоземельные: **анкилит**, **бастнезит**, бербанкит, бритолит, дизаналит, иринит, калькиннит, карбоцеранит, кордилит, лантанит, монацит, ортит, паризит, рентгенит, сахамалит, стилвеллит, синхизит, флюоцерит, флоренсит, хуанхит, церит, церианит, церофергусонит;
циркониевые: **бадделейт**, вадент, катаплент, кимцент, кальцитрит, ловенит, циркелит, цирконолит, циркониевый бетафит, циркон, циркофиллит, циркониевый шорломит, эвдиалит;
ниобиевые: баотит, бетафит, **гатчеттолит**, **дизаналит**, **ильменорутил**, иринит, кальцитрит, **колумбит**, лабунцовит, **луешит**, латрапит, натроннобаит, **ниобиевый перовскит**, ниободирконолит, ниобоблаунцовит, ниокалит, **пандаит**, **пирохлор**, редкоземельный перовскит, титановый луешит, турент, церофергусонит, ферсмит, фынченит, циркониевый бетафит, эрдманнит, эшинит.

Апатитовые нефелиновые сиениты и фениты

Литиевые: литиевый рибекит, полилитнионит, сиклерит, согдианит, тайниолит, таворит, эфесит;
бериллиевые: аминовит, бабейфит, барилит, бертрандит, бериллит, гамбергит, гаретгит, гадолинит, гельвин, гентгельвин, гуганит, карпинскит, лейкофан, ловдарит, лейфит, мелинофан, семеновит, соренсенит, сферобертрандит, тримерит, туттунит, хризоберилл, **чкаловит**, эпидидимит, эвдидимит;
стронциевые: анкилит, беловит, барийлампрофиллит, бербанкит, брүстерит, велоганит, гоацит, карбоцеранит, лампрофиллит, нордит, стронцианит, стронциевый **пирохлор**, стронций-перьерит, целестин;
иттриевоземельные: гадолинит, иттригатчеттолит, иттриевый эшинит, капелленит, поликраз, фергусонит, эксенит;
цериевоземельные: алюмобритолит, анкилит, ашкрафтин, бастнезит, беловит, бритолит, везувиян, ганнит, давидит, джоакинит, дизаналит, илимаусит, иринит, карбоцеранит, карноцерит, карносуртит, кнопит, кордилит, лапландит, ловозерит, **лопарит**, марганцевый ортит, мариньякит, меланоцерит, монацит, ниоболопарит, ниобиевый чевкиннит, ниобозешинит, нордит, ортит, паризит, перьерит, полимингит, редкоземельный ферсмит, редкоземельный циркон, ринколит, ринкит, сажинит, семеновит, синхизит, стенструпин, стилвеллит, таджикит, тернебомит, торневый бритолит, торневый мизерит, торостенструпин, торочевкиннит, торозшинит, торозэвдиалит, тундрит, фенгуангит, флоренсит, фосинаит, фынченит, хуанхит, церианит, церит, цергадолинит, чевкиннит, эшинит;
циркониевые: бадделейт, белянкинит, барсановит, велоганит, велерит, вадент, власовит, ганнит, гиордалит, дэлит, кальцитрит, келдышит, кимцент, катаплент, ловенит, **ловозерит**, лемуанит, гейдоуниит, полимингит, пеннаит, перьерит, розенбушит, сейдозерит, согдианит, тажеранит, хибинскит, циркелит, редкоземельный циркелит, циркосульфат, циркон, циркофиллит, циркасцит, цирсит, цирсианит, цирфесит, чингласунит, **эвдиалит**, эльпидит;
ниобиевые: алюмоэшинит, баотит, барсановит, бетафит, беталомоносовит, бе-

тамурманит, велерит, вуоннемит, гатчеттолит, герасимовскит, илимаусит, ильменорутил, иттриевый эшинит, карнасуртит, карпинскит, комаровит, лапландит, лабунцовит, латрапит, лемуанит, ломоносовит, **лопарит**, луешит, мариньякит, металопарит, мурманит, ненадквечит, ниобоанатаз, ниоболопарит, ниобозшинит, ниобосфен, ниобофиллит, пандант, плюмбопироксид, полиминит, пироксид, редкоземельный ферсмит, стронциевый пироксид, ториевый бетафит, торозшинит, тундрит, уранпироксид, фергусонит, ферсманит, ферсмит, фосинаит, циркофиллит, чингисаит, шербаковит, эвксенит, эпистолит.

Промышленные минералы даны полужирным.

Среди формаций месторождений, связанных с кислыми породами, отличаются пегматиты, заключающие 175 минералов редких элементов, из которых особенно широко распространены минералы ниобия, тантала, лития, иттриевых земель и бериллия (табл. 4). Значительное число редкометалльных минералов отмечается также в месторождениях редкометалльных гранитов (25 видов), грейзенов (27) и бериллиеносных метасоматитов (29).

Из месторождений, связанных с щелочными породами, самым богатым парагенезисом отличаются агпантовые нефелиновые сиениты и фениты, на долю которых приходится свыше 40% всех гипогенных редкометалльных минералов (150 видов). Правда, в агпантовых нефелиновых сиенитах практически невозможно отделить минералы месторождений от минералов, характерных в целом для этих пород, потому здесь включено много минералов, присутствующих только в пегматитах, связанных с породами этой формации. По этой же причине невозможно строго разделить минералы агпантовых нефелиновых сиенитов и связанных с ними фенитов и всевозможных метасоматитов. Тем не менее совершенно очевидно, что агпантовые нефелиновые сиениты несомненно богаче минералами по сравнению с любыми другими формациями щелочных образований.

Почти все формации щелочных месторождений отличаются богатством редкометалльно-минерального состава. Это характерно для состава и их породообразующих минералов. Показательно также, что если в формациях месторождений, связанных с кислыми породами, промышленные редкометалльные минералы от общего их количества в формации обычно составляют 17—67%, то в формациях щелочных месторождений только 3,5—15%. Наиболее распространены в щелочных месторождениях минералы цериевых редких земель, циркония, ниобия, а в отдельных формациях также минералы стронция и бериллия (см. табл. 4).

Для гипергенных минералов установлена следующая отчетливая закономерность: они характерны лишь для двух- и трехвалентных редких элементов — стронция (18), бериллия (10), иттриевых (5) и цериевых земель (10). Из одновалентных элементов только у лития известно два гипергенных минерала

Количество минералов различных редких элементов в редкометалльных формациях

Редкометалльные формации	Li	Rb	Cs	Be	Sr	TRy	TRCe	Zr	Ta	Nb	Все металлы
Гипогенные минералы											
Магматогенные месторождения в связи с кислыми породами	30	3	4	36	4	43	16	2	37	38	276
Танталосные кислые граниты	7	—	—	5	—	4	4	1	3	3	25
Гранитные пегматиты	28	3	3	28	3	43	16	2	37	38	175
Околосегментитовые метасоматиты	2	—	1	—	—	—	—	—	—	—	3
Редкометалльные скарны	1	—	—	13	—	2	9	—	—	—	25
Редкометалльные грейзены	4	—	—	13	1	—	4	1	2	2	27
Редкоземельные метасоматиты	—	—	—	3	2	6	5	2	2	2	17
Бериллиносные метасоматиты	4	—	—	16	—	2	5	1	—	1	29
Стронциносные метасоматиты	—	—	—	—	2	2	1	—	—	—	5
Кислые эффузивы	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	1
Магматогенные месторождения в связи с щелочными породами	11	—	1	26	16	18	65	44	1	46	255
Щелочные ниобо-танталосные граниты	4	—	1	7	—	15	13	6	—	11	49
Метасоматиты в связи с щелочными гранитами	—	—	—	4	—	5	8	1	—	5	20
Метасоматиты вне видимой связи с интрузиями	—	—	—	8	—	—	9	2	—	3	22
Щелочные метасоматиты в связи с миекитами	—	—	—	3	1	—	13	2	—	9	23
Ультраосновные-щелочные породы, карбонаты и связанные с ними метасоматиты	—	—	—	1	8	—	23	13	—	30	65
Аглитовые нефелиновые сиениты и фениты	9	—	—	26	16	6	65	39	1	53	150
Все магматогенные месторождения	34	3	5	49	20	46	67	45	37	83	351
Гипергенные минералы											
Экзогенные формации и зона гипергенеза	2	—	—	10	18	5	10	3	—	—	46
Все гипогенные и гипергенные минералы	36	3	5	59	38	51	77	48	37	83	397

(литнофорит, гекторит), которые по существу не являются самостоятельными видами. Гипергенные минералы выявлены также у циркония (валентность четыре), да и то всего три, что составляет 6% от всех его минералов. Тогда как у черневых земель гипергенные минералы составляют 13% от всех его минералов, у иттриевых земель 10%, у бериллия 17%, а у стронция даже 47%, т. е. исключая одновалентные металлы наблюдается почти закономерное повышение относительной доли гипергенных минералов с понижением потенциала ионизации редкого элемента.

КОМПЛЕКСНОСТЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Характерной чертой многих редкометальных месторождений является их высокая комплексность. Только 44 типа месторождений монометалльны, остальные 59 одновременно содержат два (22 типа), три (15 типов), четыре (11 типов), пять (10 типов) и даже шесть редких металлов (1 тип), представляющих практический интерес (см. табл. 1). Средняя комплексность (среднее число промышленных редких металлов, приходящееся на один тип) по всем редкометальным месторождениям равна 2,2 (табл. 5).

Наивысшей комплексностью обладают месторождения, связанные с щелочными породами, на каждый тип которых в среднем приходится 2,8 металла. Самой высокой комплексностью в этой группе характеризуются месторождения формации апатитовых нефелиновых сиенитов (4); затем щелочные граниты (3,3) и связанные с ними метасоматиты (3,4); самой низкой — фениты (1) и метасоматиты в связи с мнаскитами (1,3). При средней комплексности месторождений, связанных с кислыми породами, равной 2,1, наивысшими значениями ее обладают редкометальные граниты (3,5), гранитные пегматиты (3), связанные с ними метасоматиты (3) и иттриевоземельные метасоматиты (3), а самой низкой — скарны (1), средние и позднегермальные метасоматиты (1,3) и стронциеносные метасоматиты (1,5).

Метаморфогенные месторождения имеют самую низкую комплексность из всех генетических групп (1,2). Экзогенные месторождения также в целом характеризуются заметно пониженной комплексностью (2). Ни одна из их формаций не имеет среднюю комплексность больше 2,5.

Комплексность месторождений отдельных типов хорошо видна из табл. 1. Максимальной комплексностью отличаются сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты, содержащие в практически интересных количествах сразу шесть элементов: литий, рубидий, цезий, бериллий, тантал, ниобий.

Пятиметальные месторождения представлены лепидолит-микроклин-альбитовыми гранитами (литий, рубидий, цезий,

Комплексность редкометалльных месторождений

Редкометалльные формации	Количество типов месторождений						Средняя комплексность
	однометалльных	двухметалльных	трехметалльных	четыремметалльных	пятиметалльных	шестиметалльных	
Магматогенные месторождения в связи с кислыми породами	21	4	5	5	2	1	2,1
Кислые танталоносные граниты	0	2	0	0	2	0	3,5
Гранитные пегматиты	3	0	2	3	0	1	3
Околопегматитовые метасоматиты	0	0	1	0	0	0	3
Редкометалльные скарны	4	0	0	0	0	0	1
Редкометалльные грейзены	3	0	1	1	0	0	2
Редкоземельные метасоматиты	0	0	1	0	0	0	3
Бериллиеносные метасоматиты	10	0	0	1	0	0	1,3
Стронциеносные метасоматиты	1	1	0	0	0	0	1,5
Кислые эффузивы	0	1	0	0	0	0	2
Магматогенные месторождения в связи с щелочными породами	10	4	4	3	8	0	2,8
Щелочные ниобо-танталоносные граниты	1	0	0	1	1	0	3,3
Метасоматиты в связи с щелочными гранитами	2	0	0	0	3	0	3,4
Щелочные метасоматиты вне видимой связи с интрузиями	1	0	1	0	0	0	2
Метасоматиты в связи с миеаскитами	2	1	0	0	0	0	1,3
Ультраосновные-щелочные породы, карбонатиты и связанные с ними метасоматиты	2	3	1	2	2	0	2,9
Апайтовые нефелиновые сиениты	0	0	2	0	2	0	4
Редкометалльные фениты	2	0	0	0	0	0	1
Все магматогенные месторождения	31	8	9	8	10	1	2,4
Метаморфогенные месторождения	3	1	0	0	0	0	1,2
Метаморфические	1	0	0	0	0	0	1
Метаморфизованные	2	1	0	0	0	0	1,3
Экзогенные месторождения	10	12	6	2	0	0	2
Эпигенетические	4	0	0	0	0	0	1
Вулканогенно-осадочные	1	0	0	1	0	0	2,5
Органогенно-осадочные	0	1	1	0	0	0	2,5
Хемогенно-осадочные	3	2	0	0	0	0	1,4
Коры выветривания	1	3	1	0	0	0	2,2
Россыли	1	5	2	0	0	0	2,1
Минерализованные воды	0	1	2	1	0	0	2,2
Все месторождения редких металлов	44	21	15	11	10	1	2,2

тантал, ниобий), рибекит-микроклин-альбитовыми гранитами и тремя типами существенно альбитовых метасоматитов в связи с щелочными гранитами (иттриевые земли, цирконий, гафний, тантал, ниобий), а также эвдиалитовыми и ловозеритовыми дуэвритами, эгирин-альбитовыми и гематит-альбит-микроклиновыми метасоматитами в связи с различными щелочными породами (цериевые земли, цирконий, гафний, тантал, ниобий).

Из числа монометалльных типов наиболее часты месторождения:

бериллия — скарны (3 типа), грейзены (3 типа), бериллиеносные метасоматиты (10 типов), различные щелочные метасоматиты (3 типа) и фениты;

стронция — эпигенетические образования (4 типа), гематит-карбонатные жилы и целестиновые отложения в красноцветях; иттриевых земель — олигоклаз-микроклиновые пегматиты, гематит-полевошпатовые жилы, метаморфизованные конгломераты и россыпи (2 типа), рабдофанит-черчитовые образования, россыпи ксенотима;

цериевых земель — карбонатно-флюорит-гематитовые метасоматиты, кварц-апатит-монацитовые жилы, скарноиды, мигматиты, россыпи монацита.

ПАРАГЕНЕЗИС РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В РАЗЛИЧНЫХ ТИПАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В табл. 6 показано количество типов месторождений, в которых наряду с данным металлом присутствует один из других редких элементов, представляющих практический интерес. По диагонали (из верхнего левого в нижний правый угол) показано число типов монокомпонентных месторождений каждого металла. Как видно из таблицы, цирконий и гафний совершенно не образуют самостоятельных монокомпонентных месторождений, они встречаются лишь в ассоциации с другими редкими металлами или друг с другом. Литий, рубидий, цезий, тантал и ниобий из всех своих типов только в одном образуют монокомпонентные месторождения. Цериевые редкие земли уже в пяти типах из 20 образуют монокомпонентные месторождения (т. е. в 25% от всех своих типов), иттриевые земли — в пяти типах из 13 (38%), стронций — в 8 типах из 14 (57%), а бериллий — в 21 типе из 32 (65%). Таким образом, наибольшей монокомпонентностью обладают месторождения редких элементов промежуточных валентностей (двух- и трехвалентных).

Табл. 6 в обобщенном виде дает представление и о главных парагенетических ассоциациях редких элементов. Наряду с редкими металлами, обладающими повышенной монокомпонентностью (в таблице даны полужирным) отчетливо вырисо-

Количество типов месторождений (числитель), в которых одновременно присутствуют данные пары металлов
(в процентах от количества типов месторождений каждого металла — знаменатель)

Редкие металлы	Cs	Rb	Li	Be	Sr	TR _Y	TR _{Ce}	Hf	Zr	Ta	Nb
Cs	1/6	15/94	12/75	5/31	1/6	—	—	—	—	4/25	3/19
Rb	15/83	1/6	13/72	5/28	2/12	—	1/6	—	—	4/22	3/17
Li	12/71	13/77	1/6	6/35	1/6	—	—	—	—	6/35	5/29
Be	5/16	5/16	6/19	21/65	—	—	1/5	—	1/3	6/19	5/16
Sr	1/8	2/15	1/8	—	8/57	2/14	2/14	—	—	—	—
TR _Y	—	—	—	—	2/15	5/38	—	5/38	5/38	5/38	4/31
TR _{Ce}	—	1/5	—	1/3	2/10	—	5/25	6/30	8/40	8/40	9/45
Hf	—	—	—	—	—	5/38	6/46	—	13/100	9/69	9/69
Zr	—	—	—	1/6	—	5/28	8/44	13/72	—	11/61	13/72
Ta	4/12	4/12	6/18	6/18	—	5/15	8/24	9/27	11/33	1/3	29/88
Nb	3/9	3/9	5/15	5/15	—	4/12	9/27	9/27	13/39	29/88	1/3

Примечание. Полужирным даны элементы с повышенной монокомпонентностью.

вывається четыре поля тесно ассоциирующих друг с другом пар элементов: три поля элементов, характерных для месторождений, связанных с кислыми породами (первое — литий, рубидий, цезий, бериллий; второе и третье в сущности это одно поле, зеркально отраженное — литий, рубидий, цезий, бериллий, тантал и ниобий) и одно (в нижнем правом углу) поле элементов, образующих ассоциации в месторождениях, связанных с щелочными породами (редкие земли, цирконий, гафний, ниобий, тантал).

Из этой же таблицы хорошо видны запрещенные парагенезисы редких элементов. Литий и цезий никогда не встречаются в месторождениях (в практически интересных концентрациях) совместно с цирконием, гафнием и редкими землями, а рубидий — с иттриевыми землями, цирконием и гафнием. В бериллиевых месторождениях отсутствуют стронций, иттриевые земли и гафний, а в стронциевых — бериллий, гафний, цирконий, ниобий и тантал. Цериевые земли не встречаются вместе с литием и цезием, а иттриевые — с редкими щелочными металлами; цирконий и гафний — с литием, рубидием, цезием и стронцием, а гафний — еще и с бериллием. Ниобий и тантал никогда не встречаются вместе со стронцием. Таким образом, если месторождения двух- и трехвалентных металлов отличаются наибольшей монокомпонентностью, то самые высоковалентные (пятивалентные) элементы, т. е. месторождения тантала и ниобия, характеризуются наивысшей поликомпонентностью.

Полный набор естественных парагенезисов каждого редкого металла показан в табл. 1. Для редких щелочных металлов наиболее распространенным парагенезисом (в 4 типах из 16—18) является их совместное нахождение. К этим металлам в трех типах добавляется бериллий, в двух — тантал и ниобий, в одном — стронций или тантал, или одновременно бериллий, тантал и ниобий. Все остальные парагенезисы каждого из редких щелочных металлов встречаются лишь в одном типе, за исключением рубидия и цезия (в 2 типах).

Для бериллия наиболее характерно собственное монопольное развитие (в 21 типе из 32). В трех типах он присутствует вместе с литием, рубидием, цезием и в двух типах — с литием, ниобием, танталом или только с двумя последними. Повышенный индивидуализм бериллия сказывается и в том, что несмотря на большое число его типов имеется всего лишь восемь различных парагенезисов, тогда как у редких щелочных металлов при вдвое меньшем числе типов наблюдается 9—11 парагенезисов.

У стронция набор парагенезисов еще меньше — всего шесть комбинаций. И основная масса их одно- и двухметалльные, что также подчеркивает его повышенный индивидуализм. В восьми типах (из 14) стронций один образует промышленные концен-

трации, в трех типах он ассоциируется с иттриевыми либо с цериевыми землями.

Для иттриевых земель очень характерно широкое распространение как «монометального» если их условно считать за один металл, (в пяти типах из 13), так и самого широкого пятиметального парагенезиса в ассоциации с цирконием, гафнием, ниобием и танталом (четыре типа из 13). Для них показателен также самый узкий набор парагенезисов — всего пять комбинаций, что также указывает на повышенный индивидуализм иттриевых земель. У цериевых земель наиболее распространены «монометальный» парагенезис (пять типов из 20) и нахождение совместно с танталом и ниобием (четыре типа), к которым еще в четырех типах добавляются цирконий и гафний, а в одном — только цирконий.

У циркония самые распространенные парагенезисы — пятиметальные ассоциации с ниобием, танталом, гафнием, цериевыми (или иттриевыми) землями (по четыре типа из 18); в двух типах встречена биметальная ассоциация: цирконий — ниобий и цирконий — гафний. Парагенезис гафния в целом идентичен парагенезису циркония.

У ниобия и тантала парагенезисы также идентичны. Наиболее распространено их совместное нахождение без других металлов (семь типов из 33). В четырех типах встречены: трехэлементная ассоциация тантал—ниобий—цериевые земли и пятиэлементная тантал—ниобий—цирконий—гафний—цериевые (или иттриевые) земли. У тантала и ниобия больше других набор парагенетических ассоциаций (14 и 15 соответственно).

Подытоживая сказанное о парагенетических ассоциациях редких элементов в промышленных типах месторождений, отметим наиболее распространенные парагенезисы (в скобках дано количество типов):

из однометальных — Be (21), Sr (8), TR_Y и TR_{Ce} (5);

из биметальных — Nb—Ta (29), Rb—Cs (15), Li—Rb, Zr—Hf, Zr—Nb (13), Li—Cs (12), Zr—Ta (11), Ce—Nb (10);

из трехметальных — Li—Rb—Cs (12), Zr—Nb—Ta (11), Zr—Hf—Nb, Zr—Hf—Ta, Hf—Nb—Ta (9), Ce—Nb—Ta (7);

из четырехметальных — Zr—Hf—Nb—Ta (6), Ce—Zr—Nb—Ta (5), Li—Rb—Cs—Be, Li—Rb—Cs—Ta, TR_Y —Zr—Hf—Ta, TR_Y —Zr—Hf—Nb, TR_Y —Hf—Nb—Ta, TR_{Ce} —Zr—Hf—Nb, TR_{Ce} —Zr—Hf—Ta, TR_{Ce} —Hf—Nb—Ta (4);

из пятиметальных — TR_Y —Zr—Hf—Nb—Ta, TR_{Ce} —Zr—Hf—Nb—Ta (4); Li—Rb—Cs—Nb—Ta (3);

из шестиметальных — Li—Rb—Cs—Be—Nb—Ta (1).

ПОСТОЯНСТВО ФОРМ И РАЗМЕРОВ РУДНЫХ ТЕЛ В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ОДНОГО И ТОГО ЖЕ ТИПА

К настоящему времени во всем мире детально разведаны и изучены сотни редкометальных месторождений. Многие из

них разрабатывались и разрабатываются, что позволяет определить достоверность разведанных запасов. Анализ имеющихся данных позволил выявить весьма важную минерагеническую закономерность, представляющую особый интерес для поисков и оценки месторождений: запасы редких металлов в наиболее крупных месторождениях одного и того же парагенетического типа всегда колеблются в довольно узких строго заданных пределах, не говоря уже о том, что месторождения одного и того же типа характеризуются строго определенным набором полезных компонентов в отношении как минералов, так и элементов.

Запасы металлов в месторождениях определяются по двум параметрам: среднему содержанию металла и размерам рудных тел. Последние в свою очередь тесно связаны с формой рудных тел. Несмотря на кажущееся (с первого взгляда) исключительное разнообразие, формы рудных тел редкометальных месторождений одного и того же парагенетического типа обладают определенным сходством. Для редкометальных гранитов характерны тела в форме штоков; большинство микроклиновых пегматитов — это линзы, реже жилы; микроклин-альбитовые и сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты имеют линзо- и жилообразную форму; альбитовые пегматиты — типично жильные тела, а альбит-сподуменовые отличаются формой пластинчатых жил при сравнительно выдержанной мощности. Показательно, что отношение длины пегматитовых тел к максимальной мощности у микроклиновых пегматитов равно 5—10, у микроклин-альбитовых и сподумен-микроклин-альбитовых 10—20, у альбитовых 30—50, а у альбит-сподуменовых достигает 80—100. Карбонатиты представлены громадными линзами, часто серповидными. Метасоматиты, связанные с миеаскитами, характеризуются типично жильной формой, лопаритоносные уртиты образуют выдержанные пластовые тела, ловозеритовые дуэвриты — штокообразные тела и т. д. (см. табл. 1).

Не менее показательно постоянство размеров рудных тел эндогенных месторождений редких элементов, если, конечно, сравнивать однотипные образования. Как неоднократно отмечалось автором, длина микроклиновых и альбитовых пегматитов обычно не превышает первых сотен метров, микроклин-альбитовых — 700—1000 м, а альбит-сподуменовых достигает 2—3 км (Солодов, 1962). Точно так же площадь месторождений криофиллит-амазонит-альбитовых гранитов не превышает 0,5—0,7 км², а месторождений щелочных гранитов в 4—6 раз выше. Тела лопаритоносных уртитов характеризуются очень выдержанной мощностью и большой протяженностью, тогда как тела карбонатитов при сопоставимой с ними длине имеют мощность до сотен метров. Не менее характерны размеры и других типов эндогенных месторождений (см. табл. 1).

Характерность форм и размеров рудных тел месторождений одного и того же парагенетического типа, с одной стороны, обусловлена их одинаковым генезисом, т. е. стереотипностью физико-химических и геологических условий образования, а с другой, отражает всеобщее свойство материи, стремящейся к постоянству формы и размеров. Так, каждому минералу свойственна определенная форма кристаллов, каждому типу интрузивных пород — определенная форма интрузивов.

Точно так же каждый минерал имеет определенный размер кристаллов. Например, длина кристаллов у микролита обычно не превышает нескольких миллиметров, у танталита — нескольких сантиметров, у берилла достигает многих дециметров, а у сподумена 10—12 м. Причем определенный размер минералов не зависит от концентрации видообразующего элемента в расплаве или растворе и всецело определяется каким-то внутренним свойством каждого вида образовывать кристаллы той или иной величины. Так, микролит и танталит кристаллизуются в пегматитах примерно при одной и той же концентрации тантала (сотые доли процента), хотя имеют разные размеры выделений. Альбит и микроклин в пегматитах образуются примерно при одинаковой концентрации натрия и калия (несколько процентов), но имеют совершенно различные характерные размеры кристаллов: у первого обычно не больше нескольких сантиметров, а у второго часто длиной многие дециметры и даже многие метры.

Определенные размеры имеют и интрузивы магматических пород: площадь гранитных интрузивов достигает сотен тысяч квадратных километров, габброидов обычно не превышает 10 тыс. км², а щелочных пород — сотен квадратных километров и т. д.

Понятно, нижний предел размеров любых минералов, массивов интрузивных пород или месторождений может быть одинаково малым, но возможный верхний предел их отличается резко и отчетливо, что и позволяет говорить об известном постоянстве масштабов проявления геологических образований одного и того же типа (вида).

УСТОЙЧИВОСТЬ СРЕДНЕГО СОДЕРЖАНИЯ И ЗАПАСОВ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ОДНОГО И ТОГО ЖЕ ТИПА

Среднее содержание редких элементов в месторождениях одного и того же типа еще более выдержано, чем парагенезис редкометалльных минералов. Так, например, во всех детально разведанных в мире альбит-сподуменовых пегматитах среднее содержание Ta₂O₅ составляет 0,006—0,010%, сподумен-микроклин-альбитовых пегматитах 0,015—0,025%, криофиллит-альбитовых гранитах 0,013—0,014%, щелочных гранитах 0,022—

0,030%. Если в месторождениях редкометальных пегматитов среднее содержание Nb_2O_5 около 0,01%, в криофиллит-амазонит-альбитовых гранитах 0,01—0,02%, то в щелочных гранитах оно достигает 0,2—0,3%, а в карбонатитах даже более 1%.

Во всех разведанных в мире месторождениях альбит-сподуменовых пегматитов на платформах среднее содержание окиси лития составляет 1,07—1,44%. Среднее содержание BeO в микроклиновых пегматитах обычно равно 0,005—0,01%, в микроклин-альбитовых и сподумен-микроклин-альбитовых 0,04—0,05%, в альбитовых пегматитах 0,06—0,15%, в грейзеновых образованиях 0,15—0,4%, бериллиеносных метасоматитах 0,5—1,5%. Среднее содержание окиси редких земель в метасоматитах, связанных с миаскитами, составляет десятые доли процента, в апатитовых нефелиновых сиенитах достигает 1—1,5%, а в анкеритовых карбонатитах 3—5% и т. д. (см. табл. 1).

Не менее показательно для месторождений одного и того же типа постоянство отношений различных взаимно коррелирующихся элементов, в частности $\text{Ta}:\text{Nb}$. В альбит-сподуменовых пегматитах оно всегда <1 , в альбитовых — около 1, а в сподумен-микроклин-альбитовых и микроклин-альбитовых >1 ; в кислых танталоносных гранитах близко к единице, а в щелочных гранитах 10—14; в альбититах карбонатитовой формации 2—5, в апатит-кальцитовых карбонатитах с гатчеттолитом 6—10, а в карбонатитах с пирохлором 40—200.

Устойчивость среднего содержания редких элементов в месторождениях одного и того же типа представляет собой частное проявление обширной закономерности известного постоянства состава любых природных образований, в том числе и геологических (минералов, пород, руд, минеральных вод, вулканических эманаций и т. д.). Ведь состав гранитов, если его сравнивать по определенным парагенетическим типам, во всех точках земного шара, до какой-то степени одинаков, равно как и состав габбро, сиенитов, диоритов и т. д. Поэтому, естественно, и производные этих пород также имеют определенный, в известной мере постоянный состав.

Определенность размеров рудных тел в месторождениях одного и того же типа и известное постоянство среднего содержания в них редких элементов приводят к тому, что и запасы последних для каждого типа образований оказываются вполне определенными. Это с успехом можно использовать при перспективной оценке месторождений и их прогнозировании.

Запасы Ta_2O_5 в самых крупных месторождениях редкометальных пегматитов мира обычно не превышают первых тысяч тонн, в месторождениях криофиллит-амазонит-альбитовых гранитов составляют 5—10 тыс. т, а в щелочных гранитах исчисляются многими десятками тысяч тонн. Запасы Nb_2O_5 в месторождениях криофиллит-амазонит-альбитовых гранитов не превышают десятки тысяч тонн, в месторождениях щелочных

гранитов — многие сотни тысяч тонн, а в карбонатитах — миллионы тонн. Запасы окиси лития в альбитовых пегматитах нигде в мире не известны больше первых десятков тысяч тонн, тогда как в сподумен-микроклин-альбитовых они достигают 200 тыс. т, а в альбит-сподуменовых — даже миллиона тонн. Запасы BeO в пегматитах мира обычно не превышают тысяч тонн, в грейзеновых месторождениях — 10—15 тыс. т, а в берилленосных метасоматитах до 30—150 тыс. т. Запасы редких земель в метасоматитах, связанных с мнаскитами, исчисляются сотнями тысяч тонн, а в анкеритовых карбонатитах — миллионами тонн.

Даже каждый промышленно-парагенетический тип природных минерализованных вод отчетливо характеризуется определенным набором редких металлов, содержанием их и запасами. В месторождениях термальных вод молодых вулканических областей запасы лития обычно составляют тысячи тонн, в глубокозалегающих подземных рассолах — десятки тысяч, в межзернистой рапе — сотни тысяч тонн, а в поверхностной рапе озер и усыхающих заливов морей — миллионы тонн.

Аналогичная определенность запасов имеет место и в других типах редкометальных месторождений любых редких металлов (см. табл. 1). Следует однако еще раз подчеркнуть, что речь идет лишь о верхнем пределе запасов месторождений, так как нижний предел рудопроявлений любого типа может быть одинаково малым, непромышленным.

Известное постоянство масштаба и качества рудных образований создает предпосылки для поисков редкометальных месторождений не любых, а только вполне определенных парагенетических типов, которым присущи крупные запасы и богатое содержание элементов, а также благоприятные для отработки формы и размеры рудных тел. Если в экономически освоенных районах еще можно прогнозировать и искать месторождения большинства парагенетических типов, то в экономически неблагоприятных регионах поиски и разведка редкометальных месторождений тех типов, которые никогда не имеют крупных масштабов, вообще должны быть прекращены, поскольку они в ближайшие десятки лет здесь не будут разрабатываться.

Постоянство форм и размеров рудных тел, а также редкометального парагенезиса, содержания и запасов элементов в месторождениях одного и того же типа является естественным следствием закономерного хода процессов магмато- и рудогенеза, стереотипно повторяющихся в различных точках земной коры при возникновении сходных условий. Оно в свою очередь лишний раз свидетельствует о правильности классификационного признака, положенного в основу принятой в данной работе систематики месторождений редких металлов.

ЭНДОГЕННАЯ МИНЕРАГЕНИЯ

ПРИНЦИПЫ ОЦЕНКИ МИРОВЫХ ЗАПАСОВ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ

Анализ распределения мировых запасов редких металлов по соответствующим металлогеническим категориям дал возможность сделать некоторые выводы, приведенные в данном и последующих разделах. В настоящий момент оценка зарубежных редкометальных месторождений может быть произведена лишь ориентировочно, поскольку частный капитал не только стремится свести к минимуму затраты на геологоразведочные работы и подсчет запасов, но и старается организовать добычу на гарантированных природой богатых месторождениях, хищнически эксплуатируя минеральные богатства. Поэтому при подсчетах запасов, как правило, учитываются лишь богатые руды. Так, например, если среднее содержание окиси лития в альбит-сподуменовых пегматитах мира обычно колеблется от 1,06 до 1,5%, то в некоторых работах для них указываются содержания 1,5—2,0% и более. Бериллоносные пегматиты в большинстве случаев содержат 0,04—0,08% BeO , а иногда даны содержания 0,1—0,3% BeO и выше. Такая же картина наблюдается и по другим типам месторождений. Публикуемые в зарубежной литературе содержания редких металлов иногда бывают настолько высоки, что невольно возникает подозрение, не носят ли эти сведения чисто рекламный характер.

Сказанное относится в первую очередь к экономически слабо развитым странам Африки, Азии и Латинской Америки. В экономически развитых странах, таких как США и Канада, разведочные работы поставлены на более высокий уровень. Но и здесь разведка и оценка месторождений проводится, как правило, на очень небольшую глубину, и поэтому разведанные запасы всегда представляют собой лишь незначительную часть всех геологических запасов. Так, например, в альбит-сподуменовых пегматитах, содержание лития в которых остается без изменений до глубины многих сотен метров, запасы нередко подвешиваются всего лишь на глубину 100 футов. Тем самым запасы лития по месторождениям занижаются по меньшей мере в 10 раз.

Часто приводятся не общие запасы, а запасы на 1 фут или 1 метр углубки, причем по падению жила совершенно не характеризуется геологоразведочными выработками. Размер некоторых зарубежных месторождений так велик, что отработка их даже на глубину всего 30—50 м (содержание полезных компонентов на которую может быть с гарантией экстраполирова-

но по данным опробования поверхности) обеспечивает удовлетворение потребности в том или ином виде сырья на десятки лет. Таким образом, в капиталистических и развивающихся странах оценке подвергаются часто лишь участки богатых руд, а не все месторождение в целом.

Учитывая сказанное нами по всем редкометальным месторождениям мира самостоятельно выполнена собственная оценка запасов редких элементов и притом по единой методике.

Минерагения, как наука, изучающая закономерности возникновения концентраций тех или иных полезных ископаемых во времени и в пространстве, должна базироваться на исследовании распределения запасов по разнообразным геотектоническим, структурно-генетическим и временным категориям. В основу анализа должны быть положены полные геологические запасы месторождения, а не та часть их, которая на данный момент разведана. Металлогенист не может сопоставлять опубликованные запасы, например, по месторождениям Борейроди-Араша (Бразилия) и Бикита (Африка), разведанным на глубину всего первых десятков метров, с запасами месторождений аналогичного типа где-нибудь в Азии, разбуренных колонковыми скважинами на сотни метров по падению. Совершенно очевидно, чтобы не сделать ошибки при металлогеническом анализе необходимо в месторождениях сравнивать полные геологические, а не только разведанные запасы.

Минерагения в отличие от экономической геологии не может учитывать и географо-экономическое положение месторождений. Например, из двух равных по запасам и качеству месторождений, расположенных в Гренландии и Швеции, для геолога-экономиста промышленный интерес представляет лишь шведское месторождение, а для геолога-металлогениста оба месторождения равноценны. Точно так же, экономист месторождения с неразработанной технологией руд справедливо считает не промышленными, а металлогенист обязан их учитывать (разумеется, обосновав перспективы их разработки в будущем).

Во многих случаях редкие металлы, являющиеся попутными компонентами, в месторождениях не учитываются из-за отсутствия в данный момент спроса на тот или иной элемент. Поэтому иногда даже крупные месторождения редких элементов не изучаются и не разведываются, а следовательно, не ставятся на баланс и не фигурируют в сводках мировых запасов. Однако они не могут исключаться из металлогенического анализа. Для металлогении важны геологические закономерности размещения концентраций полезного ископаемого на площади всего земного шара. В разных странах существуют совершенно различные методические приемы учета и оценки запасов редких элементов, что не позволяет механически суммировать опубликованные цифры.

Поскольку в различных странах учет запасов осуществляется с неодинаковой степенью полноты и достоверности, мы во всех случаях учитывали полные геологические запасы месторождений. Поэтому оцененные нами запасы обычно больше (по некоторым металлам во много раз) по сравнению с публикуемыми за рубежом минеральными ресурсами. Поскольку в одних месторождениях, изученных автором (СССР, КНР, Афганистан), подсчетом учтены далеко не полные геологические запасы металлов, а в других числящиеся на сегодня запасы не представляют никакой промышленной ценности, то мы в подобных случаях также принимали свои цифры запасов. Есть и такие месторождения редких металлов, еще слабо разведанные из-за отдаленного местонахождения, которые пока нигде не учтены, но запасы их нам представляются абсолютно достоверными и мы их учли в своей оценке, так как для вывода минерагенических закономерностей неудобное географо-экономическое положение объекта не может являться основанием для его исключения из общего анализа.

Все это, естественно, вносит элемент субъективизма в оценку запасов, но оцененные нами мировые ресурсы редких металлов вполне могут быть положены в основу дальнейших выводов. Уверенность автора базируется на следующих фактах: за 30 лет изучения редкометальных месторождений СССР, КНР, Афганистана автору многие десятки раз приходилось давать оценку запасов только что выявленных и еще совсем не разведанных объектов, и насколько об этом можно было судить по результатам последующей детальной разведки ни разу не было случая существенной ошибки; кроме того, и это, пожалуй, самое главное, выявленные на основании анализа оцененных мировых запасов выводы имеют такой большой «запас прочности», что никакая субъективная ошибка не сможет принципиально их изменить.

В качестве основного методического приема перспективной оценки запасов месторождений нами использовалось подробно охарактеризованное выше положение об известном постоянстве набора, содержания и запасов полезных компонентов в месторождениях одного и того же парагенетического типа. При любом самом беглом описании месторождений (а крупные месторождения за рубежом достаточно подробно описаны независимо от степени детальности их разведки) всегда найдется несколько штрихов, которые позволяют безошибочно определить его парагенетический тип. А это уже позволяет судить о наборе полезных компонентов, максимально возможном содержании их и наивысшем пределе запасов редких элементов в данном объекте. Дополнительные даже отрывочные данные о строении месторождения и хотя бы косвенное указание на его размеры позволяют внести соответствующие поправки от

этого максимально возможного стереотипа и дать достаточно точную оценку запасов в нем.

Что касается экзогенных месторождений, в частности россыпных и кор выветривания, то в данном случае запасы по некоторым зарубежным объектам в нашей оценке иногда существенно занижены. Легкость организации добычи в больших масштабах и высокая рентабельность разработки россыпных месторождений создают ложное впечатление неисчерпаемости запасов. В некоторых случаях геологи оценивают запасы таких месторождений непосредственным умножением годовой добычи на 25—40 лет. А фактический срок отработки месторождения оказывается в 2—3 раза меньшим.

Аналогичные коррективы мы внесли и при оценке запасов рудоразборного берилла по некоторым крупным мировым провинциям микроклиновых пегматитов. Легкость извлечения крупнокристаллического берилла и быстрая организация его добычи в широких масштабах создают ложное ощущение грандиозности запасов месторождения, в ошибочности чего нам часто приходилось убеждаться на примере пегматитов КНР и Афганистана.

И наконец, необходимо сделать еще одно примечание. Запасы металлов в корях выветривания нами просуммированы не только в экзогенных, но и в эндогенных месторождениях, так как остаточные россыпи образуются на коренных месторождениях и металлогенически составляют с ним единое целое.

Для целей последующего изложения абсолютные цифры запасов не имеют значения, поскольку при выявлении минерогенической закономерности важно знать, в какой позиции их больше и во сколько раз, поэтому для краткости и простоты изложения мы приводим в данной работе лишь относительное распределение запасов.

ФОРМАЦИОННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Распределение мировых запасов редких металлов эндогенных месторождений по формациям и генетическим группам

Для месторождений каждого парагенетического типа характерны определенные содержание и масштабы запасов. Но от типа к типу запасы месторождений даже одного и того же металла отличаются очень резко, иногда в десятки и даже сотни раз. Например, промышленные запасы ниобия в карбонатитовых месторождениях на порядок выше, чем в месторождениях щелочных ниобо-танталоносных гранитов, а по сравнению с кислыми гранитами даже на два порядка. Точно так же запасы тантала в щелочных ниобо-танталоносных гранитах или агпантовых нефелиновых сиенитах в десятки раз больше, чем

в месторождениях пегматитов или кислых танталовых гранитов. Запасы иттриевых земель в щелочных гранитах в десятки раз больше их запасов в измененных гранофирах и т. д. (см. табл. I).

О значении месторождений каждого типа в минерально-сырьевой базе тех или иных литофильных редких металлов достаточно определенно можно судить по тем обычным содержаниям и запасам полезных компонентов, которые приведены в табл. I. Из ее анализа видно, что самыми крупными и богатыми эндогенными месторождениями лития являются альбит-сподуменовые пегматиты, рубидия и цезия — сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты с поллучитом и лепидолитом, а также цезийбиотитовые метасоматиты, самыми крупными месторождениями бериллия — монтмориллонит-халцедон-флюоритовые метасоматиты с бехонитом и гельбертрандитом, а самыми богатыми — флюоритовые метасоматиты с фенакитом и кварц-мусковитовые метасоматиты с бертрандитом и эвклазом, самые крупные и богатые месторождения иттриевых земель и тантала — рибекитовые микроклин-альбитовые граниты с танталпироксеном и гагаринитом, цериевых земель — анкеритовые карбонатиты с бастнезитом, ниобия — апатит-кальцитовые карбонатиты с пирохлором, самые крупные месторождения циркония — какортокиты, а самые богатые — бадделитовые жилы в нефелиновых сиенитах.

Для выявления наиболее общих закономерностей рассмотрим распределение мировых эндогенных запасов редких металлов по формациям и генетическим группам месторождений в целом. В табл. 7 для простоты анализа и большей наглядности запасы даны в процентах не от всех мировых ресурсов, а только от той части их, которая заключена в магматогенных месторождениях.

Прежде всего несколько замечаний о парагенезисе промышленных концентраций редких элементов в формациях. Лишь три формации из шести обладают монометальной (бериллиевой) специализацией — это редкометальные скарны, метасоматиты вне видимой связи с щелочными породами (с гентгельвином) и фениты. Самым большим парагенезисом из семи металлов обладают агпанитовые нефелиновые сиениты (рубий, стронций, цериевые земли, цирконий, гафний, ниобий, тантал), а из шести металлов — гранитные пегматиты (литий, рубидий, цезий, бериллий, ниобий, тантал) и карбонатиты (стронций, цериевые земли, цирконий, гафний, ниобий, тантал). Одновременно четыре металла в промышленных концентрациях содержатся в кислых танталовых гранитах, грейзеновых образованиях, щелочных гранитах и связанных с ними метасоматитах. Остальные формации содержат два или три металла.

Основная масса мировых эндогенных запасов лития (94%) и цезия (73%) заключена в гранитных пегматитах. Значитель-

Распределение мировых эндогенных запасов редких металлов по редкометальным формациям и главным генетическим группам месторождений, %

Редкометальные формации	Li	Rb	Cs	Be	Sr	TR _Y	TR _{Ce}	Zr	Nb	Ta
Магматогенные месторождения в связи с кислыми породами										
Танталоносные кислые граниты	3	16	—	—	—	—	—	—	0,1	5
Гранитные пегматиты	94	14	73	53	—	—	—	—	0,9	37,5
Околопегматитовые метасоматиты	0,3	2,4	23	—	—	—	—	—	—	—
Редкометальные скарны	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
Редкометальные грейзены	1,9	12,5	2	5	—	—	—	—	—	—
Редкоземельные метасоматиты	—	—	—	—	—	4,0	—	1,7	—	—
Бериллиеносные метасоматиты	0,8	4,9	—	39	—	—	—	—	—	—
Стронциеносные метасоматиты	—	—	—	—	1	0,5	—	—	—	—
Кислые эффузивы	—	0,2	2	—	—	—	—	—	—	—
Итого	100	50	100	98	1	1,5	—	1,7	1,0	42,5
Магматогенные месторождения в связи с щелочными породами										
Щелочные ниобо-танталоносные граниты	—	—	—	—	—	91	—	33	5,5	25
Метасоматиты в связи с щелочными гранитами	—	—	—	—	—	4,5	—	4	0,2	1,2
Щелочные метасоматиты вне видимой связи с интрузиями	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
Ультраосновные-щелочные породы, карбонаты и связанные с ними метасоматиты	—	—	—	—	32	—	45	20	83,3	6,3
Метасоматиты в связи с миеаскитами	—	—	—	—	—	—	—	8,3	4	—
Редкометальные фениты	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
Прочие	—	50	—	—	67	—	55	33	6	25
Итого	0	5	0	2	99	95,5	100	98,3	99,0	57,5

ны также запасы цезия в околопегматитовых метасоматитах (23%). Примерно половина запасов рубидия приходится на агпаитовые нефелиновые сиениты, а остальные распределяются между кислыми танталоносными гранитами, гранитными пегматитами и грейзеновыми образованиями. Запасы бериллия в основном распределены между двумя формациями — гранитных пегматитов и бериллиеносных метасоматитов. Практически весь эндогенный стронций приурочен к карбонатитам и агпаитовым нефелиновым сиенитам, а иттриевые земли (91%) — к щелочным ниобо-танталоносным гранитам. Запасы цериевых земель сосредоточены в агпаитовых нефелиновых сиенитах и карбонатитах, а циркония в основном распределяются между агпаитовыми нефелиновыми сиенитами, щелочными гранитами и карбонатитами. Основная часть запасов ниобия приходится на карбонатиты, существенная доля их также в агпаитовых нефелиновых сиенитах, щелочных гранитах и метасоматитах, связанных с миаскитами. Запасы тантала довольно равномерно распределены между гранитными пегматитами, щелочными гранитами и агпаитовыми нефелиновыми сиенитами.

Таким образом, запасы лития, цезия и иттриевых земель почти целиком приурочены к одной из шестнадцати эндогенных редкометальных формаций; запасы бериллия, стронция и цериевых земель — к двум, тантала — к трем, а рубидия, циркония и ниобия — к четырем формациям. Среди редкометальных формаций, связанных с кислыми породами, ведущее место занимают гранитные пегматиты — они включают основную массу мировых эндогенных запасов лития и цезия, больше половины бериллия, примерно третью часть запасов тантала и значительную долю рубидия. Существенна также роль бериллиеносных метасоматитов, но только в отношении запасов одного бериллия.

Из щелочных формаций редкометальные массивы агпаитовых нефелиновых сиенитов включают почти все эндогенные мировые запасы стронция, больше половины запасов цериевых земель, половину рубидия, треть запасов циркония и четвертую часть тантала; карбонатиты — свыше $\frac{4}{5}$ запасов ниобия, почти половину цериевых земель и пятую часть запасов циркония (все эти металлы здесь имеют самые богатые руды); щелочные граниты — основную массу существенно иттриевых земель, треть мировых запасов циркония и четвертую часть тантала.

К настоящему времени на месторождения в связи с щелочными породами в целом приходятся все мировые эндогенные запасы цериевых земель и подавляющая масса запасов стронция (99%), циркония (98%) и иттриевых земель (95,5%), большая часть запасов тантала (57,5%) и половина рубидия (см. табл. 7). Эти данные полностью изменяют существующее представление об иттриевых землях, рубидии и тантале, как об элементах, якобы, характерных только (или в основном) для

месторождений связанных с кислыми породами. Все учтенные мировые запасы лития, цезия и 90% запасов бериллия находятся в месторождениях, генетически связанных с кислыми породами. Но в последнее время выявляются большие концентрации и этих металлов в месторождениях, связанных с щелочными породами, из которых будет вполне рентабельно их промышленное получение. Литий обнаружен при содержании в несколько десятых долей процента в коре выветривания щелочных массивов при запасах в десятки тысяч тонн. В литературе уже имеются данные о попутном извлечении рубидия из содовой рапы, получаемой при переработке нефелиновых концентратов на алюминий. Высокие концентрации цезия (до 0,2%) выявлены в астронилитсодержащих породах; обнаружены значительные месторождения барилита в фенитах и гентгельвина в микроклиновых метасоматитах. Поэтому нет сомнения в том, что в перспективе все без исключения литофильные редкие металлы будут добываться из щелочных месторождений, причем большая часть — только из щелочных месторождений.

Кларки концентрации

Особый интерес для вопросов прогнозирования, перспективной оценки месторождений и изучения минерогенеза представляют кларки концентрации, т. е. среднее содержание редких металлов во всех промышленных месторождениях данного парагенетического типа, формации или генетической группы. Кларки концентрации редких элементов для каждого парагенетического типа рассчитывались как среднее взвешенное содержание в конкретных месторождениях по их запасам. Чтобы не загромождать работу излишним количеством цифрового материала, эти кларки здесь не приводятся. В табл. 1 вместо них указаны обычные пределы содержания редких металлов, что в данном случае значительно информативнее.

Кларк концентрации для каждой формации определялся как среднее взвешенное среднего содержания элемента в ее парагенетических типах по запасам элемента в них. «Взвешивая» полученное среднее содержание элемента в формациях по доле его мировых магматогенных запасов, приходящихся на каждую формацию (см. табл. 7), получаем кларк концентрации для генетических групп месторождений (табл. 8).

Подсчитанные кларки концентрации (как впрочем и обычные кларки земной коры или пород) не являются величиной неизменной и по мере открытия новых крупных месторождений или принципиально новых источников добычи редких элементов, а также в случае резкого изменения требований к минеральному сырью они будут уточняться. Но это не мешает их практическому использованию в тот или иной ограниченный отрезок

Кларки концентрации редких металлов в редкометалльных формациях и в породах
(в скобках — кларки попутных компонентов)

Редкометалльные формации	Li	Rb	Cs	Be	Sr	TR _Y	TR _{Ce}	Zr	Nb	Ta
Магматогенные месторождения в связи с кислыми породами (C ₁)	0,29	0,24	0,27	0,083	2,7	0,4	—	0,3	0,01	0,012
Танталоносные кислые граниты	(0,12)	(0,1)	(0,01)	(0,01)	—	—	—	—	(0,01)	0,011
Гранитные пегматиты	0,3	0,3	0,3	0,016	—	(0,05)	—	—	(0,01)	0,012
Околопегматитовые метасоматиты	(0,15)	0,15	0,2	—	—	—	—	—	—	—
Редкометалльные скарны	—	—	—	0,145	—	—	—	—	—	—
Редкометалльные грейзены	0,27	0,35	(0,04)	0,081	—	—	—	—	—	—
Редкоземельные метасоматиты	—	—	—	—	—	0,4	—	(0,3)	—	—
Бериллиеносные метасоматиты	(0,15)	0,25	(0,017)	0,19	—	—	—	—	—	—
Стронциеносные метасоматиты	—	—	—	—	(2,7)	(0,5)	—	—	—	—
Кислые эффузивы	—	(0,1)	0,2	—	—	—	—	—	—	—
Магматогенные месторождения в связи с щелочными породами (C ₂)	—	0,04	—	0,175	1,0	0,4	1,66	0,83	0,29	0,019
Щелочные метасоматиты вне видимой связи с интрузиями	—	—	—	0,2	—	—	—	—	—	—
Щелочные ниобо-танталоносные граниты	—	—	—	—	—	0,4	—	(0,35)	0,21	0,022
Метасоматиты в связи с щелочными гранитами	—	—	—	0,4	—	0,43	—	(0,5)	0,11	0,012

Редкометалльные формации	Li	Rb	Cs	Be	Sr	TR _Y	TR _{Ce}	Zr	Nb	Ta
Ультраосновные-щелочные породы, карбонаты и связанные с ними метасоматиты	—	—	—	—	(1)	—	2,5	1,84	0,31	0,016
Агпалитовые нефелиновые сиениты	—	(0,04)	—	—	(1)	—	1,0	0,82	0,17	0,016
Метасоматиты в связи с миаскитами	—	—	—	—	—	—	—	(0,3)	0,27	—
Фениты	—	—	—	0,15	—	—	—	—	—	—
Все эндогенные месторождения (C ₅)	0,29	0,14	0,27	0,085	1,0	0,4	1,65	0,82	0,29	0,015
Кларк кислых пород (C ₂) (Виноградов, 1962)	0,004	0,02	0,0005	0,00055	0,03	0,0034	0,01	0,02	0,002	0,00035
C ₁ /C ₂	72	12	540	151	90	120	—	15	5	34
Кларк щелочных пород (C ₄) (Осокин, 1972)	0,004	0,019	0,0007	0,00045	0,113	0,037		0,0384	0,01	0,0008
C ₃ /C ₄	—	2	—	390	9	40		22	28	24
C ₃ /C ₁	—	0,15	—	2	0,4	1	1,7	3	28	1,6
Кларк земной коры (C ₆) (Виноградов, 1962)	0,0032	0,015	0,00037	0,00038	0,034	0,0029	0,008	0,017	0,002	0,00025
C ₅ /C ₆	90	9	730	222	30	140	206	48	135	60

времени, особенно при разработке кондиций на вновь выявленные промышленные руды и для минерагенических построений.

Кларки концентрации редких металлов в формациях месторождений, в которых они представляют самостоятельный (а не попутный) промышленный интерес, колеблются в очень узких пределах (%): Li 0,27—0,3; Rb 0,15—0,35; Cs 0,2—0,3; Be 0,016—0,4; TR_Y 0,4—0,43; TR_{Ce} 1—2,5; Zr 0,82—1,84; Nb 0,16—0,45; Ta 0,012—0,027. Небольшой размах колебаний кларков концентрации определяется промышленно-экономическими факторами, так как по мере открытия новых крупных и богатых месторождений более бедные становятся непромышленными, что с течением времени нивелирует содержания. По бериллию кларки концентрации для формаций колеблются в значительно больших пределах, чем у других металлов (от 0,016 до 0,4%). Это объясняется тем, что новые богатые месторождения бериллия еще только начинают осваиваться, а бедные месторождения в грейзенах и особенно в пегматитах (последние часто с рудо-разборным бериллом) все еще продолжают обрабатываться.

Кларки концентрации элементов в месторождениях, связанных с кислыми породами, колеблются (%): от 0,01 Nb и 0,012 Ta до 2,7 Sr, т. е. крайние значения отличаются в 100—270 раз. При этом величина кларков концентрации редких элементов в «кислых» месторождениях не обнаруживает строгой зависимости ни от геохимических свойств металлов, ни от их кларков в самих кислых породах (см. табл. 8) и определяется главным образом экономическими факторами. По сравнению с кларками в кислых породах кларки концентрации для «кислых» месторождений у таких элементов, как рубидий, цирконий и ниобий больше в 5—15 раз, у гафния, цериевых земель, иттриевых земель, бериллия — в 100—151 раз и лишь у цезия — в 540 раз.

В месторождениях наблюдается явно повышенное накопление менее распространенного элемента по сравнению с геохимически близким ему более распространенным. Данная зависимость устанавливается во всех парах взаимно коррелирующихся элементов без исключения: кларк концентрации тантала в «кислых» месторождениях в 34 раза выше его кларка в кислых породах, тогда как у ниобия всего лишь в 5 раз; у цезия 540, а у рубидия всего 12; у гафния 100, а у циркония лишь 15; у иттриевых земель 120, а у цериевых только 100.

Кларки концентрации элементов в месторождениях, связанных с щелочными породами, варьируют от 0,004% Rb и 0,022% Hf до 1% Sr и 1,66% TR_{Ce}, т. е. крайние значения отличаются в 80 раз. По сравнению с кларками самих щелочных пород в связанных с ними месторождениях среднее содержание рубидия больше всего в 2 раза, у стронция в 9 раз, у циркония, тантала, ниобия, редких земель в 22—29 раз и лишь у бериллия в 390 раз.

У цериевых земель, гафния, тантала, бериллия, циркония кларки концентрации в щелочных месторождениях в 1,6—3 раза больше их кларков в кислых месторождениях, а у ниобия даже в 29 раз (см. табл. 8); у рубидия же кларк в щелочных месторождениях наоборот, в 6 раз ниже. Ниже он и у стронция, что противоречит особенностям их минерализации (см. табл. 7) и объясняется тем, что оба эти металла имеют промышленное значение в щелочных месторождениях лишь как попутные компоненты.

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Редкометаллоносность древних платформ и фанерозойских геосинклинальных областей

Выявление главных пространственных закономерностей размещения месторождений литофильных редких элементов целесообразно начать с рассмотрения распределения их запасов по самым крупным геотектоническим категориям континентальной земной коры — древним платформам (с одной стороны) и фанерозойским геосинклинальным областям (с другой) с последующим переходом к более мелким категориям — геотектоническим поясам, отдельным платформам и отдельным региональным структурам.

По существующим представлениям, платформы с раннего докембрия и до наших дней находятся в процессе постоянного разрастания за счет консолидации окружающих геосинклинальных областей. И хотя этот процесс в общем непрерывный (разумеется, с отдельными периодами иногда довольно значительного и длительного разрушения платформ), тем не менее докембрийские платформы геотектонически и металлогенически контрастно отличаются от фанерозойских геосинклинальных областей. Видимо, на границе кембрия и докембрия в геологическом развитии земной коры произошли очень серьезные качественные и количественные изменения.

Хотя металлогении областей завершенной складчатости и молодых платформ свойственны определенные и притом довольно существенные особенности, их анализ мы относим на будущее. В данной же работе области завершенной складчатости и молодые платформы объединены и рассматриваются в целом как геосинклинальные области фанерозоя. Площадь последних в сумме вполне соизмерима с площадью древних платформ — всего в 1,5—2 раза меньше. Это еще раз подтверждает закономерность сопоставления редкометаллоносности докембрийских платформ и фанерозойских геосинклинальных областей.

К настоящему времени редкометалльные месторождения в основном изучены лишь на щитах, а на плитах, закрытых осадочным чехлом мощностью до нескольких километров, они пока

остаются почти недоступными, но мы противопоставляем геосинклинальным областям фанерозоя древние платформы в целом, поскольку и на плитах известны близповерхностные выступы кристаллического фундамента. Кроме того, имеются эпиплатформенные орогенические пояса, которые никто не называет щитами, хотя слагающие их кристаллические породы выходят на поверхность. Конечно, металлогения щитов, плит и эпиплатформенных орогенических поясов характеризуется определенными особенностями, но их анализ выходит за рамки данной работы.

После публикации работ В. А. Обручева (1922) и Г. Ф. Мирчинка (1940) и особенно в последние два десятилетия многие исследователи наряду с платформами и геосинклинальными областями выделяют соизмеримый с ними третий тип геотектонических структур (континентальной коры) самого крупного порядка, получивший разные названия: области эпиплатформенного орогенеза (Ханн, 1965, 1970, 1971), зоны гранитоидной ревивации (оживления) и базальтоидной активизации (Нагибина, 1967; Нагибина и др.; 1975), области тектоно-магматической активизации — отраженной (Смирнов, 1962, 1963; Щеглов, 1975) или автономной (Щеглов, 1968; 1975), сводово-глыбовые области (Карпова, 1968; Карпова и др., 1975), области прото- и дейтероорогенеза (Боголепов, 1968; Боголепов, Ермиков, 1975) и т. д.

Огромная роль тектоно-магматической активизации для объяснения явлений геотектонического характера и для понимания металлогении, в том числе и редких элементов, в настоящее время абсолютно очевидна. Тем не менее мы пока исключаем ее из рассмотрения в данной главе, так как тектоно-магматическая активизация явление вторичное, наложенное как на древние платформы, так и на области завершенной складчатости фанерозоя. Более того, в зависимости от геотектонического типа структур (платформы или геосинклинальные области) и их возраста (докембрий или фанерозой) металлогеническая нагрузка тектоно-магматической активизации резко неодинакова. В этой связи отметим следующее: хотя тектоно-магматическая активизация имеет место во времени и в пространстве, она ничего не дает для выявления закономерностей пространственного размещения редкометальных месторождений на платформах, с одной стороны, и в геосинклинальных областях, с другой, и лишь может объяснить причины образования тех или иных промышленных концентраций редких металлов.

В табл. 9 показано распределение парагенетических типов редкометальных месторождений на древних платформах и в геосинклинальных областях фанерозоя. В этой и в последующих таблицах в одной графе с платформами объединены и докембрийские срединные массивы, которые в известной мере можно рассматривать как мелкие платформы или их отторженцы.

**Обычные запасы и содержания редких металлов в главных промышленных типах эндогенных месторождений,
расположенных на древних платформах и в геосинклинальных областях фанерозоя
(по данным мировой практики)**

Редкометалльная формация, парагенетический тип месторождений и минералы, имеющие практическое значение	Компоненты	Обычные содержания, %		Обычные запасы металла, тыс. т	
		на древних платфор- мах и в докембрий- ских срединных массивах	в геосинклинальных областях фанерозоя	на древних плат- формах и в до- кембрийских срединных массивах	в геосинкли- нальных областях фанерозоя
Магматогенные месторождения в связи с кислыми породами					
Кислые танталовые граниты					
1. Кривофиллит-амазонит-альбитовые с микролитом и танталит-колум- битом	Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅ Li ₂ O Rb ₂ O	0,013—0,014 0,010—0,015 0,1—0,3 0,1	Не известно	n n До 100 10 n	Не известно
2. Мусковит-микроклин-альбитовые с танталитом	Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅	0,020—0,025 0,010—0,015	То же	n n	То же
Гранитные пегматиты					
3. Микроклин-альбитовые с тантала- тами и бериллом	Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅ BeO	0,015—0,025 0,010—0,015 0,03—0,05	0,008—0,013 0,010—0,015 0,03—0,06	n n 0, n	0, n 0, n 0, n

Редкометалльная формация, парагенетический тип месторождений и минералы, имеющие практическое значение	Компоненты	Обычные содержания, %		Обычные запасы металла, тыс. т	
		на древних платфор- мах и в докембрий- ских срединных массивах	в геосинклинальных областях фанерозоя	на древних плат- формах и в до- кембрийских срединных массивах	в геосинкли- нальных областях фанерозоя
4. Сподумен-микроклин-альбитовые с лепидолитом, петалитом, поллу- цитом, танталатами и бериллом	Li ₂ O	0,4—0,8	0,2—0,3	10 n—200	n—40
	Rb ₂ O	0,2—0,5	0,0 n—0,1	10 n	n
	Cs ₂ O	0,2—0,6	0,0 n	n—10 n	0, n
	Ta ₂ O ₅	0,015—0,03	0,01—0,013	n	0,0 n—0, n
	Nb ₂ O ₅	0,007—0,012	0,007—0,012	n	0,0 n—0, n
	BeO	0,04—0,05	0,04—0,05	n	n
5. Альбитовые с бериллом, танталит- колумбитом и сподуменом (или без него)	BeO	0,08—0,15	0,12—0,24	0,0 n—0, n	0,0 n—0, n
	Ta ₂ O ₅	0,015—0,02	0,01—0,015	0, n	0,0 n
	Nb ₂ O ₅	0,01—0,015	0,01—0,015	0, n	0, n
	Li ₂ O	До 1,0	До 0,4	До 50	До n
6. Альбит-сподуменовые с колумби- том и бериллом	Li ₂ O	0,5—0,7	0,3—0,4	400—900	100—400
	Ta ₂ O ₅	0,004—0,01	0,005—0,007	n—20	n
	Nb ₂ O ₅	0,006—0,012	0,006—0,010	n—20	n
	BeO	0,03—0,05	0,03—0,05	n—40	n
<i>Околосегматитовые метасоматиты</i>					
7. Цезийбиотитовые	Cs ₂ O	0,1—0,5	Возможно выявление	10 n	Возможно выявление
	Rb ₂ O	0,1—0,2		10—30	
	Li ₂ O	0, n		10 n	

Редкометалльная формация, парагенетический тип месторождений и минералы, имеющие практическое значение	Компоненты	Обычные содержания, %		Обычные запасы металла, тыс. т	
		на древних платфор- мах и в докембрий- ских срединных массивах	в геосинклинальных областях фанерозоя	на древних плат- формах и в до- кембрийских срединных массивах	в геосинкли- нальных областях фанерозоя
<i>Редкометалльные грейзены</i>					
8. Олигоклаз-флогопитовые жилы с бериллом и изумрудом	BeO Rb ₂ O Cs ₂ O	Не известно	0,08—0,15 0,2—0,3 0,035—0,045	Не известно	<i>n</i> 10 <i>n</i> <i>n</i>
9. Циннвальдитовые грейзены	Li ₂ O Rb ₂ O Cs ₂ O	Не известно	0,4—0,8 0,3—0,5 0,02—0,04	Не известно	10 <i>n</i> 10 <i>n</i> <i>n</i>
10. Кварц-берилловые грейзены	BeO	То же	0,3—0,5	То же	<i>n</i>
<i>Редкоземельные метасоматиты</i>					
11. Измененные микроклиновые гра- нофиры с иттриосинхизитом, флюоцеритом, монацитом, ксе- нотимом, циртолитом	TR ₂ O ₃ (Y) ZrO ₂	Не известно	0,3—0,5 До 0,3	Не известно	10 <i>n</i> 10 <i>n</i>
<i>Бериллиеносные метасоматиты</i>					
12. Кварц-мусковитовые с бертранди- том и эвклазом	BeO	0, <i>n</i>	Не известно	10—20	Не известно

Редкометалльная формация, парагенетический тип месторождений и минералы, имеющие практическое значение	Компоненты	Обычные содержания, %		Обычные запасы металла, тыс. т	
		на древних платфор- мах и в докембрий- ских срединных массивах	в геосинклинальных областях фанерозоя	на древних плат- формах и в до- кембрийских срединных массивах	в геосинклиналь- ных областях фанерозоя
13. Флюоритовые с фенакитом и бер- трандитом	BeO	0,8—0,15	?	До 20	?
14. Мусковит-литнионит-флюоритовые с фенакитом	Li ₂ O Rb ₂ O Cs ₂ O BeO	Не известно	0,3—0,4 0,2—0,3 До 0,015 До 0,3	Не известно	До 100 10 п п п
15. Монтмориллонит-халцедон-флюо- ритовые с бехонитом и гелъ- бертрандитом	BeO	0,3—0,5	Не известно	До 120	Не известно
<i>Стронциеносные метасоматиты</i> 16. Редкоземельно-ураноносные зоны в порфириновых туфах с це- лестином	TR ₂ O ₃ (Y) SrO	Не известно	0, п До 10	Не известно	п 10 п
<i>Кислые эффузивы</i> 17. Кислые вулканические стекла	Cs ₂ O Rb ₂ O	Не известно	До 0,3 До 0,1	Не известно	п п

Редкометалльная формация, парагенетический тип месторождений и минералы, имеющие практическое значение	Компоненты	Обычные содержания, %		Обычные запасы металла, тыс. т	
		на древних платфор- мах и в докембрий- ских срединных массивах	в геосинклинальных областях фанерозоя	на древних плат- формах и в до- кембрийских срединных массивах	в геосинклиналь- ных областях фанерозоя

Магматогенные месторождения в связи с щелочными породами

<i>Щелочные метасоматиты вне видимой связи с щелочными породами</i>					
18. Существенно микроклиновые с гентгельвином	BeO	0, п	Не известно	п	Не известно
<i>Щелочные ниобо-танталоносные граниты</i>					
19. Биотит-микроклин-альбитовые с колумбитом	Nb ₂ O ₅ Ta ₂ O ₅	0,1—0,2 0,005—0,01	Не известно	10 п п	Не известно
20. Рибекит-протолитионит-микроклин- альбитовые с колумбитом, тан- талпирохлором и цирконом	Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅ ZrO ₂	0,015—0,3 0,15—0,3 0,3—0,4	Не промышл.	До 100 До 1000 До 1000	Не промышл.
21. Рибекит-микроклин-альбитовые с танталпирохлором, цирконом и гагаринитом	Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅ ZrO ₂ TR ₂ O ₃ (Y)	0,02—0,04 0,3—0,5 0,3—0,4 0,3—0,5	Не известно	До 100 До 1000 До 1000 До 1000	Не известно

Редкометалльная формация, парагенетический тип месторождений и минералы, имеющие практическое значение	Компоненты	Обычные содержания, %		Обычные запасы металла, тыс. т	
		на древних платфор- мах и в докембрий- ских срединных массивах	в геосинклинальных областях фанерозоя	на древних плат- формах и в до- кембрийских срединных массивах	в геосинклиналь- ных областях фанерозоя
<i>Метасоматиты в связи с щелочными гранитами</i>					
22. Эгирин-фенгитовые микрокли- альбитовые и альбитовые с плюмбопироксеном, фергусонитом, цирконом, эвксенитом, колумбитом	Ta_2O_5 Nb_2O_5 $TR_2O_3 (Y)$ ZrO_2	Не известно	0,01—0,02 0,1 0,1 0,1—0,3	Не известно	n 10 n n До 100
<i>Ультраосновные-щелочные комплексы, карбонатиты и связанные с ними метасоматиты</i>					
23. Бадделейтовы жилы в нефелино- вых сиенитах	ZrO_2	10—30	Не известно	100 n	Не известно
24. Кальцит-апатит-магнетит-форсте- ритовые образования с гатчет- толитом и бадделейтом	Ta_2O_5 Nb_2O_5 ZrO_2	0,010—0,015 0,2—0,3 0,1—0,5	То же	До 10 10 n До 200	То же
25. Апатит-кальцитовые карбонатиты с пироксеном и местами с гат- четтолитом	Nb_2O_5 Ta_2O_5 SrO	0,3—0,8 0,015—0,025 До 1	»	1000 n n До 2000	»

Редкометалльная формация, парагенетический тип месторождений и минералы, имеющие практическое значение	Компоненты	Обычные содержания, %		Обычные запасы металла, тыс. т	
		на древних платфор- мах и в докембрий- ских срединных массивах	в геосинклинальных областях фанерозоя	на древних плат- формах и в докембрийских срединных массивах	в геосинклиналь- ных областях фанерозоя
26. Апатит-кальцит-доломитовые карбонатиты с церофергусонитом и иногда гатчеттолитом	Nb_2O_5 $TR_2O_3 (Ce)$ Ta_2O_5 SrO	0,2—0,3 0,4—0,7 Около 0,01 0, n	»	1000—2000 1000 n До 20 1000 n	»
27. Анкеритовые карбонатиты с бастне- зитом и пиризитом	$TR_2O_3 (Ce)$ SrO	1—5 До 1	»	10 n До 2000	»
28. Кварц-apatит-монацитовые жилы	$TR_2O_3 (Ce)$	До 10	»	10 n	»
<i>Метасоматиты в связи с миаскитами</i>					
29. Биотит-карбонатные с пирохлором	Nb_2O_5	0,4—0,6	0,1—0,2	100 n	До 100
30. Альбититы с цирконом и пирохло- ром	Nb_2O_5 ZrO_2	0,4—0,6 0,3—0,4	0,1—0,2 0,1—0,2 0,1—0,2	100 n 100 n	10 n 10 n
31. Эгирин-альбитовые с уранпирохло- ром и цирконом	Ta_2O_5 Nb_2O_5 $TR_2O_3 (Ce)$ ZrO_2	Не известно	0,01—0,02 0,15—0,3 0,3 0,2	Не известно	5—10 До 100 До 100 До 100

Редкометалльная формация, парагенетический тип месторождений и минералы, имеющие практическое значение	Компоненты	Обычные содержания, %		Обычные запасы металла, тыс. т	
		на древних платфор- мах и в докембрий- ских срединных массивах	в геосинклинальных областях фанерозоя	на древних плат- формах и в до- кембрийских срединных массивах	в геосинклиналь- ных областях фанерозоя
32. Гематит-альбит-микроклиновые с эшинитом, колумбитом и ильме- норутитом	Ta_2O_5 Nb_2O_5 $TR_2O_3 (Ce)$ ZrO_2	То же	0,02—0,03 0,2—0,4 До 0,3 До 0,2	То же	10—15 До 100 До 200 До 100
<i>Апатитовые нефелиновые сиениты</i> 33. Апатит-нефелиновые массивы	$TR_2O_3 (Ce)$ SrO Rb_2O	0,4—0,6 До 1 До 0,04	Не известно	? ? ?	Не известно
34. Уртиты и малиниты с лопаритом	Ta_2O_5 Nb_2O_5 $TR_2O_3 (Ce)$	0,02—0,025 0,2—0,4 1,0—1,5	То же	? ? ?	То же
35. Стенструпиновые и ловозеритовые луавриты и какортокиты	Ta_2O_5 Nb_2O_5 $TR_2O_3 (Ce)$ ZrO_2	0,015—0,025 0,2—0,3 До 0,5 До 0,7	»	10 п 100 п 1000 п 1000 п	»
<i>Редкометалльные фениты</i> 36. Арфведсонит-эгирин-альбит-орто- клазовые с барилитом	BeO	0,3—0,5	Не известно	п	Не известно

Из 68 типов магматогенных месторождений литофильных металлов, выделенных согласно парагенетической классификации, в табл. 9 помещены только те, запасы ведущего металла в которых составляют не менее 1% от его мировых ресурсов. Поскольку в метаморфогенных месторождениях крупных запасов редких металлов не выявлено, они далее не рассматриваются. Данные таблицы позволяют выявить весьма интересные закономерности распределения главных редкометальных формаций и парагенетических типов месторождений на площади земного шара. Из приведенных 36 главных промышленных типов магматогенных месторождений литофильных редких металлов 19 пока выявлены только на древних платформах и в срединных массивах, 10 лишь в геосинклинальных областях фанерозоя, а месторождения семи типов обнаружены и на платформах, и в геосинклинальных областях. Причем у лития, рубидия, цезия и иттриевых земель в геосинклинальных областях известно больше типов месторождений, чем на платформах, а у остальных редких металлов наблюдается обратное соотношение (табл. 10).

Таблица 10

Количество главных промышленных типов магматогенных месторождений редких металлов на древних платформах (включая докембрийские срединные массивы) и в геосинклинальных областях фанерозоя

Редкие металлы	Месторождения в связи с кислыми породами			Месторождения в связи с щелочными породами			Всего
	на платформах	на платформах и в геосинклинальных областях	в геосинклинальных областях	на платформах	на платформах и в геосинклинальных областях	в геосинклинальных областях	
Все редкие металлы	4	5	7	13	2	3	36
Li	1	4	2	0	0	0	7
Rb	1	2	4	1	0	0	8
Cs	0	2	4	0	0	0	6
Be	3	4	3	2	0	0	12
Sr	0	0	1	3	0	0	4
TR _Y	0	0	2	1	0	1	4
TR _{Ce}	0	0	0	6	0	2	8
Zr	0	0	1	5	1	3	10
Nb	2	4	0	8	2	3	18
Ta	2	4	0	8	0	3	16

Из месторождений, связанных с кислыми породами, только в геосинклинальных областях встречены все типы образований грейзеновой формации, мусковит-литнионит-флюоритовые метасоматиты, измененные микроклиновые гранофиры, редкоземельно-ураноносные зоны с целестином и кислые вулканические стекла. Наоборот, только на платформах и в докембрийских

срединных массивах обнаружены монобериллиевые месторождения, представленные различными флюоритовыми или существенно мусковитовыми метасоматитами (типы 12—15), а также криофиллит-амазонит-альбитовые и мусковит-микроклин-альбитовые граниты¹. Все типы редкометальных пегматитов и связанных с ними метасоматитов встречаются как на платформах, так и в геосинклинальных областях.

Из щелочных месторождений метасоматиты в связи с щелочными гранитами (тип 22) и миаскитами (типы 31 и 32) встречены только в геосинклинальных областях, а два типа (29 и 30) метасоматитов в связи с миаскитами обнаружены одновременно и на платформах, и в геосинклинальных областях. Все остальные 14 типов щелочных месторождений встречаются лишь на платформах.

Важно отметить, что на платформах находится не только большее количество типов месторождений, но и самые крупные, а часто и самые богатые из них. На древних платформах и докембрийских срединных массивах выявлены самые крупные из известных месторождения тантала, представленные щелочными гранитами и агпантовыми нефелиновыми сиенитами, ниобия — апатит-кальцитовые карбонатиты с пироксеном, редких земель — анкеритовые карбонатиты с бастнезитом, циркония — бадделитовые жилы в нефелиновых сиенитах и ловозеритовые луювриты, лития — альбит-сподуменовые пегматиты, цезия — сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты с лепидолитом и поллуцитом и цезийбиотитовые метасоматиты, бериллия — бериллиеносные метасоматиты с фенакитом, бертрандитом, гельбертрандитом и бехоном, иттриевых земель — рибекит-микроклин-альбитовые граниты с гагаринитом. Месторождения этих типов на платформах и в срединных массивах иногда в десятки раз крупнее и значительно богаче месторождений тех же металлов любого типа в геосинклинальных областях фанерозоя (табл. II).

Если месторождения одного и того же типа встречаются одновременно и на платформах, и в геосинклинальных областях, то (в соответствии с общим правилом) в первом случае они на порядок крупнее и значительно богаче, чем во втором. Например, пироксеновые месторождения биотит-карбонатных метасоматитов и альбититов в геосинклинальных областях примерно в 5—10 раз мельче и в 2—3 раза беднее месторождений аналогичного типа в эпиплатформенных орогенных поясах. Точно так же сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты на платформах в несколько раз, а то и на порядок крупнее, чем в геосинклинальных областях (см. табл. 9).

¹ Правда, другие типы бериллиеносных метасоматитов и кислых танталоносных гранитов (см. табл. I) известны и в геосинклинальных областях. Но месторождения этих типов всегда значительно беднее и мельче, поэтому они и не даны в табл. 9.

Максимальные содержания и запасы редких металлов в месторождениях мира на древних платформах и в геосинклинальных областях фанерозоя

Редкие металлы	Максимальные средние содержания в месторождениях, %		Максимальные запасы месторождений, тыс. т	
	на платформах	в геосинклинальных областях	на платформах	в геосинклинальных областях
Li	0,7	0,4	450	200
Rb	0,5	0,5	600	100
Cs	0,6	0,3	65	5
Be	0,5	0,15	50	10
Sr	1	10	>10000	50
TR _Y	0,5	0,3	1000	100
TR _{Ce}	5	0,3	8000	200
Zr	10	0,2	>10000	100
Nb	0,8	0,4	15000	200
Ta	0,05	0,03	150	15

В результате на древних платформах и в докембрийских срединных массивах сосредоточено от 67 до 99% мировых запасов эндогенных месторождений различных редких металлов, тогда как на геосинклинальные области фанерозоя приходится всего 1—33% их (табл. 12). Причем более или менее существенную роль в геосинклинальных областях играют запасы лишь лития (24%), бериллия (30,3%), рубидия (17,5%) и отчасти тантала (13%). Такое резко неодинаковое распределение запасов между этими геотектоническими категориями всецело определяется особенностями их минерализации, так как площадь древних платформ и фанерозойских геосинклинальных областей соизмерима. Если же учесть, что геосинклинальные (горноскладчатые) области обнажены несоизмеримо лучше древних щитов, не говоря уж о плитах, то детально опосредованная площадь геосинклинальных областей фанерозоя фактически даже во много раз больше, чем изученная площадь древних платформ, а размеры запасов редких металлов на них имеют обратное, во много раз меньшее соотношение. Это обстоятельство еще резче подчеркивает особенности металлогении данных геотектонических категорий и лишний раз свидетельствует о правомерности противопоставления древних платформ фанерозойским геосинклинальным областям.

Выполненный анализ имеет важное значение для научного обоснования направления поисково-разведочных работ, при прогнозировании, поисках и перспективной оценке редкометалльных месторождений.

Таблица 12

Распределение мировых запасов редких металлов эндогенных месторождений по главным геотектоническим структурам земного шара, %

Геотектонические структуры	Li	Rb	Cs	Be	Sr
А. Геосинклинальные области фанерозоя	24,0	17,5	9,5	30,3	1
Б. Докембрийские платформы и срединные массивы	76,0	82,5	90,6	69,7	99
I. Платформы Лавразии	48,3	53,7	56,0	38,3	99
II. Платформы и массивы пояса Тетис	5,7	16,3	—	6,9	—
III. Платформы Гондваны	22,0	12,5	34,5	24,5	—
1. Южно-Американская	1,7	0,1	0,8	16,4	—
2. Африканская	18,1	12,2	32,5	5,5	—
3. Индийская	0,6	0,1	0,4	1,8	—
4. Австралийская	1,6	0,1	0,8	0,8	—

Продолжение табл. 12

Геотектонические структуры	TR _Y	TR _{Ce}	Zr	Nb	Ta
А. Геосинклинальные области фанерозоя	9	0,7	6,7	1,5	13,0
Б. Докембрийские платформы и срединные массивы	91	99,3	93,3	98,5	87,0
I. Платформы Лавразии	—	90,2	43,4	21,6	37,8
II. Платформы и массивы пояса Тетис	91	9,1	33,3	5,6	29,6
III. Платформы Гондваны	—	—	16,6	71,3	19,6
1. Южно-Американская	—	—	16,6	63,7	8,75
2. Африканская	—	—	—	7,6	10,0
3. Индийская	—	—	—	0,0	0,6
4. Австралийская	—	—	—	0,0	0,25

В настоящее время, когда появилась потребность в больших объемах добычи редких элементов, фанерозойские геосинклинальные области, заключающие лишь относительно мелкие редкометалльные месторождения, не должны и далее привлекать столько средств для детального опоскования. Теперь вполне очевидно, что крупные и богатые месторождения надо искать на древних платформах и в докембрийских срединных массивах, особенно тех, которые находятся в благоприятных географо-экономических условиях. Сейчас для этого имеются и необходимые технические возможности, так как благодаря широкому развитию геофизических и геохимических методов поисков, внедрению новой поисково-разведочной техники и аппаратуры, широкому применению картировочного бурения слабо обнаженные и даже закрытые районы для геологов больше не являются недоступными. Планомерные целенаправленные поиски без сомнения выявят на платформах новые крупные рудные провинции.

Минерагеническая специализация геотектонических поясов и платформ

Геотектоническое районирование земной коры даже той части, которая касается только континентов, отличается у разных исследователей. М. М. Одинцов (1975) выделяет три типа платформ: гондвано-сибирский, русско-канадский и китайский. Платформам первого типа присущи блоковая тектоника фундамента, поднятие громадных масс основной и ультраосновной магмы в верхние слои литосферы (трапповый магматизм); для второго типа платформ характерна меньшая глубинность деформаций фундамента и отсутствие массового внедрения основной магмы в верхние этажи; платформы третьего типа отличаются широким развитием в их пределах вторичных геосинклинальных зон, расчленяющих платформы на отдельные блоки.

Наиболее полное геотектоническое районирование земной коры дано Н. П. Херасковым (1963), который выделяет несколько широтных и меридиональных геотектонических поясов. Из широтных поясов наиболее важны Лавразийский, Тетис и Гондвана. Лавразия включает Северо-Американскую, Европейскую и Сибирскую, или Анабарскую (без Алданского щита) платформы. Пояс Тетис представляет собой сложно построенное полициклическое сооружение. Он простирается от западной части Америки в районе сочленения Южно-Американского и Северо-Американского континентов до восточной Азии, через области Средиземного моря, Кавказа, Средней Азии, далее он сильно расширяется к северо-востоку и юго-востоку, охватывая Алданский щит, Колымский и Охотский срединные массивы (глыбы), Таримскую, Северо-Китайскую и Южно-Китайскую платформы, Вьетнамскую глыбу и многие срединные массивы. Гондванский пояс состоит из Южно-Американской, Африканской, Индийской и Австралийской платформ. Важно отметить, что если Гондвана и Лавразия представляют собой пояса древних платформ, то пояс Тетис включает как древние платформы (глыбы, срединные массивы), так и разновозрастные геосинклинальные области, начиная от байкалид и кончая альпидами.

Меридиональные геотектонические структуры высшего порядка представлены Антлантическим, Урало-Сибирским и Тихоокеанским поясами, сложенными фанерозойскими геосинклинальными системами.

Как и всякое столь широкое обобщение глобального масштаба, геотектоническое районирование Н. П. Хераскова схематично. Однако в дальнейшем мы воспользуемся этой схемой, так как она помогает вскрыть и объяснить некоторые общие закономерности размещения редкометальных месторождений.

Основная масса запасов редких металлов и все самые крупные и богатые месторождения их (как было показано выше) на-

ходятся на древних платформах и в докембрийских срединных массивах, поэтому анализ распределения редкометального оруденения в пределах этих геотектонических структур представляет первостепенный интерес.

Разные платформы и геотектонические пояса обогащены различными редкими металлами и притом в неодинаковой степени (см. табл. 12). На платформах Лавразии выявлены месторождения всех литофильных редких металлов, за исключением иттриевых земель. Здесь сосредоточена основная масса мировых эндогенных запасов цезия, стронция, цериевых земель, а по запасам лития, бериллия, циркония и тантала этот пояс занимает первое место.

Во внутренних платформах, глыбах и докембрийских срединных массивах пояса Тетис также известны месторождения всех редких металлов, за исключением цезия и стронция. На этот пояс приходится все запасы иттриевых земель в эндогенных месторождениях и третья часть мировых запасов рубидия, циркония и тантала.

В Гондване лишь эндогенные запасы ниобия занимают первое место (71,3%). Здесь значительна и доля запасов цезия (34,5%). Запасы рубидия, бериллия и лития не достигают 25%, а циркония и тантала даже меньше 20%; запасы же стронция, иттриевых и цериевых земель здесь вообще отсутствуют.

В целом с севера на юг от Лавразии к поясу Тетис и Гондване закономерно убывают запасы тантала, циркония, цериевых земель, стронция, а если исключить пояс Тетис (платформы которого несоизмеримо мельче других поясов), то также и запасы лития, цезия, бериллия.

Каждая из платформ в свою очередь имеет свои минерогенические особенности. Если принять наличие на платформе более 15% мировых эндогенных запасов того или иного металла за барьер ее минерогенической специализации, то Северо-Американская платформа будет характеризоваться накоплением (в порядке убывания) лития, цезия, бериллия, цериевых земель; Европейская — стронция, цериевых земель, циркония, тантала; Сибирская — цезия; платформы пояса Тетис — иттриевых земель, циркония, рубидия, тантала; Южно-Американская — ниобия, циркония, бериллия; Африканская — цезия, рубидия, лития; Индийская и Австралийская платформы, видимо, еще очень слабо опоскованы и по размерам меньше других, поэтому их запасы пока невелики.

Пометальная специализация геотектонических поясов и отдельных платформ обусловлена преимущественным развитием в их пределах месторождений тех или иных редкометальных формаций и парагенетических типов. Лишь пегматитовые и карбонатитовые месторождения выявлены на всех платформах, тогда как крупные и богатые месторождения танталоносных кислых и щелочных гранитов пока обнаружены только в пре-

делах пояса Тетис. Месторождения бериллиеносных метасоматитов в основном приурочены к этому же поясу и частично к соседствующему с ним орогенному (эпиplatformенному) обрамлению платформ Лавразийского пояса. Массивы агпантовых нефелиновых пород установлены в основном на севере Европейской и Северо-Американской платформ. Самые крупные месторождения альбитсподуменовых пегматитов приурочены к платформам Лавразии, в то же время здесь отсутствуют месторождения бериллоносных микроклиновых пегматитов, столь характерные для пояса Тетис и платформ Гондваны.

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Геохронология редкометального оруденения

Анализ абсолютного возраста редкометальных месторождений представляет известную сложность, которая обуславливается несколькими основными причинами.

Формирование рудных месторождений — процесс многостадийный и очень длительный. Стадия от стадии нередко отделена миллионами, десятками и даже сотнями миллионов лет. Так, например, в одном из поясов редкометальных пегматитов европейской части СССР абсолютный возраст мусковита (определения С. Н. Вороновского) из поллуцитоносных сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов составляет 2600—2480, в среднем по 8 образцам 2550 млн. лет, из танталоносных альбитовых пегматитов 2455—2320, в среднем по 4 образцам 2400 млн. лет, из альбит-сподуменовых пегматитов 1970—1735, в среднем по 5 образцам 1870 млн. лет (Солодов и др. 1974). Исследователи данного пегматитового пояса единодушно считают все три типа пегматитов принадлежащими к одному и тому же тектоно-магматическому циклу, хотя абсолютный средний возраст крайних типов отличается на 700 млн. лет, а если взять крайние частные значения, то даже на 965 млн. лет! Эти результаты в целом недавно были подтверждены Л. Н. Овчинниковым, С. Н. Вороновским и Л. В. Овчинниковой на еще более представительном материале, в том числе и по другим пегматитовым провинциям. По их данным (устное сообщ.) даже в пределах одного и того же пегматитового тела упомянутого пояса разница в возрасте ранних и поздних слюд (биотита, мусковита, лепидолита) иногда достигает 150—200 млн. лет.

Аналогичные примеры можно привести и по возрасту ультраосновных-щелочных пород и связанных с ними карбонатов. Определения возраста массивов ультраосновных-щелочных

пород нередко датируются докембрием, а связанные с ними карбонатиты — палеозоем и даже мезозоем.

Поэтому не случайно, что по данным разных исследователей абсолютный возраст часто значительно отличается. Например, возраст ультраосновных-щелочных комплексов Восточного Саяна датируется как палеозойский или даже мезозойский (Геология СССР, 1968), а по данным недавно выполненных в ИМГРЭ анализов (Л. Н. Овчинников, С. Н. Вороновский) он находится в пределах 600—800 млн. лет. Мы уж не говорим, что точность анализа геохронологических методов составляет более 10%, т. е. для докембрия это дает допустимую абсолютную ошибку в 100—250 млн. лет. Все это чрезвычайно осложняет выявление геохронологических закономерностей распределения редкометального оруденения в земной коре и заставляет рассматривать их лишь как первое приближение к истине.

Редкометальные месторождения, судя по имеющимся геологическим наблюдениям и данным геохронологии, образовывались в крайне широком временном диапазоне — от архея до неогена. Несмотря на это их распределение в разрезе геологического времени (с учетом сделанных выше оговорок) носит довольно закономерный характер. Для выявления этих закономерностей проанализируем возраст месторождений каждой формации.

Кислые редкометальные граниты геохронологически хорошо изучены лишь в СССР и МНР. Все они имеют мезозойский возраст. О возрасте месторождений этой формации в Северной Африке (Алжир, Марокко, Арабская Республика Египет, Нигерия), а также во Франции и в Испании нет точных сведений. Часть их несомненно имеет мезозойский возраст (Нигерия), часть, возможно, более древний, но не древнее верхнего палеозоя. Условно мы все месторождения этого типа пока считаем мезозойскими.

Гранитные пегматиты имеют возраст от архея (Канада, Австралия, Кольский полуостров) до кайнозоя (о-в Эльба, Япония). Распределение в них запасов редких элементов по геологическим эрам подробно изучено ранее (Н. А. Солодов, Д. А. Захаровский, 1968 г.; Солодов, 1971₁). Установлено, что из числа известных к настоящему времени пегматитов на докембрийские месторождения за рубежом приходится от 73 до 92% всех пегматитовых запасов лития, рубидия, цезия, бериллия и тантала, на палеозойские 12—13%, а на мезозойские лишь 1—5%. Более того, намечается прямая зависимость между запасами месторождений одного и того же типа пегматитов (альбит-сподуменовых и особенно сподумен-микроклин-альбитовых) и их геологическим возрастом (Солодов, 1971₁).

В СССР распределение учтенных запасов по геологическим эрам аналогично, но удельный вес запасов, заключенных в докембрийских месторождениях, по всем элементам заметно

меньше, чем за рубежом. Это объясняется тем, что древние пегматиты характеризуются значительно большими размерами, поэтому за рубежом (особенно в слабо развитых странах) они разведываются и изучаются в первую очередь. У нас же на пегматиты практически опущено большинство регионов и оценке подвергнуты пегматитовые поля всех возрастов.

Цезийбиотитовые метасоматиты в связи с редкометальными пегматитами, из числа выявленных на сегодня месторождений, имеют протерозойский возраст, однако теоретически возможны такие месторождения и более молодого возраста (Цезневый биотит..., 1972).

Грейзеновые месторождения Урало-Монгольского и Средиземноморского (северная внеальпийская зона) подвижных поясов (Карпова и др., 1975) имеют верхнепалеозойский возраст и лишь иногда триасовый.

Месторождения бериллиеносных флюоритовых и мусковитовых метасоматитов обладают более широким диапазоном геологического возраста — от протерозоя (Бумер, Редскин Шток, США и др.) до палеогена и неогена (Томас Рендж, США, и др.). Однако отдельные парагенетические типы этой формации имеют более узкие возрастные периоды образования (табл. 13). Запасы бериллия в месторождениях этой формации возрастают от протерозоя к кайнозою.

Из кислых эффузивов промышленно-ценные концентрации цезия пока обнаружены только в мезозойских кислых стеклах, хотя они возможны и в кайнозое, поскольку в целом с омоложением возраста концентрация в них этого металла увеличивается (Кременецкий и др., 1973).

Метасоматиты вне видимой связи с щелочными породами имеют протерозойский возраст.

Щелочные граниты образуются в широком возрастном диапазоне от протерозоя и палеозоя до мезозоя. Причем от более древних месторождений к молодым (по имеющимся данным) устанавливается закономерное понижение содержания редких элементов и их запасов (см. табл. 13).

Метасоматиты в связи с щелочными гранитами пока известны только палеозойского возраста.

Ультраосновные-щелочные породы и связанные с ними карбонатиты и метасоматиты образовывались от протерозоя до наших дней. Однако самые крупные месторождения черневых земель в анкеритовых карбонатитах имеют протерозойский (Маунтин-Пасс, США и др.) или палеозойский (КНР и др.) возраст. Самые крупные месторождения ниобия в апатит-кальцитовых карбонатитах (Борейко-ди-Араша и Тапира, Бразилия; Мрима, Африка; Ока, Канада и др.) характеризуются мезозойским возрастом. Самые богатые месторождения циркония (бадделентовые жилы месторождения Посус-ди-Калдас, Бразилия и др.), относящиеся к этой же формации, также име-

Распределение мировых запасов редких металлов эндогенных месторождений по геологическим эрам, %

Геотектонические структуры, возраст и формации (или типы) месторождений	Li	Rb	Cs	Be	Sr	TR _Y	TR _{Ce}	Zr	Nb	Ta
Геосинклинальные области фанерозоя	24	17,5	9,5	30,3	<1	9	0,7	6,7	1,5	13,0
<i>Палеозойские месторождения</i>	21	17,3	6,5	19	—	8,5	0,7	6,7	1,4	11,0
Редкометалльные пегматиты	19	0,2	4,5	9	—	—	—	—	0,2	7,5
Редкометалльные грейзены	1,9	12,2	2	3	—	—	—	—	—	—
Редкоземельные метасоматиты	—	—	—	—	—	4,0	—	1,7	—	—
Бериллиеносные метасоматиты	0,1	4,9	—	7	—	—	—	—	—	—
Метасоматиты в связи с щелочными гранитами	—	—	—	—	—	4,5	—	3,3	0,1	1,2
Метасоматиты в связи с миеаскитами	—	—	—	—	—	—	0,7	1,7	1,1	2,3
<i>Мезозойские месторождения</i>	3	0,2	3	11,3	1	0,5	—	—	0,1	2
Редкометалльные пегматиты	3	—	1	4	—	—	—	—	0,1	2
Редкометалльные грейзены	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—
Стронциеносные метасоматиты	—	—	—	—	1	0,5	—	—	—	—
Флюоритовые метасоматиты с бериллом	—	—	—	5,3	—	—	—	—	—	—
Кислые вулканические стекла	—	0,2	2	—	—	—	—	—	—	—
Древние платформы и докембрийские срединные массивы	76	82,5	90,5	69,7	99	91	99,3	93,3	98,5	87,0
<i>Докембрийские месторождения</i>	73	16,2	90,5	50	—	91	26	16,7	3,5	41
Редкометалльные пегматиты	73	13,8	67,5	41	—	—	—	—	0,7	28
Цезийбиотитовые метасоматиты	0,0	2,4	23	—	—	—	—	—	—	—
Бериллиеносные метасоматиты	—	—	—	7	—	—	—	—	—	—
Щелочные ниобо-танталоносные граниты	—	—	—	—	—	91	—	16,7	2,8	13,0
Карбонатиты с баистезитом и паризитом	—	—	—	—	—	—	26	—	—	—
Прочие	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—

Геотектонические структуры, возраст и формации (или типы) месторождений	Li	Rb	Cs	Be	Sr	TR _Y	TR _{Ce}	Zr	Nb	Ta
<i>Палеозойские месторождения</i>	—	50	—	3	99	—	73,3	59,9	26,3	40
Бериллиеносные метасоматиты	—	—	—	3	—	—	—	—	—	—
Щелочные ниобо-танталоносные граниты	—	—	—	—	—	—	—	16,6	2,5	11,0
Карбонатиты с пироксеном (или церофергусонитом) и гатчеттолитом	—	—	—	—	32	—	18	3,3	12,5	3,8
Метасоматиты в связи с миекситами	—	—	—	—	—	—	—	6,7	2,8	0,2
Прочие	—	50	—	—	67	—	55,3	33,3	6,0	25,0
<i>Мезозойские месторождения</i>	3	16,3	—	3,7	—	—	—	16,7	68,7	6
Кислые танталоносные граниты	3	16,3	—	—	—	—	—	—	0,1	5
Бериллиеносные метасоматиты	—	—	—	3,7	—	—	—	—	—	—
Щелочные ниобо-танталоносные граниты	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3	1
Бадделитовые жилы в нефелиновых сиенитах	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Карбонатиты с пироксеном	—	—	—	—	—	—	—	—	68,3	—
<i>Кайнозойские месторождения</i>	—	—	—	13	—	—	—	—	—	—
Бериллиеносные метасоматиты	—	—	—	13	—	—	—	—	—	—
Все месторождения на платформах и в геосинклинальных областях:	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
докембрийские	73	16,2	90,5	50	—	91	26	16,7	3,5	41
палеозойские	21	67,3	6,5	22	99	7	74	66,6	27,7	51
мезозойские	3	16,5	3	15	1	2	—	16,7	68,8	8
кайнозойские	3	—	—	13	—	—	—	—	—	—

ют мезозойский возраст. Ряд месторождений карбонатитовой формации в Лавразийском поясе характеризуются палеозойским и частично рифейским возрастом. Содержание и запасы ниобия в карбонатитовых месторождениях с омоложением их возраста растут (см. табл. 13), а у редких земель как будто бы падают¹.

Метасоматиты в связи с миекситами имеют палеозойский возраст. Все известные на сегодня месторождения в массивах агпантовых нефелиновых сненитов также палеозойского возраста (Гренландия и др.).

Бериллиеносные фениты (месторождение Силл-Лейк, Канада и др.) имеют протерозойский возраст.

Таким образом, промышленные месторождения большинства редкометальных формаций образуются в сравнительно узком временном интервале. Из «сквозных» формаций, месторождения которых формируются на протяжении ряда геологических эр, запасы и содержания элементов в месторождениях редкометальных пегматитов закономерно уменьшаются от древних к молодым, а в кислых эффузивах, бериллиеносных метасоматитах и в ниобиеносных карбонатитах, наоборот, увеличиваются. К сожалению, кроме пегматитов, по остальным из числа перечисленных формаций слишком мало наблюдений, чтобы можно было уверенно утверждать, что это закономерное, а не случайное явление.

Литий, цезий, бериллий — элементы, характерные для месторождений, связанных с кислыми гранитами, а также иттриевые земли, связанные с щелочными гранитами, имеют наибольшее количество запасов (суммарно по всем формациям) в докембрии; по мере уменьшения возраста запасы этих «гранитогенных» месторождений закономерно падают (см. табл. 13). Запасы всех элементов, характерных для месторождений связанных с собственно щелочными породами — стронция, цериевых земель, циркония, ниобия, тантала, наоборот, имеют максимумы в палеозое. В мезозое значительные запасы выявлены ниобия (69%), в меньшей степени циркония (16,7%), рут依дия (16,5%) и бериллия (15%). В кайнозое только бериллий и литий образуют крупные и богатые месторождения.

Редкометальные минерогенические эпохи

В соответствии с новейшими представлениями ведущих металлогенистов (Смирнов, 1975) различается девять основных металлогенических эпох (в млн. лет): 1) архейская 3500—2500, 2) раннепротерозойская 2500—1800, 3) среднепротерозой-

¹ Оруденение в месторождении Маунтин-Пасс скорее всего не протерозойское, а мезозойское, так как трудно предположить, что в одной формации разные редкие металлы (ниобий и редкие земли) могли иметь противоположный характер распределения во времени.

ская 1800—1650, 4) позднепротерозойская 1650—900, 5) рифейская 900—600, 6) каледонская 660—400, 7) герцинская 400—225, 8) киммерийская 225—100, 9) альпийская 100 — настоящее время.

Эта схема вполне может быть принята и для наших дальнейших построений, если в нее внести небольшие частные изменения. Во-первых, под рифеем обычно понимается весь поздний протерозой от 1600 до 570 млн. лет (Карта тектоники докембрия..., 1974). Поэтому, выделенные В. И. Смирновым, позднепротерозойскую и рифейскую эпохи правильнее будет именовать раннерифейской и позднерифейской, в противном случае допускается терминологическая неточность, коль скоро поздний протерозой это и есть рифей. Во-вторых, верхнюю границу позднерифейской эпохи для наших целей приходится поднять до 1000 млн. лет, так как самые крупные месторождения (и притом почти единственный тип), приходящиеся на эту эпоху, — бериллиеносные и танталоносные пегматиты Бразилии и Заира — датируются абсолютным возрастом до 1 млрд. лет, иначе месторождения, явно принадлежащие к одной эпохе, окажутся искусственно разорванными на две эпохи.

В-третьих для целей данной работы среднепротерозойскую эпоху с таким узким временным интервалом (1800—1600 млн. лет, а у В. И. Смирнова даже 1800—1650 млн. лет) можно было бы и не выделять. Точность методов определения абсолютного возраста в сущности перекрывает почти весь этот временной интервал, приходящийся на всю эпоху. Более того, из всех редкометальных формаций, как это будет показано далее, на архей — средний протерозой приходится только редкометальные пегматиты. А формирование последних даже в пределах одного тектоно-магматического цикла, как это отмечалось, может растягиваться на очень длительное время, значительно перекрывающее продолжительность среднепротерозойской эпохи.

Однако, чтобы не ломать предложенную В. И. Смирновым систематику металлогенических эпох, мы сохраним и среднепротерозойскую эпоху для большей сопоставимости редкометальных и всех других рудных образований.

Анализ распределения различных редкометальных формаций по выделенным минерагеническим эпохам (табл. 14) обнаруживает несколько интересных закономерностей.

Хотя рудопроявления почти любой формации имеются во многих эпохах, промышленные месторождения лишь редкометальных пегматитов к настоящему времени выявлены во всех минерагенических эпохах. Таким образом, только пегматитовая формация является сквозной. К полусквозным относятся: формация щелочных гранитов, промышленные месторождения которых известны от раннерифейской до киммерийской эпохи, формация бериллиеносных метасоматитов — от ранне-

Распределение редкометальных формаций по минерагеническим эпохам (в скобках — возраст, млн. лет)

Редкометальные формации	Архейская (3500—2500)	Раннепротерозой- ская (2500—1800)	Среднепротерозой- ская (1800—1600)	Раннерифейская (1600—1000)	Позднерифейская (1000—600)	Каледонская (600—400)	Герцинская (400—225)	Киммерийская (225—100)	Альпийская (100—0)
Месторождения в связи с кислыми породами									
Танталоносные кислые граниты						+	(+)	+	+
Гранитные пегматиты	+	+	+	+	+	+	+	+	
Околопегматитовые метасоматиты				+		?	+	?	
Редкометальные скарны							+		
Редкометальные грейзены							+		
Редкоземельные метасоматиты				+			+	+	
Бериллиеносные метасоматиты				+	(+)	(+)	+	+	(+)
Стронциеносные метасоматиты								+	(+)
Кислые эффузивы									
Месторождения в связи с щелочными породами									
Метасоматиты вне видимой связи с интрузиями				+					
Щелочные ниобо-танталоносные граниты				+	(+)	+	(+)	+	
Метасоматиты в связи с щелочными гранитами				+	+	(+)	+	+	
Редкометальные карбонатиты							+		
Метасоматиты в связи с миаскитами							+		
Агпаитовые нефелиновые сиениты							+		
Редкометальные фениты				+			?		

рифейской до альпийской эпохи с перерывом (?) в поздне-рифейскую и каледонскую эпохи, а также карбонатиты — от раннерифейской до киммерийской. Месторождения остальных формаций характерны лишь для одной, максимум двух (притом смежных) эпох.

Месторождения различных редкометальных формаций распределены по минерагеническим эпохам неравномерно. На протяжении первых трех эпох — архейской, раннепротерозойской и среднепротерозойской — фактически известны только пегматитовые месторождения. Это понятно, поскольку остальные формации образуются лишь в результате тектоно-магматической активизации платформ и срединных массивов (этот процесс в заметных масштабах начался лишь в раннерифейское время) либо в геосинклиналях фанерозойского возраста. В следующем разделе этот вопрос будет рассмотрен подробнее.

Бурное формирование месторождений многих редкометальных формаций происходило в раннерифейскую, герцинскую и киммерийскую эпохи. В первой и третьей известны месторождения семи формаций, а во второй — даже десяти формаций из шестнадцати возможных. Для раннерифейской эпохи весьма характерны месторождения цезия в метасоматитах, связанных с пегматитами; бериллия — в бериллиеносных (существенно мусковитовых) метасоматитах, метасоматитах (с гентгельвином) вне видимой связи с интрузиями, фенитах с барилитом: тантала и иттриевых земель — в щелочных гранитах, цериевых редких земель — в карбонатитах. Герцинской эпохе особенно присущи месторождения бериллия в грейзенах и флюоритовых метасоматитах, ниобия — в карбонатитах и метасоматитах, связанных с мнаскитами, а также тантала, ниобия, цериевых земель, рубидия, стронция — в агпантовых нефелиновых сиенитах. Для киммерийской эпохи характерны месторождения тантала — в кислых гранитах, цезия — в кислых эффузивах и ниобия — в карбонатитах.

Существенный «пережим» в редкометальном рудообразовании наблюдается в позднерифейскую и каледонскую эпохи, в первой из них известны лишь промышленные месторождения пегматитов и кальцит-апатитовых карбонатитов, а во второй — единичные месторождения альбит-сподуменовых пегматитов и щелочных гранитов с танталом, ниобием и цирконием.

В альпийскую эпоху образовывались крупные месторождения только позднегерцинских существенно флюоритовых метасоматитов с бериллиевыми минералами и альбит-сподуменовых пегматитов, также самых низкотемпературных.

Из анализа табл. 14 видно, что в группе месторождений, связанных с кислыми породами, по мере понижения температуры формирования формаций их месторождения образуются во все более молодую минерагеническую эпоху. Из этой общей закономерности, казалось бы, выпадают кислые танталоносные

граниты. Однако, хотя нами эти месторождения поставлены в голову всего ряда кислых формаций, по истинной температуре образования редкометального оруденения они должны были бы занимать промежуточное положение между грейзенами и бериллиеносными метасоматитами. И в этом случае их приуроченность всецело к киммерийской эпохе будет вполне закономерна и не станет выпадать из общей зависимости между температурой формирования месторождения и возрастом минерагенических эпох.

Для группы щелочных месторождений в целом намечается тенденция к постепенному омоложению с переходом от менее щелочных к более щелочным образованиям.

Не менее интересные закономерности можно видеть при анализе количественного распределения мировых запасов эндогенных месторождений редких металлов по минерагеническим эпохам (табл. 15). Доля запасов разных металлов в них не одинакова. Лишь у бериллия, лития и тантала имеются запасы во всех минерагенических эпохах. И цезия и ниобия они не известны только в альпийской эпохе. Эти пять металлов можно считать «сквозными». Рубидий из девяти эпох имеет месторождения с промышленными запасами только в пяти, цирконий — в четырех, иттриевые земли — в трех, цериевые земли — в двух, а стронций — по сути в одной.

Таблица 15

Распределение мировых запасов редких металлов эндогенных месторождений по минерагеническим эпохам, %

Редкие металлы	Поздне-архейская	Раннепротерозойская	Среднепротерозойская	Раннерифейская	Позднерифейская	Каледонская	Герцинская	Киммерийская	Альпийская
Li	23	21	8,5	17	3,5	12	9	3	3
Rb	9	0,7	0,0	6,5	0,0	0,0	67,3	16,5	—
Cs	48	4	1	36,5	1	2,5	4	3	—
Be	10	9	4	7	20	8	14	15	13
Sr	—	—	—	—	—	—	99	1	—
TR _Y	—	—	—	91	—	—	8,5	0,5	—
TR _{Ce}	—	—	—	26	—	—	74	—	—
Zr	—	—	—	16,7	—	16,6	50	16,7	—
Nb	0,1	0,1	0,1	2,9	0,3	2,6	24,1	68,8	0,0
Ta	7	6	2	6	20	15	36	7	1

Сквозным характером распределения в разрезе геологического времени отличаются те редкие металлы, которые минерагенически характерны только для кислых пород, а точнее для редкометальных пегматитов (литий, цезий), или, по крайней

мере, присутствуют в их месторождениях в промышленных концентрациях (бериллий, тантал, ниобий). Элементы, минерогенически характерные в основном для щелочных месторождений (стронций, иттриевые и цериевые земли, цирконий), имеют пунктирный характер распределения в разрезе геологического времени.

Из сквозных элементов наиболее равномерно по минерогеническим эпохам распределен бериллий: наивысшие запасы его (в позднерифейской эпохе) всего в 5 раз превосходят самые малые (в среднепротерозойской эпохе); далее следует литий — в 8 раз, тантал — в 36 раз, цезий — в 48 раз, ниобий — в 688 раз, рубидий — более чем в 673 раза.

По уровню концентрации в пределах одной эпохи на первом месте стоит стронций, свыше 99% запасов которого приурочено к герцинской эпохе, на втором — иттриевые земли (91% в раннерифейской эпохе), далее цериевые земли, рубидий и цирконий (соответственно 74; 67 и 50% в герцинской эпохе), цезий (48% в архейской), ниобий (69% в киммерийской), тантал (36% в герцинской), литий (23% в архейской) и бериллий (20% в позднерифейской).

Если запасы стронция, иттриевых и цериевых земель, рубидия и циркония характеризуются преимущественным развитием в одной эпохе, то остальные пять элементов имеют существенные запасы в двух или нескольких эпохах. У цезия запасы, соизмеримые с архейскими, имеются в позднепротерозойской эпохе, у ниобия запасы в герцинской эпохе в 3 раза больше киммерийских, у лития наряду с архейскими почти такие же запасы находятся в раннепротерозойской и раннерифейской эпохах, а у бериллия вместе с позднерифейскими существенны герцинские и киммерийские запасы (см. табл. 15).

Свыше половины запасов лития и цезия приходится на три самые ранние минерогенические эпохи — с архейской по среднепротерозойскую — это «древние» металлы. Наоборот, подавляющая масса запасов стронция, ниобия, рубидия, цериевых земель, циркония приурочена к месторождениям трех самых молодых эпох с герцинской по альпийскую — это «молодые» элементы. Основная масса запасов иттриевых земель находится в месторождениях трех промежуточных эпох (точнее, в раннерифейской). Тантал и бериллий обладают примерно одинаково большим распространением в промежуточных и молодых эпохах. Все редкие элементы по относительной роли древних запасов в общих ресурсах каждого из них располагаются в следующий ряд (от древних к молодым): цезий, литий, иттриевые земли, бериллий, тантал, цериевые земли, цирконий, стронций, рубидий, ниобий.

И наконец, табл. 15 позволяет количественно подойти к редкометальной специализации минерогенических эпох. Для каждой эпохи характерен свой набор ведущих редких металлов, в

результате чего можно говорить о своего рода редкометалльных минерагенических эпохах. Если принять наличие в эпохе свыше 15% мировых магматогенных запасов за барьер ее минерагенической специализации, то формулы редкометалльных минерагенических эпох будут выглядеть следующим образом (цифры в скобках — запасы редкого металла в %):

архейская литисво-цезиевая — Cs (48), Li (23);

раннепротерозойская литиевая — Li (21);

среднепротерозойская — не имеет редкометалльной специализации;

раннерифейская цирконий-литий-цезий-редкоземельная — TR_Y (91), Cs, (36,5), TR_{Ce} (26), Li (17), Zr (16,7);

позднерифейская тантало-бериллиевая — Be (20), Ta (20);

каледонская тантало-циркониевая — Zr (16,6), Ta (15);

герцинская бериллий-тантал-ниобий-цирконий-рубидий-цериевоземельно-строциевая — Sr (99), TR_{Ce} (74), Rb (67), Zr (50), Ta (36), Nb (24), Be (17);

киммерийская бериллий-рубидий-цирконий-ниобиевая — Nb (69), Zr (16,7), Rb (16,5), Be (15);

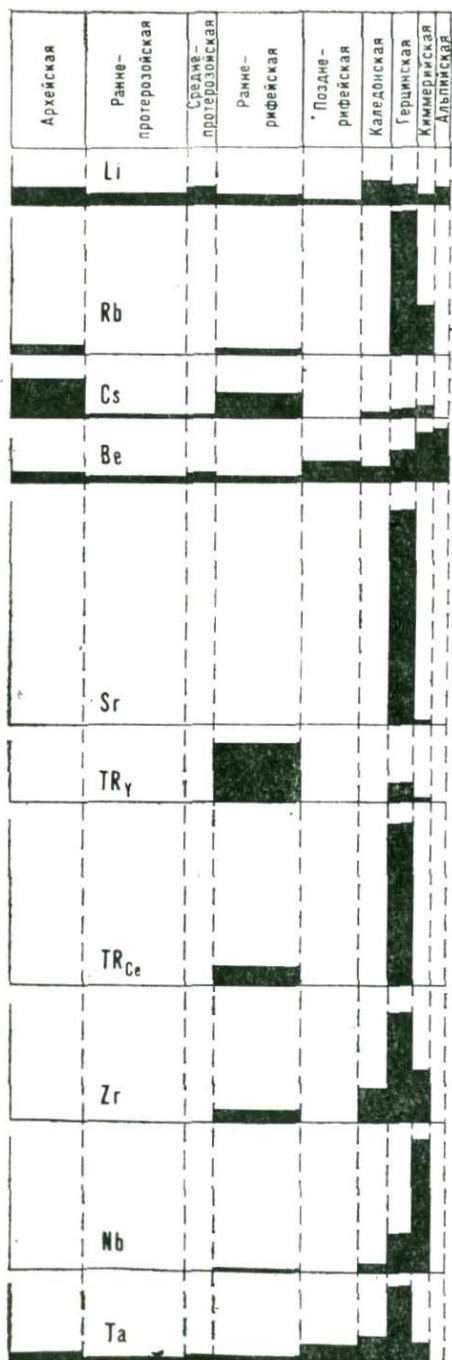
альпийская бериллиевая — Be (13).

Таким образом, самую большую редкометалльную нагрузку несет герцинская эпоха, для которой характерны запасы всех редких металлов, притом в больших или хотя бы ощутимых масштабах (в том числе семь металлов в количестве от 17 до 99%). На втором месте раннерифейская эпоха с пятью типоморфными элементами, на третьем — киммерийская с четырьмя элементами. Все остальные эпохи имеют одно- или двухэлементную минерагеническую специализацию, а у среднепротерозойской эпохи специализация совсем отсутствует (видимо, из-за незначительного временного интервала ее проявления — 200 млн. лет).

Табл. 15 не учитывает длительности минерагенических эпох, а потому интенсивность редкометалльного оруденения в тот или иной отрезок времени остается не раскрытой. Анализ интенсивности оруденения во времени приведен на рис. 3, на котором показаны удельные запасы каждого редкого металла в расчете на 100 млн. лет продолжительности эпохи. Поскольку крупные месторождения древнее 3 млрд. лет пока не выявлены, мы сократили продолжительность архейской минерагенической эпохи до 0,5 млрд. лет, приняв ее временной интервал от 3 до 2,5 млрд. лет (т. е. это позднеархейская эпоха).

Из сквозных металлов последовательное нарастание удельных запасов от архейской до киммерийской эпохи отмечается у ниобия, у которого в ранние эпохи на каждые 100 млн. лет приходится только сотые доли процента от всех мировых магматогенных запасов, тогда как в киммерийской эпохе 55%. Такое последовательное и крутое нарастание с резким обрывом на границе киммерийской и альпийской эпох позволяет предполагать, что и с последней могут быть связаны крупные месторождения ниобия.

Почти столь же закономерное, но значительно менее резкое увеличение интенсивности оруденения наблюдается и у берил-



лия — от 1—2% запасов на 100 млн. лет в ранние эпохи до 13% в альпийской.

Характер изменения интенсивности оруденения в разрезе геологического времени, сходный в целом с ниобием, устанавливается у тантала. Правда, возрастание наблюдается лишь до герцинской эпохи, а в киммерийской происходит понижение. Последнее в значительной мере обязано отсутствию учета запасов тантала в карбонатитовых месторождениях, поскольку в таких киммерийского возраста (Канада, Бразилия, Африка) этот металл не учтен.

Из оставшихся «сквозных» металлов у лития наблюдается исключительная равномерность интенсивности оруденения, а у цезия, скорее, обратная картина уменьшения с возрастом удельных запасов при наличии минимумов в раннем и среднем протерозое и позднем рифее.

Из металлов, обладающих «пунктирным» распределением запасов во времени, у рубидия, циркония, цериновых земель и стронция наблюдается пик в герцинской эпохе с понижением в ту или иную, а то и в обе стороны. И только у иттриевых земель отмечается относительное затухание от верхнерифейской к киммерийской эпохе (с перерывом в

Рис. 3. Распределение мировых эндогенных запасов редких металлов по минерагеническим эпохам.

нижнем рифее и в каледонское время, что позволяет предполагать возможность выявления иттриевоземельных месторождений и в эти эпохи).

О ГЕНЕЗИСЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГЛАВНЫХ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ФОРМАЦИЙ

В заключение рассмотрения общей эндогенной минерализации хотелось бы высказать несколько соображений о генезисе рудного вещества главных редкометалльных формаций, хотя мы полностью отдаем себе отчет о известной дискуссионности данного вопроса.

В зависимости от геотектонического положения и времени образования месторождений относительно заключающей их геотектонической структуры можно выделить следующие три группы:

1) месторождения, образованные в геосинклинальных условиях;

2) месторождения, образованные в результате тектоно-магматической активизации древних платформ и докембрийских срединных массивов;

3) месторождения, возникшие в результате тектоно-магматической активизации областей завершённой складчатости.

Критерием для месторождений первой группы является одновозрастность оруденения и заключающей его геосинклинальной области. Иными словами, если, например, в герцинской геосинклинальной области имеются месторождения герцинского же времени, то они, как правило, обязаны своим образованием геосинклинальному этапу развития земной коры (металлогенического цикла). Понятно, что месторождения по абсолютному возрасту будут несколько моложе материнских, а тем более вмещающих пород. Но все эти породы и месторождения образовались в один и тот же, геосинклинальный, этап.

К числу редкометалльных формаций, месторождения которых образовывались в геосинклинальных условиях, относятся: все парагенетические типы гранитных пегматитов (и связанных с ними метасоматитов), грейзеновых образований, бериллиеносных скарнов (?), иттриевоземельных и строциеносных, метасоматитов и, видимо, кислые эффузивы. К этой же группе относятся и некоторые типы месторождений кислых танталоносных гранитов (лепидолит-микроклин-альбитовые и, возможно, топаз-мусковит-альбитовые граниты), а также бериллиеносных метасоматитов (кальцит-флюорит-мусковитовые с бериллом и, возможно, мусковит-литоидит-флюоритовые с фенакитом и мусковит-турмалин-флюоритовые с хризобериллом), т. е. те типы месторождений, которые принадлежат к одной и той же эпохе складчатости, что и вмещающие и материнские породы.

Таким образом, из парагенетических типов месторождений, связанных с кислыми породами, подавляющее большинство

относится к первой группе. При этом кроме гранитных пегматитов все остальные редкометалльные формации фанерозойские и, следовательно, как по месту нахождения, так и образования являются геосинклинальными.

Что касается пегматитовых месторождений, то, как это было показано в предыдущем разделе, их возраст варьирует от позднего архея до кайнозоя. И располагаются они как в фанерозойских геосинклинальных областях, так и на древних платформах и в докембрийских срединных массивах. Отсюда можно сделать вывод, что гранитные пегматиты, расположенные на древних платформах, не являются платформенными образованиями. Они формировались в геосинклинальную стадию развития континентальной коры и унаследованы платформами от геосинклиналей. Конечно, нельзя исключить и другие способы образования гранитных пегматитов, расположенных на платформах, например в архее, так как существование геосинклиналей в это время вообще ставится под сомнение (Смирнов, 1975). Тем более, что архейские пегматиты отличаются от всех более поздних пегматитов исключительно мощным развитием сподумен-микроклин-альбитового типа с поллучитом. Таких крупных и богатых цезием и танталом пегматитов позже ни в одной эпохе не встречено.

Не исключено также возникновение пегматитов (из числа тех, которые расположены на платформах) в результате своего рода ревивации — оживления гранитоидного магматизма (Нагибина и др. 1975). И уж, конечно, в древние эпохи пегматитовый расплав мог образовываться в процессе анатексиса и палингенеза. Совершенно очевидно, что пегматитовый расплавл-раствор, обогащенный летучими и легкоплавкими компонентами (в том числе и редкими элементами), мог возникать как в процессе остывания и консолидации гранитной магмы, так и при постепенном разогревании твердых пород, включая и первичноосадочные, из которых в первую очередь, естественно, будут выплавляться опять-таки наиболее легкоплавкие компоненты и расплавы, обогащенные летучими. Независимо от способа образования эти пегматитовые расплавы, будучи внедрены в более охлажденные участки земной коры, могут дать пегматиты. Таким образом, образование докембрийских пегматитов без сомнения носит полигенный характер. Тем не менее можно довольно уверенно предполагать, что геосинклинальные пегматитовые месторождения протерозойского возраста составляют большинство среди пегматитов всех других генетических типов их в протерозое.

Возникает вопрос: почему в докембрии нет грейзеновых месторождений или любых других «кислых» геосинклинальных формаций? На это еще нет ответа. Мы можем лишь сослаться на тот факт, что не только литофильные редкие элементы, но и многие другие металлы образуют главную массу своих место-

рождений только на протяжении одной-двух металлогенических эпох, например олово, вольфрам, молибден — в верхнем фанерозе (Магакьян, 1974).

Подавляющее большинство парагенетических типов месторождений, связанных с щелочными породами, принадлежит ко второй группе, т. е. обязано своим возникновением тектоно-магматической активизации платформ и докембрийских срединных массивов. Однако характер тектоно-магматической активизации существенно отличается у различных щелочных формаций.

В соответствии с существующими представлениями (Смирнов, 1975) образование формации ультраосновных-щелочных пород и связанных с ними карбонатитов и метасоматитов обязано внедрению щелочно-ультраосновной магмы из подкоровых глубин. Поэтому щелочно-ультраосновные комплексы с карбонатитами всегда приурочены к протяженным рифтовым зонам, что имеет место в Африке, или к зонам глубинных региональных разломов, особенно характерных для Лавразии. Образование щелочно-ультраосновных комплексов с карбонатитами может служить классическим примером проявления тектоно-магматической активизации, когда обе ее составляющие — и тектоника и магматизм — одинаково ярко выражены.

Аналогичным образом, благодаря воздействию щелочной магмы, поступившей из подкоровых глубин, образуются и метасоматиты в связи с миекситами Канадского щита (Лонни, Ньюмен). В других местах, вероятно, таким же способом они возникают при активизации областей завершенной складчатости. О подкоровом, мантийном, происхождении вещества миекситов и связанных с ними метасоматитов указывают исследования изотопного состава углерода, сходного с заведомо мантийным у собственно карбонатитов.

К тектоно-магматической активизации, вероятно, следует отнести и образование месторождений формации вне видимой связи с щелочными породами (микроклиновые метасоматиты с гентгельвином, рибекит-эгирин-альбитовые метасоматиты с лейкофаном, фенакитом, бастнезитом, цирконом). Данные месторождения, видимо, являясь самыми верхними отзвуками того же процесса, когда от магматического расплава в верхние слои коры уходят отщепленные метасоматизирующие растворы, частично обогащенные теми или иными компонентами (например, бериллием) за счет их выщелачивания из выщележащих пород. Но можно допустить, что такие растворы зарождались непосредственно в мантии, минуя стадию расплава и поднимались сквозь кору в ее верхние слои, где производили замещение (своего рода тектоно-метасоматическая активизация).

Агпайтовые нефелиновые сиениты также обязаны своим образованием подкоровым глубинным магмам. Однако тектоно-магматическая активизация в данном случае существенно отличается от проявления ее при образовании щелочно-ультраос-

новых комплексов сравнительно подчиненной ролью тектоники и главенствующим значением магматической составляющей. Причем происходит не столько внедрение, сколько как бы проплавление и ассимиляция щелочной магмой вмещающих пород. На такой генезис массивов агпантовых нефелиновых сиенитов указывает прежде всего их изометричная округлая в плане форма. Если бы происходило внедрение, то форма была бы удлиненной (локализация по одной трещине) или напоминающей ромб (на пересечении двух трещин). Громадные размеры массивов агпантовых нефелиновых сиенитов (до нескольких десятков километров в поперечнике) также проще объяснить проплавлением. Показательно, что А. П. Виноградов (1962₁) при объяснении генезиса стратифицированных редкометаллоносных массивов агпантовых нефелиновых сиенитов пришел к выводу о большой роли зонной плавки в их образовании.

Предположение о значительной роли проплавления увязывается и с такими фактами, как существование на отдельных участках земного шара повышенных глубинных тепловых потоков и практическое отсутствие интрузивных апофиз у массивов агпантовых нефелиновых сиенитов, что свидетельствует, во-первых, о высокой вязкости расплава, а во-вторых, о незначительной интрузирующей силе его. И наконец, плавление явно отражается на вещественном составе агпантовых нефелиновых сиенитов, несущих благодаря ассимиляции вмещающих пород повышенные концентрации таких характерных для земной коры элементов, как литий, рубидий, бериллий, уран, тантал, цезий и др.

Образование щелочных ниобо-танталоносных гранитов также обязано рифейской, палеозойской, а то и мезозойской тектоно-магматической активизации платформ и докембрийских срединных массивов. При этом главенствующую роль также играют процессы магматические, но магматический очаг в отличие от агпантовых нефелиновых сиенитов скорее всего находился не в подкоровых глубинах, а, видимо, непосредственно в самой коре. В результате ассимиляции корового вещества щелочные граниты обогащены танталом, иттриевыми землями, фтором, ураном, торием. Щелочная магма, внедряясь в верхние слои земной коры, проплавляет, ассимилирует, растворяет и замещает вмещающие породы. Она обладает значительно более низкой вязкостью, большей подвижностью и значительно более высокой проникающей способностью. Из-за повышенной агрессивности слагающих ее щелочных компонентов сильно развит метасоматоз, сопровождающий процесс кристаллизации из расплава. В результате в зависимости от личных склонностей исследователей генезис одного и того же массива щелочных гранитов истолковывается часто по-разному: то как метасоматический, то как магматический, поскольку присутствуют признаки обоих процессов.

Видимо, с процессом возникновения щелочных гранитов сходно и образование некоторых типов кислых танталоносных гранитов, таких как мусковит-микроклин-альбитовых и криофиллит-амазонит-альбитовых. Они образуются на древних платформах или в докембрийских срединных массивах, но имеют по сравнению с ними гораздо более молодой возраст и внедряются в их верхние структурные этажи. Их магматический источник скорее всего внутрикоровый.

К третьей группе месторождений, обязанных образованием тектоно-магматической активизации, но только не древних платформ, а областей завершённой складчатости, следует отнести некоторые типы бериллиеносных метасоматитов (флюоритовые с фенакитом, кварц-флюорит-альбитовые с фенакитом, альбит-микроклин-флюоритовые с берtrandитом), а также, возможно, частично цезиеносные кислые эффузивы. Эти образования обычно на одну-две, а то и три металлогенические эпохи моложе вмещающих их пород. Из месторождений связанных с щелочными породами, к третьей группе следует отнести, по-видимому, всю формацию метасоматитов в связи с щелочными гранитами, а также часть месторождений формации метасоматитов в связи с миаскитами. Эти образования, хотя и возникают в самом конце или сразу же после герцинской складчатости, но имеют явно наложенный сквозьструктурный характер.

Таким образом, из редкометальных месторождений, расположенных на древних платформах, лишь большинство пегматитов имеют «геосинклинальный» генезис. Месторождения же всех остальных формаций обязаны своим происхождением одной из трех форм активизации: а) тектоно-метасоматической, б) тектоно-магматической, в) существенно магматической (проплавление).

Большинство формаций месторождений, расположенных в фанерозойских геосинклинальных областях, сформировались в геосинклинальный этап развития, щелочные же образования и некоторые типы бериллиеносных флюоритовых метасоматитов возникли в результате тектоно-магматической активизации консолидированных областей в постскладчатый период при внедрении подкоровых или внутрикоровых магм, а также при поступлении внутрикоровых метасоматизирующих растворов.

Месторождения одного типа и даже одной формации в подавляющем большинстве случаев образовались одним из перечисленных способов. Однако в нескольких случаях к одной редкометальной формации и даже к одному типу отнесены месторождения, имеющие совершенно различные источники формирования. Это вносит известную условность в выделение таких типов или формаций и сделано только с целью упрощения систематики и из-за недостатка однозначных критериев распознавания источников рудного вещества.

ЭКЗОГЕННАЯ МИНЕРАГЕНИЯ

За рубежом из экзогенных месторождений в последние годы осуществляется добыча всего стронция, иттриевых земель, циркония и гафния, основной массы ниобия (70—75%), больше половины цериевых земель, лития, тантала, существенной части бериллия, цезия и рубидия. Таким образом, литофильные редкие элементы на сегодня по источнику получения в основном являются экзогенными металлами. Причем мировой опыт разработки показывает, что извлечение редких элементов из экзогенных месторождений более (иногда во много раз) рентабельно, чем из эндогенных.

Тем не менее экзогенная минерагения редких элементов изучена более слабо, чем эндогенная. Имеются детальные работы, посвященные закономерностям образования лишь единичных экзогенных редкометальных формаций, например, россыпей. Из отдельных элементов отчетливое представление об экзогенной минерагении можно составить, пожалуй, только по стронцию (Бурков, Подпорина, 1967). Полной же картины минерагении всех литофильных редких элементов в экзогенном цикле нет. Изучение этого вопроса необходимо, так как в экзогенных месторождениях сосредоточена большая часть всех мировых запасов редких металлов.

Редкие элементы могут быть подразделены на три группы, исходя из их генезиса и формы нахождения промышленных концентраций в экзогенных месторождениях. В одну группу входят цезий, рубидий, литий и стронций — элементы с самыми низкими потенциалами ионизации, которые в экзогенных условиях образуют либо собственные минералы и обогащенные редкими металлами разновидности (целестин, литиофорит, рубидиеносный карналлит), либо соли, хорошо растворимые в природных минеральных водах, рассолах, рапах. Иначе говоря, эта группа элементов накапливается в экзогенных месторождениях благодаря своему активному участию в процессах гипергенного рудогенеза.

Другая группа элементов объединяет гафний, цирконий, тантал и ниобий, обладающие самыми высокими потенциалами ионизации. В отличие от гипогенных минералов элементов первой группы, которые в гипергенных условиях неустойчивы и разлагаются, а компоненты, слагающие их, рассеиваются или переотлагаются в новой форме, гипогенные минералы элементов данной группы обладают значительной устойчивостью к агентам химического выветривания, что способствует их на-

коплению в условиях образования остаточных или переотложенных россыпей. Таким образом, металлы данной группы в основном принимают лишь пассивное участие в гипергенном процессе. Новых минералов они либо совсем не образуют (ниобий, тантал), либо их новообразованные минералы здесь не представляют практического интереса (цирконий, гафний). Следовательно, цирконий, тантал и ниобий — это металлы остаточных и переотложенных россыпей.

Бериллий, иттриевые и цериевые земли, обладающие промежуточными значениями потенциалов ионизации, характеризуются и двойственностью черт концентрации в экзогенном процессе. С одной стороны, они, подобно элементам с низкими потенциалами ионизации, образуют в гипергенных условиях собственные новые минералы. У бериллия известно семь таких минералов (12% от всего их количества), у иттриевых земель — пять (10%), у цериевых земель 10 (13%). В том числе ряд их гипергенных минералов представляет промышленный интерес: бехоит, гельбертрандит, сферобертрандит у бериллия и редкоземельный апатит, рабдофанит, черчит, бастнезит у редких земель. С другой стороны, редкие земли, подобно элементам с высокими значениями потенциалов ионизации, образуют свои главные промышленные скопления в россыпях — монацитовые и ксенотимовые россыпи за рубежом служат основным источником добычи цериевых земель и почти монопольным поставщиком всех иттриевых земель на мировом рынке. Не является исключением и бериллий. Главный его минерал берилл, хотя и не образует переотложенных россыпей, но добывается в значительных количествах из остаточных россыпей — кор выветривания пегматитов (плато Борборема, Бразилия и др.), из-за высокой устойчивости в гипергенных условиях. Бериллий также концентрируется в золе бурых углей (до 0,3%); пока он из них не извлекается, однако в будущем при возникновении большого спроса данный источник, возможно, тоже будет освоен.

Таблица 16

Распределение мировых запасов редких металлов по генетическим группам месторождений, %

Генетические группы месторождений	Cs	Rb	Li	Sr	Be	TR _Y	TR _{Ce}	Zr	Ta	Nb
Экзогенные	38	62	56	64	8	20	14	77	8,4	44,0
Метаморфогенные	—	—	—	—	—	19	2	—	0,6	0,2
Магматогенные	62	38	44	36	92	61	84	23	91	55,8

В табл. 16 показана роль экзогенных и метаморфогенных месторождений в общих мировых запасах редких элементов. В экзогенных месторождениях заключено от 8 до 77% всех

мировых запасов литофильных редких элементов. Чемпионы в этом отношении стронций (64%) и цирконий (77%). Наименьшими экзогенными запасами характеризуются бериллий (8%), тантал (8,4%) и цериевые земли (14%).

Метаморфогенная группа месторождений имеет существенное значение лишь для запасов иттриевых земель (19%), которые представлены метаморфизованными конгломератами типа Витватерсранд и Блайнд-Ривер; роль же цериевых земель (скарноиды и мигматиты), тантала и ниобия (метаморфизованные гравелиты) чисто символическая. Промышленное освоение метаморфогенных месторождений пока проблематично (исключая иттриевые земли).

Как следует из табл. 17, значительные промышленные запасы тех или иных редких металлов выявлены в месторождениях всех семи формаций экзогенных образований. На эпигенетические месторождения приходится половина всех экзогенных мировых запасов стронция, представленных целестиновыми телами выполнения или замещения в туфогенных, карбонатных сульфатно-карбонатных, терригенных породах. Иногда целестин сопутствует сере в ее эпигенетических месторождениях.

В формации вулканогенно-осадочных образований выявлены лишь крупнейшие месторождения бериллия и небольшие месторождения редких щелочных металлов и стронция. Однако это очень слабо изученная, хотя, на наш взгляд, и весьма перспективная формация. Есть основания предполагать, что в ее составе в ближайшие годы будут выявлены крупные концентрации и других многих элементов, в частности бора, радиоактивных, цветных и малых металлов. Бериллиевые месторождения монтмориллонитовых глин с бехонитом и гельбертрандитом (Топаз Маунтин, штат Юта, и Кейв Пик, штат Техас, США), имеющие сложный генезис, отнесены к этой формации условно. Хотя эти месторождения разрабатываются с 1970 г., сведения о их строении и составе в литературе почти полностью отсутствуют. Они включают большую часть экзогенных запасов бериллия. Образование их, видимо, обязано не только вулканогенно-осадочному процессу, но и значительной переработке вулканитов в условиях химической коры выветривания.

На органогенно-осадочные образования приходится свыше $\frac{2}{3}$ мировых экзогенных запасов иттриевых земель, представленных апатитизированным костным детритом. К этой формации отнесены и месторождения бурых углей, золы которых по некоторым бассейнам богаты редкими щелочными металлами, бериллием, а вероятно, и еще целой гаммой элементов. Месторождения пока слабо изучены и не только геологически, но и технологически. Есть основания полагать, что в будущем они могут представлять существенный практический интерес на целый ряд полезных компонентов, включая ртуть, халькофильные редкие и малые элементы.

Распределение мировых запасов редких металлов по формациям экзогенных месторождений, %

Месторождения формации	Cs	Rb	Li	Sr	Be	TR _Y	TR _{Ce}	Hf	Zr	Ta	Nb
Эпигенетические	—	—	—	50	—	—	—	—	—	—	—
Вулканогенно-осадочные	3	1,5	1	8	95	—	—	—	—	—	—
Органогенно-осадочные	—	—	—	4	(?)	69	—	—	—	—	—
Хемогенно-осадочные	—	30	—	1	—	14	—	—	—	—	—
Коры выветривания:	—	—	1	—	5	—	21	4	5	61	94
на пегматитах с танталатами	—	—	—	—	5	—	—	—	—	20	0,1
на щелочных гранитах	—	—	—	—	—	—	—	—	—	13	0,6
на щелочных сиенитах	—	—	1	—	—	—	14	—	—	—	—
на нефелиновых сиенитах	—	—	—	—	—	—	—	4	5	—	—
на карбонатитах	—	—	—	—	—	—	7	—	—	28	93,3
Россыпи	—	—	—	—	—	17	79	96	95	39	6
Природные минерализованные воды:	97	68,5	98	37	—	—	—	—	—	—	—
подземные глубокозалегающие рассолы	5	1	6	33	—	—	—	—	—	—	—
подземные иодо-бромные воды	—	—	—	4	—	—	—	—	—	—	—
термальные воды молодых вулканических областей	92	15	17	—	—	—	—	—	—	—	—
межзернистая рапа соляных отложений	—	2,5	41	—	—	—	—	—	—	—	—
поверхностная рапа соленых озер и морских заливов	—	50	34	—	—	—	—	—	—	—	—

Хемогенно-осадочные месторождения заключают треть мировых экзогенных запасов рублидия, представленных карналлитами, и значительную долю запасов иттриевых земель (14%) в рабдофанит-черчитовых песках и песчаниках. Часть последних сходного состава, видимо, правильнее было бы относить к корам выветривания кристаллических сланцев и гнейсов.

Формация кор выветривания (на гранитных пегматитах, гранитах, щелочных и нефелиновых сиенитах и карбонатитах) охватывает обширный ряд из шести элементов, образующих здесь промышленно-ценные концентрации: тантал, ниобий, гафний, цирконий, цериевые земли, литий. Причем по запасам тантала месторождения данной формации занимают ведущее место (61% от всех экзогенных запасов), а по запасам ниобия (94%) почти монопольное положение. По танталу наибольшую роль играют коры выветривания на карбонатитах и пегматитах, а по ниобию — только на карбонатитах. Хотя относительная доля запасов циркония и гафния в месторождениях данной формации (коры выветривания на нефелиновых сиенитах, например, Посус-ди-Калдас, Бразилия) невелика, они очень богаты (до десятков процентов двуокиси циркония) и являются одним из крупнейших источников добычи этих металлов. Следует, однако, оговориться, что коры выветривания не всегда можно четко отграничить от россыпей ближнего сноса, и несомненно какую-то часть их запасов на самом деле следовало бы относить к россыпным месторождениям.

Формация россыпей включает обширный круг месторождений весьма разнообразного генезиса: от россыпей ближнего сноса (делювиальных, пролювиальных, аллювиальных в связи с пегматитами, щелочными гранитами, агпайтовыми нефелиновыми сиенитами, миаскитами, карбонатитами) до прибрежно-морских. В сущности здесь объединено несколько самостоятельных формаций россыпных месторождений. Не менее обширен и круг промышленных минералов россыпей: танталит, торолит, джалмант, колумбит, авксенит, фергюсонит, ильменорутит, лопарит, пирохлор, пандант, циркон, монацит, ксенотим, танталистый касситерит и др. Наибольшее практическое значение имеют циркон, монацит, танталит, колумбит, лопарит. По набору промышленно-ценных редких элементов эта формация также не имеет себе равных: цирконий, гафний, цериевые земли, тантал, иттриевые земли и ниобий образуют крупнейшие высокорентабельные месторождения, а для первых трех — здесь сосредоточена подавляющая масса экзогенных запасов. Две пятых экзогенных запасов тантала и почти пятая часть запасов иттриевых земель также приходятся на месторождения этой формации. Из ее многочисленных месторождений особо необходимо отметить прибрежно — морские, реже континентальные, россыпи циркона и монацита в Австралии, Южной Азии, США и других странах, россыпи ближнего

сноса танталатов в связи с пегматитами (Заир, Бразилия и др.).

И наконец, формация природных минерализованных вод является почти монопольным представителем экзогенных запасов цезия (97%) и лития (98%), а также включает больше $\frac{2}{3}$ мировых экзогенных запасов рубидия (68,5%) и свыше трети стронция (37%). В свою очередь из запасов, приходящихся на эту формацию, основная масса запасов цезия сосредоточена в термальных водах, рубидия — в поверхностной рапе, лития — в погребенной рапе, а стронция в подземных глубокозалегающих рассолах.

В табл. 18 приводится распределение мировых экзогенных и метаморфогенных запасов по континентам. На Северную Америку приходится почти половина всех экзогенных мировых запасов лития, представленных поверхностной и погребенной рапой (Большое Соленое озеро, Сильвер-Пик и др., США), треть запасов циркония (россыпи циркона в США) и пятая часть запасов иттриевых земель (Блайнд-Ривер, Канада).

Таблица 18

Распределение мировых метаморфогенных и экзогенных запасов редких металлов по континентам, %

Континенты	Cs	Rb	Li	Be	Sr	TR _Y	TR _{Ce}	Zr, Hf	Ta	Nb
Северная Америка	—	3	47	95	22	22	3	34	4	1
Европа	4	31	4	—	40,5	14	8	4	26	2
Азия	15	53	34	—	37	35	65	13	26	4
Южная Америка	74	12	14	4	0,3	—	13	7	13	87
Африка	—	—	—	1	0,2	28	4	7	30	6
Австралия	7	1	1	—	—	1	7	35	1	—

В Европе находится $\frac{2}{5}$ мировых экзогенных запасов стронция, представленного в основном подземными рассолами и эпигенетическими месторождениями целестина в ряде стран, свыше четвертой части запасов тантала (россыпи и коры выветривания карбонатитов и других щелочных месторождений) и почти треть запасов рубидия, главным образом в виде карналлита.

На Азию приходится $\frac{2}{3}$ запасов черневых редких земель, главным образом в россыпях монацита (Индия, Шри Ланка и др.), свыше половины запасов рубидия и треть запасов лития в поверхностной рапе (Мертвое море и др.), свыше трети запасов стронция (целестиновые месторождения и частично подземные рассолы) и иттриевых земель (апатитизированный костный детрит), более четверти запасов тантала (в основном коры выветривания карбонатитов). Здесь значительны также запасы цезия (термальные воды Японии и др.) и циркония

(россыпи Индии и др.). Таким образом, Азия единственный континент, обладающий крупными, а то и уникальными запасами всех редких металлов, характерных для экзогенной группы месторождений.

Южная Америка выделяется среди континентов запасами ниобия и цезия (коры выветривания карбонатитов, рассолы пустыни Атакамы и др.). С цезием ассоциирует и рубидий, хотя на его долю здесь приходится всего 12% от экзогенных запасов этого металла.

Африка стоит на первом месте по экзогенным запасам тантала (россыпи танталатов в связи с пегматитами). Здесь значительны также запасы иттриевых земель (конгломераты Витватерсранда и др.).

Австралия отличается большими запасами циркония (россыпи циркона на восточном и западном побережьях). Заметны также запасы цериевых земель (прибрежно-морские россыли монацита) и цезия (термы Новой Зеландии).

Таким образом, каждый континент имеет свою отчетливую минерагеническую специализацию по экзогенным месторождениям. Если за барьер минерагенической специализации принять наличие на континенте более 14—15% от всех экзогенных мировых запасов данного металла, то в краткой записи специализация континентов будет выглядеть в следующем виде (цифра впереди символа элемента — процент его мировых запасов, приходящихся на данный континент):

Северная Америка	47 Li, 34 Zr , 22TR _Y ;
Европа	40 Sr, 31 Rb, 26 Ta , 14 TR _Y ;
Азия	60 TR _{Ce} , 53 Rb, 35 TR _Y , 34Li, 26 Ta;
Южная Америка	87 Nb, 74 Cs;
Африка	38 Nb, 30 Ta, 28 TR _Y ;
Австралия	35 Zr.

Таким образом, самая узкая минерагеническая специализация у Австралии (один металл) и Южной Америки (два металла), а самая широкая у Азии (шесть) и Европы (пять). Правда, это вряд ли является следствием только особенностей экзогенной минерагении, так как здесь сильно сказываются разная степень изученности и неодинаковые размеры континентов.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАГЕНИИ ОТДЕЛЬНЫХ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ

ЛИТИЙ

Кларк лития¹ для земной коры равен 0,0032%, для осадочных пород 0,0069%, для кислых 0,004%, для щелочных 0,004%. Литий образует в природе 32 гипогенных минерала, из которых 21 — силикаты, 9 — фосфаты, 1 — борат, 1 — фторид (цифры — содержание Li₂O в %):

Гипогенные минералы в связи с кислыми породами

<i>Фториды</i>		Криофиллит	5,0—5,5
		Лепидолит	3,2—5,7
		Кукеит	0,8—4,3
Криолитионит	11,5—12,0	Литиевый фенгит*	До 1,5
		Манандонит	3,97
<i>Бораты</i>		Петалит	2,0—4,1
		Эвкрипит	6,1
Родицит	7,8	Сянхуалит*	5,8
		Либерит	23,4
<i>Фосфаты</i>		Бреннокит	4,0
		Балифолит	2,0
Трифиллин	6—8,6	Гипогенные минералы в связи с щелочными породами	
Литиофиллит	6,1—8,6		
Литиофосфат	37,1	<i>Силикаты</i>	
Амблигонит	6,0—8,0		
Гебронит	9,1—9,2	Полилитионит	3,7—7,7
Монтебразит	8,0—9,0	Тайниолит	2,4—3,8
Бертосаит	4,2	Согдианит	3,73
Сиклерит	0,6—3,8		
Таворит	7,6		

Гипогенные минералы в связи с щелочными породами

Силикаты

Полилитионит	3,7—7,7
Тайниолит	2,4—3,8
Согдианит	3,73

Гипергенные минералы

Окислы

Литиофорит	1,29
----------------------	------

Силикаты

Гекторит	1,2
--------------------	-----

<i>Силикаты</i>	
Сподумен	5,9—7,6
Бикитаит	6,5
Гольмквистит	2,1—3,5
Клиноholmквистит	3,37
Литиевый рибекит*	1,6—1,8
Циннвальдит	2,9—4,5
Протолитионит*	1,44

* Иногда встречается в щелочных месторождениях.

Почти все эти минералы встречены в месторождениях, связанных с кислыми породами. Особенно большое число минералов

¹ Кларки щелочных пород даны по Е. Д. Осокину (1972), остальных — по А. П. Виноградову (1962₂).

лития отмечено в месторождениях гранитных пегматитов. Четыре минерала обнаружены также и в щелочных месторождениях, а три — только в щелочных месторождениях. Кроме того, два литиеносных минерала — гекторит (литоносный монтмориллонит) и литиофорит (литоносный вад) — образуются в гипергенных условиях.

Промышленными минералами лития, из которых в настоящее время получают этот металл и его соли, являются сподумен, лепидолит, петалит, амблигонит, эвкрипит и циннвальдит. Лишь последний добывается из грейзенов, все остальные только из пегматитов. При этом основное значение имеют пегматитовые минералы. Лепидолит и петалит в 50-е годы и начале 60-х годов из месторождения Бикита добывались десятками тысяч тонн. Например, в 1956 и 1957 гг. было получено соответственно 77 и 85 тыс. т лепидолита; в 1965 г. из общего числа 57 721 т литиевых концентратов в Биките добыто (тонн): сподумена 13 897, лепидолита 16 096, петалита 27 095, эвкрипитита 639. В настоящее время из всех литиевых минералов наибольшее значение имеет сподумен.

Наряду с литиевыми минералами пегматитов и грейзенов в последние годы в США примерно половина всего лития получается из поверхностной рапы Большого Соленого озера и неглубоко погребенной межзернистой рапы месторождений Сильвер-Пик и Серлз.

Мировая добыча лития достигла нескольких тысяч тонн. Без стран социалистического содружества мировое потребление лития (в пересчете на его карбонат) в 1967 г. составило 10 560 т, в 1968 г. 11 180 т, в 1969 г. 12 565 т, в 1970 г. 14 290 т (в том числе: 9070 т — США, 3580 т — страны Европы, 910 т — Япония, 725 т — другие страны). Потребление лития и его солей в США увеличивается примерно на 6% в год, а в странах Европы и в Японии на 16—17%.

Основными добывающими литий странами являются: США (рапа, частично сподумен), Канада, Южная Родезия, ЮАР, КНР, в меньшей мере Австралия, Намибия и др. (сподумен, лепидолит и другие литиевые минералы пегматитов). В ЧССР, ГДР, КНДР литий добывается из циннвальдита грейзеновых месторождений. В Австралии, Японии и Новой Зеландии в небольших масштабах литий получают из горячих минеральных источников.

К настоящему времени выявлено 17 парагенетических типов месторождений лития в семи редкометальных формациях, в том числе 11 типов четырех формаций являются магматогенными. Все магматогенные месторождения лития генетически связаны только с кислыми породами (см. табл. 1). Промышленные месторождения его в связи с щелочными породами пока не выявлены. Основное сырьевое значение представляют гранитные пегматиты (41% всех его мировых запасов), в том числе

на долю альбит-сподуменовых пегматитов приходится 25%, а на долю сподумен-микроклин-альбитовых 15%. Практически половина всей мировой добычи лития приходится на эти же типы месторождений (табл. 19).

Таблица 19

Значение главных типов месторождений лития в его мировых запасах и добыче

Парагенетические типы месторождений	Обычное среднее содержание Li_2O в м-ниях данного типа, %	Обычные запасы Li_2O в м-ниях данного типа, тыс. т	Доля запасов м-ний данного типа от всех мировых запасов лития, %	Примерная добыча лития из м-ний данного типа (в % от всей его мировой добычи)
Лепидолит-микроклин-альбитовые граниты	0,2—0,4	До 200	0,4	—
Криофиллит-амазонит-альбитовые граниты	0,1—0,3	До 100	1,0	—
Сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты	0,4—1,0	100—400	15,3	10
Альбитовые пегматиты	0,5—1,0	20—100	1	1
Альбит-сподуменовые пегматиты	1,0—1,5	200—900	25	38
Циннвальдитовые и другие грейзены	0,4—0,8	10 п	1	1
Мусковит-литийнит-флюоритовые метасоматиты	0,2—0,4	До 100	0,3	—
Углеродисто-карбонатно-глинистые сланцы	До 0,3	10 п	0,3	—
Коры выветривания на нефелиновых сиенитах	0,1—0,3	До 100	0,3	—
Межзернистая рапа соляных отложений	0,01—0,03	100 п	24,4	30
Поверхностная рапа соленых озер	До 0,03	1000 п	19	19
Термальные воды	До 0,0035	0, п—10 п	9	1
Подземные высокоминерализованные воды	0,00п—0,08	10 п	3	—

Месторождения остальных типов (грейзены, редкометалльные граниты и др.) включают очень небольшие запасы лития — до 1%, а иногда и менее. Однако циннвальдитовые грейзены, как было сказано, в некоторых странах служат источником этого металла.

Среднее содержание окиси лития (кларк концентрации) в месторождениях гранитных пегматитов равно 0,64%, а грейзенов 0,58%, при среднем значении для всех месторождений связанных с кислыми породами (где литий имеет самостоятельное значение), равном 0,62%.

Из магматогенных месторождений криофиллит-амазонит-альбитовые граниты развиты только на древних платформах и

в срединных массивах, редкометалльные пегматиты и связанные с ними метасоматиты встречаются как на платформах, так и в геосинклинальных областях фанерозоя, а лепидолит-микроклин-альбитовые граниты, олигоклаз-флогопитовые жилы, циннвальдитовые грейзены и мусковит-литионит-флюоритовые метасоматиты — только в геосинклинальных областях.

В целом месторождения лития на древних платформах богаче и значительно крупнее любых его месторождений в фанерозойских геосинклинальных областях. Если на платформах запасы окиси лития в месторождениях достигают 900 тыс. т, то в геосинклинальных областях они не превышают 400 тыс. т, а чаще исчисляются десятками тысяч тонн. Среднее содержание окиси лития в платформенных месторождениях всех типов колеблется от 0,2 до 1,5%, причем наивысшая концентрация его характерна для альбит-сподуменовых пегматитов, а в геосинклинальных месторождениях варьирует от 0,1 до 0,8%, при этом самых высоких значений оно достигает в циннвальдитовых грейзенах, а также в альбит-сподуменовых пегматитах.

Альбит-сподуменовые пегматиты на платформах по запасам лития обычно в 2—3 раза крупнее таковых в геосинклинальных областях и в 1,2—1,5 раза богаче их по содержанию металла. Масштабы же месторождений сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов, расположенных на платформах (например, таких как Бикита, Карибиб, Монтгари), даже в десятки раз превышают запасы лития самых крупных геосинклинальных месторождений этого типа.

В платформенных¹ месторождениях лития заключено 76% его мировых эндогенных запасов, а в геосинклинальных — только 24%. Почти две трети всех эндогенных платформенных запасов лития приходится на Лавразийский геотектонический пояс, около одной трети — на Гондвану, а на пояс Тетис остается меньше десятой доли их. Из платформ больше половины мировых эндогенных запасов лития сосредоточено на Северо-Американской и Африканской (см. табл. 12).

Основная масса магматогенных запасов лития (73%) заключена в докембрийских месторождениях (в основном за счет пегматитов), 21% их приходится на палеозойские месторождения, 3% — на мезозойские и 3% на кайнозойские. Запасы лития в пегматитах, заключающих основную массу ресурсов этого металла, последовательно и резко убывают от докембрия к палеозою и мезо-кайнозою. Распределение редкометалльных формаций, содержащих литий, по минерагеническим эпохам показано в табл. 14. Запасы лития имеются во всех минерагенических эпохах (см. табл. 15). Основная масса его запасов приходится на четыре самые ранние эпохи от позднеархейской

¹ Здесь и далее под платформенными месторождениями (запасами) понимаются месторождения, расположенные на платформах.

до раннерифейской. Однако с учетом длительности эпох высшей интенсивностью литиевого оруденения характеризуются фанерозойские эпохи (см. рис. 3).

В метаморфогенных месторождениях промышленных концентраций лития не установлено. Зато в экзогенных месторождениях заключено 56% всех мировых запасов этого металла.

Литий образует промышленные концентрации в трех формациях экзогенного цикла: вулканогенно-осадочных образованиях, корах выветривания на нефелиновых сиенитах и в природных минерализованных водах. На последнюю формацию приходится 55,4% всех его мировых запасов (см. табл. 19). В свою очередь из минерализованных вод наибольшие запасы его заключены в погребенной межзернистой рапе типа озер Серлз и Сильвер Пик в США (24,4%) и поверхностной рапе соленых озер (19%) типа Большого Соленого озера в США и Мертвого моря (Израиль, Иордания). Значительны запасы лития (9%) и в высокотермальных азотнокислых обычно самоизливающихся водах молодых вулканических регионов (Япония, Новая Зеландия и др.). Более скромно пока выглядят запасы лития в подземных глубокозалегающих высокоминерализованных водах и рассолах. На самом деле они неисчерпаемы. Однако в отличие от других типов природных минерализованных вод, разработка которых не составляет никаких затруднений, благодаря самоизливу или залеганию на поверхности (либо близ поверхности), добыча глубокозалегающих рассолов технически затруднена из-за засоления скважин, отсутствия удобных мест для сброса отработанных рассолов и т. д. Поэтому пока запасы рассолов нами учтены лишь в немногих районах мира, где наблюдается из самоизлив или имеются благоприятные условия отработки.

Среднее содержание окиси лития в природных минерализованных водах, представляющих практический интерес, колеблется от 0,002—0,004 до 0,04—0,08% (20—800 мг/л). И хотя оно в десятки и сотни раз ниже, чем в магматогенных месторождениях, получение лития из вод обходится дешевле, чем из твердых руд, так как в водах металл находится в готовой для извлечения форме, не требуется затрат на добычу воды и ее транспортировку, и вместе с редкими элементами одновременно получается большой комплекс других полезных компонентов. Поэтому сравнение содержаний редкого элемента в водах и в твердых рудах неправомерно.

Среднее содержание лития в экзогенных месторождениях, представленных корах выветривания на нефелиновых сиенитах и органогенно-карбонатно-глинистыми отложениями, составляет первые десятые доли процента и в общем ниже, чем в магматогенных месторождениях. Но, опять-таки, из этого еще не следует, что отработка данных экзогенных образований будет менее рентабельной.

Почти половина экзогенных запасов лития приходится на Северную Америку, треть — на Азию, 14% — на Южную Америку и 4% — на Европу. В Африке и Австралии месторождения отсутствуют, если не считать небольших запасов лития в Новой Зеландии (см. табл. 18).

Таким образом, для минерализации лития характерно:

1) широкое развитие как в эндогенном, так и экзогенном процессах рудообразования с некоторым преобладанием запасов в последнем;

2) наличие промышленных месторождений в эндогенном процессе рудообразования только в связи с кислыми породами;

3) сосредоточение основной массы эндогенных запасов (41,3%) в пределах одной формации — редкометальных пегматитов, а основной массы экзогенных мировых запасов (55,4%) тоже в пределах одной формации — природных минерализованных водах. Следовательно, минерализация лития — это металл в основном пегматитов и природных высокоминерализованных вод.

РУБИДИЙ

Кларк рубидия для земной коры равен 0,015%, для осадочных и кислых пород 0,02%, для щелочных 0,019%. Рубидий не образует собственных минералов. Однако поскольку в некоторых калиевых минералах его атомные количества превышают 15% от атомных количеств калия, входящего в формулу, можно полагать, что эти минералы одновременно являются и рубидиевыми. К числу таковых относятся рубидиевый лепидолит, содержащий до 4,5% Rb_2O , рубидиевый мусковит — 4%, рубидиевый микроклин — до 3,1%, рубидиевый фенгит — до 3,5%. Образование этих минералов связано с гипогенным процессом; встречаются они в гранитных пегматитах, а фенгит в метасоматитах.

Основными промышленными минералами рубидия являются лепидолит (1,5—4% Rb_2O), циннвальдит (1—2%) и карналлит (0,01—0,03%). Рубидий добывается из пегматитов (лепидолит), грейзеновых месторождений (циннвальдит), карналлита и в меньшей мере из межзернистой рапы. В последнее время налажено его получение из сподуменовых концентратов (0,01—0,02% рубидия), поллуцита (0,5—1,2%) и нефелина (0,01—0,02%), при их переработке соответственно на литий, цезий или глинозем.

Мировая добыча рубидия исчисляется тоннами, не считая тех его количеств, которые поступают вместе с литиевыми минералами в керамическое производство без предварительного извлечения рубидиевых солей. Основными добывающими стра-

нами являются Южная Родезия, ЮАР, Канада (лепидолит), ФРГ, СССР (карналлит), КНДР, ЧССР, ГДР (циннвальдит), КНР (рапа), Новая Зеландия, Япония (термальные минеральные источники).

Для рубидия установлено 17 парагенетических типов месторождений в 10 редкометальных формациях (см. табл. 1); из них 10 типов шести формаций представлены магматогенными месторождениями (см. табл. 2).

Основная масса парагенетических типов магматогенных месторождений рубидия и содержащих его редкометальных формаций генетически связана с кислыми породами, а в связи с щелочными породами пока выявлены лишь месторождения формации агпантовых нефелиновых сиенитов, представленные апатит-нефелиновыми породами¹. Тем не менее по запасам рубидия эти две главные генетические группы месторождений примерно равновелики. На каждую из них приходится по 19% всех мировых запасов этого металла (табл. 20): небольшое число месторождений, связанных с щелочными породами, имеют громадные масштабы и потому соизмеримы с запасами многочисленных месторождений связанных с кислыми породами.

Запасы месторождений в связи с кислыми гранитами не превышают десятков тысяч тонн (а часто составляют лишь тысячи сотни тонн), тогда как запасы рубидия в месторождениях в связи с щелочными породами на порядок выше. Несмотря на это из магматогенных месторождений рубидий пока добывается лишь из пегматитов и грейзенов, на которые приходится приблизительно по 5% от всех его мировых эндогенных запасов. Значительны запасы рубидия также в лепидолит-микроклин-альбитовых и криофиллит-амазонит-альбитовых гранитах (6%) и в мусковит-литиионит-флюоритовых метасоматитах (2%).

Показательно, что во всех месторождениях «кислой линии» минеральной формой нахождения промышленных запасов рубидия являются слюды, содержащие от 1 до 4% этого металла. Исключение составляют лишь кислые вулканические стекла, запасы рубидия в которых, однако, относительно невелики и промышленная значимость еще не выяснена.

Среднее содержание рубидия в месторождениях гранитных пегматитов составляет 0,3%, в связанных с ними метасоматитах 0,15%, в литиеносных грейзенах 0,35%, при кларке концентрации для всех месторождений, связанных с кислыми породами, 0,24%. В щелочных месторождениях (массивы нефелиновых сиенитов) его среднее содержание достигает 0,04%, т. е. в 6 раз ниже, чем в «кислых». Кларк концентрации для всех магматогенных месторождений 0,14%.

¹ В сущности сырьем для получения рубидия может быть любой нефелин, перерабатываемый на глинозем.

Значение главных типов месторождений рубидия в его мировых запасах и добыче

Парагенетические типы месторождений	Обычное среднее содержание Rb_2O в м-ниях данного типа, %	Обычные запасы Rb_2O в м-ниях данного типа, тыс. т	Доля запасов м-ний данного типа от всех мировых запасов рубидия, %	Примерная добыча рубидия из м-ний данного типа (в % от всей его мировой добычи)
Лепидолит-микроклин-альбитовые граниты	0,1	10 <i>n</i>	3	—
Криофиллит-амазонит-альбитовые граниты	0,1	До 25	3	—
Сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты с лепидолитом и поллуцитом	0,2—0,5	<i>n</i> —10 <i>n</i>	5	65
Цезийбиотитовые околопегматитовые метасоматиты	0,1—0,2	10—50	1	—
Циннвальдитовые и другие грейзены	0,3—0,5	10 <i>n</i>	5	5
Мусковит-литионит-флюоритовые метасоматиты	0,4—0,6	10 <i>n</i>	2	—
Агпайтовые нефелиновые сиениты	0,00 <i>n</i> —0,04	100 <i>n</i>	19	—
Карналлиты	Около 0,01	100 <i>n</i>	19	25
Термальные воды молодых вулканических областей	До 0,002	0, <i>n</i>	9	5
Поверхностная рапа соленых озер	До 0,005	1000 <i>n</i>	31	—
Прочие	—	—	3	—

Основная масса мировых эндогенных запасов рубидия приурочена к древним платформам 82,5%, а к геосинклинальным областям фанерозоя всего 17,5%. При этом все запасы щелочных месторождений приходятся на платформы¹, а две трети запасов месторождений, связанных с кислыми породами, — на платформы и одна треть — на геосинклинальные области фанерозоя.

В отличие от большинства редких литофильных металлов, у которых не только запасы, но и большая часть парагенетических типов месторождений находится на платформах, для рубидия характерна обратная картина. Большинство месторождений рубидия находится в геосинклинальных областях. Только на платформах и докембрийских срединных массивах располагаются апатит-нефелиновые месторождения и криофиллит-ама-

¹ Неапатитоносные нефелиновые сиениты широко распространены и в фанерозойских геосинклинальных областях.

зонит-альбитовые граниты. Наоборот, только в геосинклинальных областях фанерозоя обнаружены месторождения грейзеновой формации, мусковит-литинит-флюоритовых метасоматитов и кислых эффузивов. Месторождения же гранитных пегматитов и связанных с ними метасоматитов известны как на древних платформах, так и в геосинклинальных областях фанерозоя.

Содержание рубидия в различных типах месторождений, связанных с кислыми породами, колеблется в сравнительно узких пределах от 0,1—0,2 до 0,4—0,5%; наивысшие содержания характерны для месторождений пегматитов и циннвальдитовых грейзенов. В свою очередь из пегматитовых месторождений расположенные на платформах на порядок богаче рубидием по сравнению с расположенными в геосинклинальных областях (см. табл. 9). По запасам рубидия платформенные месторождения пегматитов крупнее геосинклинальных в десятки раз. Однако запасы самых крупных пегматитовых месторождений, расположенных на платформах, практически одинаковы с самыми крупными грейзеновыми месторождениями, находящимися в геосинклинальных областях фанерозоя.

Как следует из табл. 12, основная масса мировых эндогенных запасов рубидия сосредоточена в Лавразийском поясе платформ (53,7%), они постепенно уменьшаются к поясам Тетис (16,3%) и Гондвана (12,5%). Из всех платформ не только Лавразии, но и других поясов, наибольшая часть запасов рубидия приходится на Европейскую платформу (50%), а в Гондване — на Африканскую (12,2%).

Распределение запасов рубидия по формациям в разрезе геологического времени показано в табл. 13. Основная масса эндогенных запасов рубидия (67,3%) заключена в месторождениях палеозойского возраста (в основном за счет щелочных месторождений). Остальная часть их распределяется примерно поровну между докембрийскими (пегматиты) и мезозойскими (редкометалльные граниты) месторождениями.

Промышленные запасы рубидия выявлены в пяти минерогенических эпохах: в архейской (пегматиты), раннерифейской (метасоматиты в связи с пегматитами), каледонской (мусковит-литинит-флюоритовые метасоматиты), герцинской (агпаитовые нефелиновые сиениты, грейзены) и киммерийской (кислые танталоносные граниты и эффузивы). Наивысшей интенсивностью рубидиевого оруденения характеризуются киммерийская и особенно герцинская эпохи (см. рис. 3).

Метаморфогенных месторождений рубидия не встречено. В экзогенном цикле рубидий образует месторождения семи типов в четырех формациях (см. табл. 1).

На экзогенные месторождения приходится 62% всех мировых запасов рубидия. Минерогения рубидия в экзогенном цикле резко отличается от других редких элементов значительным

накоплением в хемогенно-осадочных образованиях — карналлитах, в которых сосредоточено до 19% его мировых запасов (см. табл. 20). Небольшие перспективные запасы рубидия выявлены в вулканогенно-осадочных образованиях (около 1%), а основная масса их заключена в водах (42%). В отличие от лития большинство запасов рубидия приходится не на межзернистую (1,5%), а на поверхностную рапу (31%). Значительны его запасы и в термальных водах (9%).

Содержание рубидия в природных водах составляет 0,000 *n*—0,00 *n*%, т. е. обычно на один-полтора порядка ниже, чем у лития, что особенно примечательно, если учесть обратные соотношения их кларков в земной коре. В карналлитах содержание рубидия обычно около 0,01%, значительно ниже его кларка.

В пределах земного шара свыше половины всех экзогенных запасов рубидия приходится на Азию (53%), почти треть на Европу (31%) и 12% на Южную Америку. В Африке и Австралии месторождений рубидия нет (если не считать рубидиеносных терм Новой Зеландии), очень невелики они и в Северной Америке.

Таким образом, для минерогении рубидия характерно следующее.

1. Примерно одинаковое количество промышленных запасов в месторождениях, связанных с кислыми и щелочными породами. У всех остальных редких металлов запасы резко преобладают либо в щелочных месторождениях, либо в «кислых».

2. Рубидий из всех редких металлов обнаруживает наибольшее тяготение к грейзеновым и грейзеноподобным месторождениям, что выражается как в наивысших средних содержаниях его в них (0,4—0,5%), так и в большой доле запасов, приуроченных к грейzenам, криофиллит-и лепидолитсодержащим гранитам (грейзенизированным гранитам, по А. А. Беусу) и мусковит-литионит-флюоритовым метасоматитам (апокарбонатным грейzenам, по И. Н. Говорову), на которые в сумме приходится две трети мировых эндогенных запасов этого металла, связанных с «кислыми» месторождениями. Следовательно, минерогенически рубидий существенно грейзеновый металл. Это объясняется большой кристаллохимической легкостью вхождения рубидия в светлые слюды, которыми богаты грейзеновые и грейзеноподобные месторождения.

3. Самые крупные и богатые геосинклинальные месторождения рубидия по запасам и качеству руд не уступают его самым крупным и богатым платформенным месторождениям, чего не наблюдается ни у одного другого редкого элемента.

4. Рубидий, как и стронций, отличается наивысшим активным накоплением в экзогенных месторождениях: на них приходится около $\frac{3}{5}$ всех его мировых запасов, главным образом

на хемогенно-осадочные образования (карналлиты) и поверхностную рапу.

ЦЕЗИЙ

Кларк цезия для земной коры равен 0,00037%, для осадочных пород 0,0012%, для кислых 0,0005% и щелочных 0,0007%.

У цезия пять собственных минералов (табл. 21), из которых один фторид, один борат, а остальные силикаты. Только один минерал (цезий-куплетскит) встречается в щелочных месторождениях; все остальные в месторождениях, связанных с кислыми породами. Основные промышленные минералы — поллуцит и лепидолит. Кроме того, цезий получается из сподуменовых концентратов (до 0,02% цезия) и из цинивальдита (0,01—0,03% цезия) при их переработке на литий, а также из термальных минерализованных вод.

Таблица 21

Минералы рубидия и цезия

Минерал	Rb ₂ O, %	Cs ₂ O, %
Рубидиевый мусковит	3—4	0,42
Рубидиевый лепидолит	3—4,5	0,4—1,0
Рубидиевый фенгит	3,5	0,0 n
Рубидиевый микроклин	2,9—3,1	0,2
Поллуцит	0,6—1,2	30—36
Авогадрит	—	7,0
Цезиевый биотит	1—2	7,5
Воробьевит	—	До 7,5
Цезий-куплетскит	—	До 11,6

Мировая добыча цезия в настоящее время исчисляется десятками тонн. Основными добывающими странами являются Канада, Южная Родезия, Намибия, Мозамбик, КНР.

У цезия выявлено 16 типов месторождений в 10 формациях, из них 10 типов шести формаций магматогенных и шесть типов четырех формаций экзогенных месторождений (см. табл. 1). Из магматогенных только один тип (фениты с астрофиллитом), да и то пока не имеющий еще промышленного значения, генетически связан с щелочными породами, а все остальные с кислыми. Почти половина мировых запасов цезия (45%) сосредоточена в сподумен-микроклин-альбитовых пегматитах с поллуцитом и лепидолитом. Почти вся мировая добыча этого металла (95%) осуществляется из месторождений этого типа. Из магматогенных месторождений значительная доля запасов приходится также на цезийбиотитовые метасоматиты (табл. 22). Месторождения этих типов развиты как на платформах, так и в геосинклинальных областях, а олигоклаз-флогопитовые жилы,

циннвальдитовые грейзены и кислые вулканические стекла — только в геосинклинальных областях.

Таблица 22

Значение главных типов месторождений цезия в его мировых запасах и добыче

Парагенетические типы месторождений	Обычное среднее содержание Cs_2O в м-ниях данного типа, %	Обычные запасы Cs_2O в м-ниях данного типа, тыс. т	Доля запасов м-ний данного типа от всех мировых запасов цезия, %	Примерная добыча цезия из м-ний данного типа (в % от всей его мировой добычи)
Сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты с поллцитом и лепидолитом	0,1—0,6	$n-10\ n$	45	95
Околопегматитовые цезийбиотитовые метасоматиты	0,2—0,4	10 n	14	—
Олигоклаз-флогопитовые жилы с изумрудом	0,0 n	n	1,5	—
Кислые вулканические стекла	До 0,3	n	1,5	—
Термальные минерализованные воды	До 0,0015	0, n	35	3
Подземные рассолы	До 0,000 n	?	2	—
Прочие	—	—	1	2

Среднее содержание цезия в месторождениях гранитных пегматитов составляет 0,3%, а в месторождениях кислых эффузивов 0,2%, при среднем для всех месторождений, связанных с кислыми породами, 0,27%, т. е. даже выше, чем у рубидия и почти одинаково с литием, хотя кларк первого в 40 раз, а второго на порядок больше кларка цезия.

Как и у других редких элементов, месторождения цезия на платформах значительно крупнее и богаче геосинклинальных месторождений. Среднее содержание цезия в месторождениях на платформах колеблется от 0,1 до 0,6%, причем оно примерно одного уровня в пегматитах и связанных с ними метасоматитах. Содержание цезия в геосинклинальных месторождениях обычно сотые доли процента и лишь в кислых эффузивах достигает 0,3%. В целом, исключая последние, геосинклинальные месторождения цезия на порядок беднее его месторождений на платформах. То же характерно и для пегматитов.

Для эндогенной минерализации цезия показатель его превалирование в 1,5—2 раза над рубидием в месторождениях пегматитов, связанных с ними метасоматитов и кислых вулканических стекол. Это единственные в природе образования с таким соотношением цезия и рубидия, что, повторяем, особенно примечательно, если учесть обратное соотношение их кларков.

В грейзеновых образованиях содержание цезия меньше рубидия в 7—12 раз. Если рубидий более характерен для грей-

зенового процесса, то цезий — всецело для пегматитового¹. Поэтому не случайно, что в грейзеноподобных месторождениях (редкометальных гранитах и мусковит-литнионит-флюоритовых метасоматитах) цезий пока не представляет промышленного интереса, так как его содержание здесь не превышает 0,015%.

По запасам самые крупные месторождения цезия на платформах на порядок крупнее его самых больших геосинклинальных месторождений. Пегматитовые же месторождения на платформах даже в десятки раз крупнее геосинклинальных пегматитов. На платформенные месторождения приходится свыше 90% его мировых эндогенных запасов, а на геосинклинальные — менее 10%. В целом от лития к рубидию и цезию последовательно уменьшается доля геосинклинальных запасов и возрастает доля платформенных (см. табл. 12).

Больше половины мировых эндогенных запасов цезия сосредоточено в Лавразии, свыше трети — в Гондване, а в поясе Тетис промышленные месторождения цезия пока не установлены. Основная масса эндогенных поллуцитовых запасов цезия делится примерно поровну между двумя платформами: Африканской и Северо-Американской. Запасы цезия в поллуцитовых рудах на остальных платформах невелики (см. табл. 12).

Основная масса эндогенных запасов цезия заключена в докембрийских месторождениях (90,5%), главным образом за счет пегматитов и связанных с ними метасоматитов. С омоложением возраста запасы цезия последовательно уменьшаются до 6,5% в палеозое и 3% в мезозое. Распределение эндогенных запасов по редкометальным формациям в разрезе геологического времени приведено в табл. 13.

Почти половина мировых эндогенных запасов цезия приходится на позднеархейскую, а свыше трети их — на раннерифейскую минерагеническую эпоху. В остальных эпохах запасы цезия невелики 1—4% (см. табл. 15), а в альпийской эпохе отсутствуют, хотя не исключено выявление цезиеносных вулканических стекол этого возраста. По интенсивности цезиевого оруденения позднеархейская и раннерифейская эпохи также занимают первые места (см. рис. 3).

На экзогенные месторождения цезия приходится 38% всех его мировых запасов. Экзогенная минерагения цезия очень проста. Основная масса его мировых экзогенных запасов приходится, как и у других щелочных металлов, на природные минерализованные воды (см. табл. 17), но в отличие от рубидия и лития промышленные концентрации цезия в основном фиксируются в термальных водах, в которых заключено 35% всех его мировых запасов (см. табл. 22). При этом минерагенические

¹ Это справедливо лишь в отношении минерагении, но не геохимии цезия, так как по сравнению с кларком рубидия в грейзенах больше в 7—15 раз, а цезия в 20—40 раз.

закономерности распределения цезия полностью определяются геохимическими особенностями его поведения в природных водах, так как в термальных водах он обнаруживает резкое обогащение по сравнению с литием и рубидием. Если в подземных глубокозалегающих рассолах среднее отношение $Li:Rb:Cs$ примерно $40:4:1$, то в термальных водах оно изменяется до $10:1,4:1$. Содержание цезия в водах обычно составляет десяти-тысячные, а то и сотни-тысячные доли процента.

Заметные концентрации цезий образует также в углеродисто-карбонатно-глинистых образованиях, месторождениях бурого угля и браунит-псиломелановых рудах (см. табл. 1), но его содержания и запасы здесь невелики, а промышленная ценность их проблематична.

Основная масса экзогенных запасов цезия (74%) на сегодня приходится на Южную Америку (Чили), 15% на Азию, 7% на Австралию и 4% на Европу. Ни в Северной Америке, ни в Африке экзогенных месторождений цезия не установлено (см. табл. 18).

Таким образом, минералогия цезия обладает следующими основными чертами.

1. Цезий почти в равной мере характерен для эндогенного (62% всех его мировых запасов) и экзогенного (38%) процессов.

2. Все эндогенные запасы цезия приурочены к месторождениям, связанным с кислыми породами.

3. Цезий еще более характерен для пегматитов, чем даже литий, так как на долю пегматитовых месторождений и связанных с ними метасоматитов приходится 96% эндогенных мировых запасов этого металла.

4. Из всех редких металлов цезий обладает наиболее высокой степенью концентрации в месторождениях: по сравнению с кларком среднее содержание его в промышленных месторождениях выше более чем в 700 раз.

5. В экзогенном цикле запасы цезия, как и других щелочных металлов, главным образом приурочены к природным минерализованным водам (98% экзогенных запасов), но в отличие от рубидия и лития в основном сосредоточены в термальных водах молодых вулканических областей.

БЕРИЛЛИЙ

Кларк бериллия для земной коры равен 0,00038%, для осадочных пород 0,0003%, для кислых 0,00055% и щелочных 0,00045%. Выявлено 58 гипогенных минералов бериллия (из них 6, видимо, могут образовываться и в гипергенных условиях): 35 силикатов, 11 фосфатов, 6 окислов, 2 бората, 1 карбонат и 2 арсената. 33 минерала бериллия встречаются в кислых место-

рождениях и 19 — в щелочных (цифры — содержание BeO в %):

Гипогенные минералы в связи с кислыми породами

Окислы

Бромеллит	98,0
Хризоберилл*	18,1—20,7
Таафеит	11,0
Мусгравит	10,2
Сведенборгит	34,7—34,9
Бехонт***	56,0

Силикаты

Берилл	10,5—14,3
Бавенит	6,3—7,7
Фенакит*	44,1—45,5
Эвклаз	17,0—21,8
Барилит*	15,5—16,0
Бертрандит**	39,6—42,6
Гельбертрандит	34,2
Ве-маргарит	1,3—3,5
Битит (боуллит)	2,3—8,5
Гельвин*	8,9—14,9
Данилит*	12,7—14,7
Гентгельвин*	12,0—12,7
Миларит	3,5—5,2
Сянхуалит	15,8—16,3
Либерит	25,47

Бораты

Берборит*	39,3
Родицит	10,1—14,9

Арсенаты

Асбекасит	2,3
Беарсит***	16,8—20,4

Фосфаты

Фейхит	7,3
Бериллонит	19,0—20,0
Гердерит	15,5—16,5

Вяюриненит	12,1
Рошерит	12,6—13,8
Моразит	23,9—25,3
Уралолит	18,9—19,6
Глюцин	28,9—30,1
Кольбенит (стерретит)	8,7
Харлбутит	21,3

Карбонаты

Бериллийтенгерит	9,7
----------------------------	-----

Гипогенные минералы в связи со щелочными породами

Силикаты

Гюгаит	9,5
Аминовит	6,2
Гарстигит	11,4—11,6
Лейкофан	10,0—12,0
Мелинофан	9,5—11,7
Эпидидимит	9,6—12,9
Эвдидимит	10,1—12,2
Чкаловит	11,3—12,9
Карпинскиит	2,6
Тримерит**	17,1
Соренсенит	8,02
Гадолинит**	5,5—12,9
Бурый Се — силикат	2,5
Калькибеборосит	5,2
Семеновит	8,2
Ловдарит	6—7
Лейфит	1,4—2,9
Сферобертрандит***	45,2
Берилит***	40,0
Тугтупит***	5,4

Бораты

Гамбергит**	53,2—54,8
-----------------------	-----------

Фосфо-бериллат

Бабеффит	11,6
--------------------	------

- * Реже в связи с щелочными породами.
- ** Реже в связи с кислыми породами.
- *** Иногда образуется в гипергенных условиях.

Наиболее богаты (по количеству видов) его минералами гранитные пегматиты и агпаитовые нефелиновые сиениты (см. табл. 4). В последних основная масса бериллиевых минералов также встречена в пегматитах.

Бериллий добывается в основном из берилла пегматитовых и грейзеновых месторождений, а в последние годы также из гельберtrandита, бехонита и частично берtrandита метасоматитов. Мировая добыча бериллия сейчас составляет несколько сотен тонн, притом за последние 10—15 лет она остается примерно неизменной. Основными странами, добывающими бериллий, являются: Бразилия, Индия, КНР, США, Аргентина, Уганда, Руанда, Заир, Мозамбик, Афганистан и др.

Бериллий образует 32 парагенетических типа месторождений в 12 редкометальных формациях, из которых 30 типов десяти формаций являются магматогенными. Минерагенически бериллий несомненно более характерен для месторождений, связанных с кислыми породами — 25 типов месторождений бериллия шести формаций, чем с щелочными — только пять в четырех формациях (см. табл. 1).

Таблица 23

Значение главных типов месторождений бериллия в его мировых запасах и добыче

Парагенетические типы месторождений	Обычное среднее содержание BeO в м-ниях данного типа, %	Обычные запасы BeO в м-ниях данного типа, тыс. т	Доля запасов м-ний данного типа от всех запасов бериллия, %	Примерная добыча бериллия из м-ний данного типа (в % от всей его мировой добычи)
Гранитные пегматиты с бериллом	0,0 п—0,15	0,0 п—п	57	70
Бериллиеносные грейзены	0,15—0,4	п—15	5	15
Бериллиеносные метасоматиты с фенакитом, берtrandитом, бехонитом и др.	0,4—1,5	15—150	36	15 (?)
Щелочные месторождения с барилитом и др.	0,4—0,6	До 15	2	—

Хотя по содержанию бериллия месторождения, связанные с щелочными породами, довольно богаты и из месторождений в связи с кислыми породами уступают лишь флюоритовым метасоматитам с фенакитом и берtrandитом, по запасам они невелики, а главное пока представлены лишь единичными объектами. Поэтому в целом на щелочные месторождения приходится всего лишь 2% мировых эндогенных запасов данного металла (табл. 23). Но есть основания предполагать, что в будущем роль щелочных месторождений в этом балансе будет расти за счет выявления новых типов месторождений, особенно в формации агпантовых нефелиновых сиенитов, которая весьма богата минералами бериллия как по количеству минеральных ви-

дов, так и по их содержанию. Кларк бериллия для щелочных пород (0,00045%) лишь немногим уступает его кларку в кислых породах (0,00055%).

На месторождения, связанные с кислыми породами, приходится 98% эндогенных запасов бериллия, из которых 57% заключено в гранитных пегматитах, 36% в бериллиеносных метасоматитах и только 5% — в бериллиеносных грейзенах.

Кларк концентрации BeO в месторождениях пегматитов равен 0,043%, грейзенов — 0,22%, а в бериллиеносных метасоматитах намного выше — 0,51%. Хотя за рубежом первые две формации существенно бериллиеносных месторождений все еще сохраняют первенство в добыче этого металла благодаря крупным размерам берилла в пегматитах, легко извлекающегося вручную, а также в связи с технологическими и организационными трудностями освоения новых минеральных типов бериллиевого сырья, в будущем без сомнения промышленность целиком (или большая часть) переключится на добычу фенакита, берtrandита, бехоита, гельберtrandита из бериллиеносных метасоматитов, отличающихся богатством бериллия не только в рудах, но и в самих бериллиевых минералах (40—55% BeO вместо 10—12% в берилле).

Высоким средним содержанием бериллия отличаются также руды бериллиеносных скарнов (см. табл. 1). Однако пока они не относятся к числу главных промышленных типов, так как запасы их невелики, морфология рудных тел сложна, а технология очень трудна. Тем не менее в будущем и эти месторождения могут приобрести серьезное промышленное значение благодаря богатству руд, кларк концентрации BeO в которых составляет 0,39%.

Кларк концентрации BeO для всех месторождений, связанных с кислыми породами, равен 0,22%, это в два раза ниже его кларка концентрации для месторождений, связанных с щелочными породами (0,47%), что объясняется большим удельным весом в первой группе пегматитов, всегда бедных бериллием. Но даже по сравнению с бериллиеносными метасоматитами, самыми богатыми бериллием, щелочные месторождения практически одинаковы по среднему содержанию (0,43 и 0,47%). Это позволяет очень высоко оценить возможности выявления как новых месторождений бериллия, так и новых типов промышленного бериллиевого оруденения в связи с щелочными породами.

Из главных типов месторождений бериллия, связанных с кислыми породами, месторождения трех типов (бериллиеносные метасоматиты) найдены только на древних платформах и в докембрийских срединных массивах, трех (грейзеновые месторождения и мусковит-литнионит-флюоритовые метасоматиты) — только в геосинклинальных областях и четырех (гранитные пегматиты) — встречаются в обеих геотектонических пози-

циях. Щелочные месторождения выявлены только на древних платформах (см. табл. 1).

Содержание окиси бериллия в месторождениях, расположенных на платформах, колеблется от сотых долей процента до 1,0—1,5% (максимум наблюдается во флюоритовых метасоматитах с фенакитом), а в геосинклинальных — от сотых до 0,4% (максимум в кварц-берилловых грейзенах). Однако в платформенных месторождениях пегматитов содержание бериллия такое же, как в геосинклинальных пегматитах, а то и несколько ниже (см. табл. 9). В этом состоит одна из отличительных особенностей минерогенеза бериллия, по сравнению с ассоциирующими с ним редкими щелочными металлами и танталом.

Запасы отдельных месторождений окиси бериллия за рубежом, расположенных на платформах, достигают 120 тыс. т (монтмориллонит-халцедон-флюоритовые метасоматиты с бехитом и гельберtrandитом), тогда как самых крупных геосинклинальных месторождений (кварц-берилловые грейзены) они не превышают 15 тыс. т. В сумме на платформенные месторождения приходится 69,7% мировых эндогенных запасов бериллия, на геосинклинальные 30,3%. По величине геосинклинальных запасов бериллий стоит на первом месте среди других литофильных редких элементов. Свыше половины всех платформенных запасов бериллия приходится на Лавразийский геотектонический пояс; очень велики его запасы и в Гондване. Наиболее богаты бериллием Северо-Американская и Южно-Американская платформы (см. табл. 12).

Распределение мировых эндогенных запасов бериллия в разрезе геологического времени обнаруживает (как и у лития и цезия, характерных только для месторождений, связанных с кислыми породами) постепенное закономерное уменьшение от докембрия к кайнозой (см. табл. 15). Но бериллий имеет промышленные месторождения в кайнозое, в том числе самое крупное в мире (Томас Рендж), а кроме того, если у лития и цезия на докембрий приходится подавляющая часть запасов (соответственно 73 и 90%), то у бериллия только половина (остальные — 22% палеозойские, 15% мезозойские и 13% кайнозойские).

Поскольку месторождения бериллия в докембрии образовывались на протяжении примерно 2 млрд. лет, а в фанерозое всего лишь на протяжении 570 млн. лет, то на каждые 100 млн. лет докембрия приходится в среднем 2,5% этого металла (удельные запасы), а на 100 млн. лет фанерозоя почти 9%, т. е. в 3,6 раза больше. Для сравнения укажем, что у лития на 100 млн. лет докембрия в среднем приходится 3,7%, а на 100 млн. лет фанерозоя 4,7% его запасов, т. е. практически одинаково; у цезия соответственно 4,5 и 1,7%, т. е. в докемб-

при его удельные запасы почти в три раза больше, чем в фанерозое.

Распределение запасов бериллия в разрезе геологического времени в месторождениях разных формаций имеет разный характер (см. табл. 13). Все его щелочные месторождения имеют докембрийский (протерозойский) возраст. Все грейзеновые месторождения бериллия либо позднепалеозойского, либо раннемезозойского возраста. Но щелочные и грейзеновые месторождения охватывают всего 7% мировых эндогенных запасов бериллия, потому не они определяют характер их распределения в целом по геологическим эрам.

Запасы бериллия в пегматитовых месторождениях закономерно и довольно быстро уменьшаются от докембрия к мезозою (см. табл. 13), тогда как его запасы в бериллиеносных метасоматитах даже несколько возрастают с омоложением возраста: в докембрии 7%, палеозое 10%, мезозое 9%, кайнозое 13%.

При сравнительно равномерном распределении во времени удельных запасов бериллия, заключенных в пегматитовых месторождениях, имеем отчетливый рост их в месторождениях метасоматитов с омоложением возраста (табл. 24).

Таблица 24

Изменение удельных запасов бериллия (в расчете на 100 млн. лет), %

Месторождения	Докембрий	Палеозой	Мезозой	Кайнозой
В пегматитах	2,1	3,5	2,6	0
В метасоматитах	0,3	2,9	5,8	13

Таким образом, распределение запасов бериллия во времени имеет двойственный характер: с одной стороны, оно повторяет распределение лития и цезия, с которыми бериллий тесно ассоциирует в пегматитовых месторождениях, а с другой, отчасти сходно с распределением олова, вольфрама, молибдена, с которыми он нередко оказывается в пределах одних и тех же рудных полей, а иногда и месторождений (грейзеново-гидротермальных), хотя обычно и на разных горизонтах.

Распределение бериллия по минерагеническим эпохам показано на рис. 3. Это (как и литий) полностью «сквозной» редкий металл, образующий промышленные месторождения во всех минерагенических эпохах без исключения. Причем в целом наблюдается довольно закономерное возрастание интенсивности бериллиевого оруденения от позднеархейской к альпийской эпохе с небольшими минимумами в раннепротерозойскую, раннерифейскую и каледонскую эпохи.

В экзогенных условиях известны повышенные концентрации бериллия лишь в бурых углях и углеродисто-карбонатно-глинистых отложениях, пока не имеющих промышленного значения. Однако есть основания предполагать, что месторождения таких типов, как кальцит-флюорит-мусковитовые метасоматиты с бериллом или монтмориллонит-халцедон-флюоритовые метасоматиты с бехонитом и гельберtrandитом, в какой-то степени обязаны своим происхождением экзогенному рудообразованию. Первые в сущности могут представлять древнюю кору выветривания, в которой берилл, как известно, является довольно устойчивым минералом. Относительно же второго типа надо сказать следующее. Положение бериллия на границе между элементами, активно участвующими в гипергенном процессе, и элементами пассивными в условиях гипергенного рудообразования (см. раздел «Экзогенная минерагения») позволяет предполагать, что он может образовывать промышленные месторождения и в экзогенном цикле. Особенно вероятно появление таковых при подводных извержениях (фумаролах), когда теоретически очень благоприятны условия образования бехонита (в химии $\text{Be}(\text{OH})_2$ получается при кипячении и одновременном разбавлении водой бериллийсодержащих растворов). Именно такая ситуация могла иметь место при образовании месторождения Томас Рендж.

Месторождения типа остаточных россыпей — коры выветривания бериллоносных пегматитов — широко разрабатываются в Бразилии (плато Барборемо), Заире, Южной Родезии и других странах, хотя обычно они считаются коренными.

Подводя итог, можно отметить следующие особенности минерагении бериллия.

1. Бериллий из всех литофильных редких металлов обладает наибольшим тяготением к геосинклинальным условиям образования месторождений, что подтверждается самой большой долей его мировых запасов, приходящихся на геосинклинальные области, а также соизмеримостью содержания бериллия в геосинклинальных и платформенных пегматитах.

2. Из трех металлов (литий, цезий, бериллий), характерных всецело (или почти всецело) для месторождений, связанных с кислыми породами, бериллий минерагенически самый «молодой» элемент. Это проявляется в следующем: а) в наличии крупных богатых эндогенных месторождений в кайнозое только у бериллия; б) в резко повышенном показателе его удельных запасов в фанерозое, а особенно в закономерном возрастании интенсивности его оруденения в поздних минерагенических эпохах.

3. Бериллий — единственный литофильный редкий металл, до недавнего времени считавшийся не характерным для экзогенного цикла. Однако подобно другим редким металлам с промежуточными значениями потенциалов ионизации он образует

экзогенные месторождения, с одной стороны, типа остаточных россылей (древние и современные коры выветривания бериллоносных пегматитов грейзенов), а с другой, типа монтмориллонит-халцедоновых образований с бехонтом, гельбертрандитом и сферобертрандитом.

СТРОНЦИИ

Кларк стронция в земной коре составляет 0,034%, в кислых породах 0,03%, в осадочных 0,045% и щелочных 0,113%. Стронций образует 39 минералов, в числе которых наиболее распространены фосфаты (11 минералов), бораты (7), карбонаты (6), силикаты (6); встречаются также сульфаты (2), ванадаты (2), арсенаты (1), фториды (2) и окислы (2) (цифры — содержание SrO в %):

Гипогенные минералы в связи с кислыми породами

Фториды

Ярлит 35,6

Карбонаты

Стенонит 47,08
Стронцианит до 70

Фосфаты

Беггелдит 31,89
Палермонт 9,2
Гояцит 17,3—19,3
Бьярбинит 0,9

Силикаты

Брэвстерит 8,99
Харадаит ?

Гипогенные минералы в связи с щелочными породами

Окислы

Пандаит 6,4

Карбонаты

Бербанкит 12,46—19,7
Карбоцернаит 12,43
Анкилит 17,1—21
Велоганит 41,0

Нордит 7,4
Умбозерит 27,7
Бартолампрофиллит 28,5

Гипергенные минералы

Окислы

Агриньерит 2,5

Фториды

Тихоненковит 43,4

Бораты

Витчит 29,5—30,7
Танеллит 27,7
Стронциоджинорит 10—20
Кургантаит 37,48
Стронциогильгардит 25,39
Стронциоборит 21,66
Балавинскит 43,3

Сульфаты

Целестин до 56,4
Калистронцит 24,35

Фосфаты

Беловит 33,6—39,3
Стронцийапатит 46,06

Силикаты

Лампрофиллит 14,1—16,7

Арсенаты		Фосфаты	
Кемлицит	8,27	Ферморит	9,93
Ванадаты		Сванбергит	12,8—18,0
Дельрионт	26,26	Соколовит	11,4—11,8
Сантафеит	6,0	Тихвинит	11,5—24,4
		Люсингит	20,24

Минералы стронция известны в наибольшем числе классов из всех редких элементов (девять классов). 20 минералов стронция являются гипогенными, остальные образуются в гипергенных условиях. Большинство (11 видов) гипогенных минералов находится в щелочных месторождениях, что вполне понятно, так как в щелочных породах кларк стронция в 3,8 раза больше, чем в кислых. Из экзогенных месторождений наибольшее число минералов стронция обнаружено в эпигенетических образованиях и непосредственно в зоне гипергенеза рудных месторождений.

Основным промышленным минералом стронция является целестин, содержащий до 56,4% SrO. Незначительная часть стронция добывается в виде стронцианита (до 70,2% SrO), а также в виде апатита (2,5—3,5% SrO).

Мировая добыча стронция исчисляется несколькими десятками тысяч тонн в год. За последние десять лет в связи с развитием цветного телевидения она ежегодно возрастает в среднем на 10—15%; мировое производство в пересчете на целестин (без стран социалистического содружества) в 1970 г. составляло 54 тыс. т, в 1971 г. 100 тыс. т, а в 1974 г. 84 тыс. т (Б. И. Коган, 1977 г.). Основными странами, добывающими стронций (главным образом в виде целестина), являются Мексика, Иран, Италия, Испания, Пакистан, Аргентина.

К настоящему времени установлено 14 парагенетических типов месторождений стронция в восьми редкометальных формациях (см. табл. 1). Из них пять типов трех формаций представлены эндогенными месторождениями и девять типов пяти формаций экзогенными.

Из эндогенных магматогенных месторождений в связи с кислыми породами выявлены лишь два типа стронциеносных гидротермалитов: гематит-карбонатные жилы со стронцианитом и целестином, генетически связанные с граносеннитами, и редкоземельно-ураноносные зоны в порфириновых туфах с целестином. По сравнению с осадочными месторождениями целестина эти месторождения отличаются низким содержанием стронция (проценты), и поэтому перспективы их разработки на этот металл пока невелики. По масштабам запасов они в десятки и даже сотни раз меньше щелочных месторождений. На их долю приходится менее 1% мировых эндогенных запасов стронция.

В связи с щелочными породами известны три типа крупных месторождений стронция, представленных массивами апатит-нефелиновых пород и двумя типами карбонатитов — апатит-кальцитовыми и апатит-кальцит-доломитовыми. Запасы стронция в карбонатитах исчисляются миллионами и десятками миллионов тонн. Однако стронций в них собственных минералов не образует и представлен стронцийсодержащими апатитом (2—5% SrO) и карбонатами (1—2% SrO). Поэтому несмотря на громадные запасы этот металл не имеет здесь самостоятельного значения и может быть утилизирован из этих руд лишь попутно при переработке апатита на фосфорные удобрения, а карбонатов на известь. В некоторых странах (ФРГ, Финляндия) стронций уже извлекается из апатита.

На долю щелочных месторождений приходится 36% всех мировых запасов стронция, из них $\frac{2}{3}$ на агпитовые нефелиновые сиениты и $\frac{1}{3}$ на карбонатиты (табл. 25). Все щелочные месторождения стронция расположены на платформах (свыше 99% его мировых эндогенных запасов), причем все они сосредоточены в Лавразийском геотектоническом поясе, главным образом на Европейской платформе (см. табл. 12).

Таблица 25

Значение главных типов месторождений стронция в его мировых запасах и добыче

Парагенетические типы месторождений	Обычное среднее содержание SrO в м-ниях данного типа, %	Обычные запасы SrO в м-ниях данного типа, тыс. т	Доля запасов м-ний данного типа от всех мировых запасов стронция, %	Примерная добыча стронция из м-ний данного типа (в % от всей мировой добычи)
Апатитсодержащие карбонатиты	До 1	1000 п	12	—
Эпигенетические месторождения целестина	10—40	100 п—3000	32	Около 95
Эффузивно-осадочные месторождения целестина	10—20	До 1500	5	—
Отложения апатитизированного костного де- трита	0,5—0,8	100 п	3	?
Подземные рассолы	0,0 п—0, п	100 п	22	—
Иодо-бромные воды	0,0 п	10 п	2	—
Прочие	—	—	24	—

Почти все мировые эндогенные запасы стронция имеют палеозойский возраст (99%) и меньше 1% — мезозойский. Стронций почти целиком приурочен к одной герцинской эпохе (см. рис. 3). Из всех мировых запасов стронция на его эндогенные месторождения приходится только 36%, а на экзогенные 64%, почти в 2 раза больше.

Стронций не только по общим запасам, но и по концентрации в месторождениях является существенно «экзогенным» металлом. В экзогенных месторождениях он образует собственные практически ценные минералы — целестин и стронцианит, которые имеют самостоятельное промышленное значение.

В экзогенных условиях у стронция установлено девять типов месторождений в пяти формациях, т. е. в два раза больше, чем в эндогенном процессе. Наибольшую промышленную значимость как по запасам, так и по добыче имеют эпигенетические месторождения, представленные целестиновыми телами замещения или выполнения в туфогенных, карбонатных, сульфатно-карбонатных и терригенных породах (см. табл. 1 и 25). Иногда целестин сопутствует серным месторождениям этой же формации. На эпигенетические месторождения приходится треть всех мировых запасов стронция и основная масса его современной добычи. Запасы окиси стронция в отдельных месторождениях этой формации исчисляются десятками и сотнями тысяч тонн, а в уникальных случаях даже первыми миллионами тонн. Среднее содержание колеблется в пределах 30—40%, отдельные тела представлены почти мономинеральным целестином. Содержание стронция в эпигенетических месторождениях равновелико железу в железорудных месторождениях несмотря на то, что кларк железа в 150 раз выше кларка стронция. Среднее содержание окиси стронция в эпигенетических месторождениях в несколько или даже во много раз выше, чем в целестинсодержащих эндогенных месторождениях, связанных с кислыми породами, а по сравнению с содержанием в щелочных месторождениях оно в десятки раз выше. Правда с щелочными месторождениями сравнение содержаний вряд ли правомерно, поскольку в них стронций имеет попутное значение. Тем не менее все это является свидетельством необычно большого накопления стронция в экзогенном процессе.

Менее богаты (10—20% SrO) хемогенно-осадочные месторождения целестина в пестроцветах и красноцветах, равно как и его эффузивно-осадочные месторождения. Последние по запасам иногда достигают 1,5 млн. т, а первые не превышают сотен тысяч тонн. Месторождения этих формаций могут составить резерв второй очереди. Да и доля их в общем балансе экзогенных запасов стронция невелика (см. табл. 17).

Органогенно-осадочные месторождения стронция в виде апатитизированного костного детрита составляя еще меньшую долю в его мировых экзогенных запасах. Запасы отдельных месторождений исчисляются сотнями тысяч тонн, а содержание окиси стронция в них составляет всего десятые доли процента. Поскольку детрит может перерабатываться на радиоактивные металлы и редкие земли иттриевой группы, то стронций может получаться из него попутно.

Очень большую долю в мировых запасах стронция состав-

ляют природные минерализованные воды (24%). Это принципиально новое минеральное сырье, которое еще требует соответствующих технологических разработок и освоения. Предварительные исследования показывают возможность рентабельного получения солей стронция из минерализованных вод и в больших масштабах, особенно из отработанных рассолов подбромных заводов и попутно добываемых рассолов нефтепарков. Содержание стронция в таких водах составляет сотые и даже десятые доли процента. По сравнению с ассоциирующими с ним редкими щелочными металлами стронций накапливается здесь даже еще больше, чем они. Но в отличие от них существенные запасы он образует только в глубокозалегающих подземных водах, в том числе и подбромных, практически отсутствуя (в промышленных количествах) как в межкристальной и поверхностной рапе, так и в слабоминерализованных термальных водах молодых вулканических областей (см. табл. 1 и 17).

По площади земного шара экзогенные месторождения стронция распределены крайне неравномерно. Они почти целиком приходятся на северные материка — Европу, Азию и Северную Америку (см. табл. 18).

Таким образом, основной особенностью минерации стронция, резко отличающей его от других редких металлов, является исключительно сильное накопление этого металла в экзогенных условиях, что выражается: во-первых, в образовании здесь собственных промышленных минералов — целестина и стронцианита, во-вторых, в большем числе месторождений экзогенных типов и формаций по сравнению с эндогенными, в-третьих, вдвое больших мировых экзогенных запасов, в-четвертых, во много раз более богатом содержании стронция в экзогенных целестиновых месторождениях по сравнению с эндогенными месторождениями данного минерала.

Минерогенически стронций от других редких металлов отличается также тем, что несмотря на почти в четыре раза больший кларк его в щелочных породах по сравнению с кларком кислых пород, щелочные месторождения этого металла во много раз беднее стронциевых месторождений в связи с кислыми породами. Стронций в щелочных месторождениях встречается в рассеянном состоянии в виде примеси в апатите и карбонатах, хотя и образует гигантские скопления. Иначе говоря, запасы стронция в этих месторождениях являются следствием не столько концентрации в ходе геолого-геохимических процессов (обогащение по сравнению с кларком щелочных пород всего в 9 раз, см. табл. 8), сколько результатом рентабельного извлечения его попутно с другими компонентами, т. е. это запасы, если так можно сказать, скорее технологические, чем геологические. Кстати, отметим, что это же характерно и для рубидия в щелочных месторождениях.

ИТТРИЙ И ЛАНТАНОИДЫ

В химии под редкими землями понимают только лантан и лантаноиды. В промышленности, в частности в металлургии, к редким землям относят также иттрий и даже скандий. Такого широкого понимания группы редкоземельных элементов придерживаются и некоторые геохимики (Минеев, 1974). В данной работе под редкими землями понимаются иттрий, лантан и лантаноиды, т. е. 16 металлов по таблице Д. И. Менделеева (фактически 15, поскольку прометий в природных условиях не обнаружен).

Ионные радиусы последовательно уменьшаются в ряду лантаноидов от 1,22 Å у лантана до 0,99 Å у лютеция, благодаря так называемому лантаноидному сжатию (табл. 26). В результате тяжелые лантаноиды по размеру ионного радиуса оказываются близкими иттрию, у которого он равен 1,06 Å. Это в свою очередь обеспечивает близость геохимических свойств тяжелых лантаноидов и иттрия, которые в природных процессах образуют более устойчивую ассоциацию, чем с легкими лантаноидами. Поэтому все редкие земли делятся на две группы: цериевую (TR_{Ce}), в которую входят лантан, церий, празеодим, неодим, и иттриевую (TR_Y), состоящую из самария, европия, гадолиния, тербия, диспрозия, гольмия, эрбия, тулия, иттербия, лютеция, иттрия.

Таблица 26

Кларки редкоземельных элементов, по А. П. Виноградову (1962.)

Элементы	Радиус трехвалентного иона, Å	Земная кора	Кислые породы	Осадочные породы	Элементы	Радиус трехвалентного иона, Å	Земная кора	Кислые породы	Осадочные породы
La	1,22	49	60	40	Ho	1,05	1,7	2	1
Ce	1,18	80	100	50	Er	1,04	3,3	4	2,5
Pr	1,16	9	12	5	Tu	1,04	0,27	0,3	0,25
Nd	1,15	37	46	23	Yb	1,00	3,3	4	3
Sm	1,13	8	9	6,5	Lu	0,99	0,8	1	0,7
Eu	1,13	1,3	1,5	1	Y	1,06	29	34	30
Gd	1,11	8	9	6,5	TR_Y		62	73	57
Tb	1,09	1,9	2,5	0,9	TR_{Ce}		175	218	11
Dy	1,07	5	6,7	4,5	TR		237	291	175

Иттриевоземельные минералы

Минералы	Содержание		
	TR ₂ O ₃ , %	TRγ, % от суммы TR	γ, в % от суммы TR
Гипогенные минералы в связи с кислыми породами			
<i>Фториды</i>			
Иттрофлюорит	16,23—20,9	78,8—86,4	50—55
<i>Оксиды</i>			
TR-уранинит	11,22—15,1	92,0—96,6	50
Обручевит	12,86—15,39	90,5—95,5	50
Итробетафит	9,13—16,63	86,7	50
Кобейт	3,62—26,23	До 92	Нет данных
Форманит	32,32	89,7—96,5	55—65
Ризерит	39,16	97,7—98,4	60—63
β-фергусонит	33,20	87,5	50
Иттротанталит	17,0—18,2	83—94	69—79
Самарскит	14,32—16,6	95,4—96,4	50—65
Кальциосамарскит	13,1	До 86	
Хлопинит	17,65	До 99	До 99
Эвксенит*	20,28—39,6	85,1—100	44—74,9
Поликраз	29,28—33,43	До 93	Нет данных
Тантэвксенит	24,7	84	59
Иттрокразит	28,59	До 89	Нет данных
Иттрогатчеттолит	10,85—12,84	76—86	» »
<i>Арсенаты</i>			
Черновит	31,6	98	78,0
<i>Вольфраматы</i>			
Иттротунгсит	17,77	77,1	49,5
<i>Фторокарбонаты</i>			
Иттропаризит	Нет данных	Нет данных	Нет данных
Итросинхизит*	50	48,4	30
<i>Фосфаты</i>			
Ксенотим	56,72—62,15	70,6—100	47,3—77,5
<i>Силикаты</i>			
Кальциогадолинит	29,16	До 83	Нет данных
Кейльгаунт*	8,1—12,1	82,5—100	50
TR-циркон	7,4—17,7	62,2—93,2	37—62,7
Спенсит	24,8—33,8	70—83	Нет данных
Иттроортит	10,3—10,8	51,4—98,6	50
Гелландит	35,7—40,1	92,7	50
Таленит*	60,9—70,0	84,4—96,7	50—59
Роуландит	62,64		
Иттриалит*	49,3—51,7	90,9—93,3	50
Кайнозит*	35,9—38,7	84,1	50
Иммориит	65,82	Нет данных	Нет данных
Кайсикхит	36,26	» »	» »
Томбартит	47,5—50,8	99	61

Минералы	Содержание		
	TR ₂ O ₃ , %	TRγ, % от суммы TR	Y, в % от суммы TR
Y-бритолит	57,1—54,4	72	33
TR-тортвейтит	17,7	Нет данных	Нет данных

Гипогенные минералы в связи с щелочными породами

<i>Фториды</i>			
Гагаринит	54,0—56,7	8,22	35
<i>Оксиды</i>			
Фергусонит	33,7—51,3	81,4—99,3	50—66
Браннерит	9,75	72,7—88,2	44—50
Смирновит	9,45	Нет данных	Нет данных
Иттроэшинит	18,8	53,77	22—54
Муратаит	21,7		
<i>Силикаты</i>			
Гадолинит**	30,4—55,8	87—94,8	37,2—64
Капелленит	56,82	90—94	Нет данных
Гипергенные минералы			
<i>Фторосульфаты</i>			
Чухровит	11,0—18,2	64	41
<i>Карбонаты</i>			
Тенгерит	47,8—50,3	67,6	40
Локкаит	53	94,2	57
<i>Фторокарбонаты</i>			
Итробастнезит	57,0—76,8	54,9—61,8	14—30
<i>Фосфаты</i>			
Черчит	48,0—52,9	92,9—97,4	50—57

* Реже в месторождениях, связанных с щелочными породами.

** Реже в месторождениях, связанных с кислыми породами.

Кларк редких земель варьирует в очень широких пределах — от 0,00002% у тулуня до 0,008% у церия (см. табл. 26). Иттриевые земли распространены в земной коре значительно меньше, их кларк примерно в 3 раза ниже суммарного кларка цериевых земель. Кларк редких земель для щелочных пород составляет 0,037%, т. е. по сравнению с кислыми породами они заметно обогащены редкими землями.

Редкие земли образуют 129 собственных минералов, из них 51 минерал обогащен существенно иттриевыми землями, а 78 — цериевыми землями (табл. 27, 28).

Цериевоземельные минералы

Минералы	Содержание	
	TR ₂ O ₃ , %	TRCe, % от суммы TR

Гипогенные минералы в связи с кислыми породами

<i>Фториды</i>		
Флюоцерит	68,8—71,0	98,8—99,5
<i>Фосфаты</i>		
Монацит*	24,7—69,7	93,1
Чералит*	27,56	—
Флоренсит	28,0—32,0	100
<i>Вольфраматы</i>		
Церотунгстит	24,12	—
<i>Силикаты</i>		
Ортит*	18,2—27,4	74,2—100
Mg-ортит	29,1	—
Th-ортит	11,8	—
Нагательит	26,9	—
Муромонит	23,9	—
Тринорит	12,8	—
Стилвеллит	45,7—59,4	96,1
Церхаттонит	24,7	95

Гипогенные минералы в связи с щелочными породами

<i>Окислы</i>		
Церианит	84,5	100
Мариньякит	11,5—18,4	72,3
Циркелит	8,5—16,3	50,2—78,3
Полимигнит	13,3	49,2
Дизанадит	11,32	70—72
Лопарит	30,6—35,9	98—100
Ниоболопарит	14,0—29,2	99,5
Иринит	24,0	—
TR-перовскит	5,1—11,3	91,0—97,8
Эшинит**	18,5—32,3	53—82,5
Nb-эшинит	25,16	61,1
Ce-фергусонит	До 55	87,0
<i>Карбонаты</i>		
Сахамалит	59,2	99
Бербанкит	9,5—15,1	98,1—99,5
Карбоцеранит	26,1	92,9

Минералы	Содержание	
	T ₂ O ₃ , %	TR _{Ce} , % от суммы TR
<i>Фторокарбонаты</i>		
Бастнезит	57,0—76,8	86,4—100
Паризит	54,6—62,9	86,9—98,8
Рентгенит	—	—
Синхизит	51,2—52,2	86,2
Кордилит	49,4—51,5	—
Хунхит	37,3—39,4	98,4
<i>Гидрокарбонаты</i>		
Анкилит	46,3—49,0	92,0—100
Калкинсит	54,4—61,7	100
<i>Фосфаты</i>		
Беловит	21,3—24,0	99,1
Апатит	До 12,0	—
<i>Арсенаты</i>		
Ретциан	10,3	—
<i>Силикаты</i>		
Цергадолинит	54,5	До 68,7
Эрдманнит	20	—
Бритолит	50,6—62,0	61,3—100
Фынченит	33,7	94,4
Алюмобритолит	32,3	60,2
Меланоцерит	54,0—56,4	49,4—74,4
Кариоцерит	43,74	—
Мп-ортит	17,20	—
Чевкинит	40,2—45,7	81,3—99,3
Перрьерит	40,1	—
Th-чевкинит	37,4	—
Nb-чевкинит	26,2	—
Ринколит	13,1—20,4	62,1—89,5
Ринкит	22,17	100
Церит	70,0—72,5	92,4—98,7
Тернебомит	62,37	91,9—100
Нордит	20,2—20,9	100
Стенstrupин	20,2—34,7	83,5—100
Th-стенstrupин	23,24	—
Эвдиалит	До 10,2	57—96,6
Тундрит	48,53	98,2
Карнасуртит	15,8—17,6	—
Фенгуангит	33,71	98,4
Илимаусит	10,60	100
Сажинит	21,15	100
Лапландит	16,79	100
Фосинаит	13,0—13,8	97,5
Семеновит	19	79

Минералы	Содержание	
	T_2O_3 , %	TR _{Ce} , % от суммы TR
Гипергенные минералы		
<i>Карбонаты</i>		
Лантанит	54,65	До 100
<i>Фосфаты</i>		
Рабдофанит	50,3—64,8	86,8—100
Th-рабдофанит	17,6	84,4
Силикорабдофанит	32,0—35,7	100
<i>Гидросиликаты</i>		
Вудьяврит	23,3—26,0	87—89
Гидробритолит	57	До 100
Гидроортит	13,97	До 100
Гидроринколит	23,2—25,4	—
Гидростенструпин	15,7—34,7	100
<i>Бораты</i>		
Брайчит	18,35	64

* Реже в щелочных породах.

** Реже в кислых породах.

Из иттриевоземельных минералов пять являются гипергенными, из цериевоземельных — десять. Некоторые минералы как иттриевых, так и цериевых земель образуются также в метаморфогенных условиях. Основная же их масса представлена гипогенными минералами. Почти половина гипогенных иттриевоземельных минералов представлена окислами (21 вид из 46). Значительно развиты также силикаты (17 минералов). Остальные классы (фториды, фосфаты, карбонаты, вольфраматы) представлены единичными минералами. Больше половины цериевоземельных минералов (36 из 65) — силикаты. Широко развиты также карбонаты (11), окислы (13) и фосфаты (5). Фториды, вольфраматы и арсенаты представлены единичными видами. Показательно, что цериевоземельные минералы из класса окислов практически совсем отсутствуют в месторождениях, связанных с кислыми породами.

В распределении иттриево- и цериевоземельных минералов по редкометальным формациям наблюдаются отчетливые закономерности. Иттриевоземельные минералы по числу видов более распространены в месторождениях, связанных с кислыми породами, причем подавляющая масса их выявлена в гранит-

ных пегматитах, что обуславливается, с одной стороны, высокой концентрацией в пегматитовых месторождениях иттриевых земель, а с другой, крупными размерами минералов, способствующими их диагностированию. И хотя иттриевоземельные минералы не обнаружены в некоторых формациях, связанных с кислыми породами, это вряд ли объясняется их отсутствием, а скорее всего, вызвано чрезмерно мелкими размерами их выделений. Из щелочных месторождений иттриевоземельные минералы широко развиты лишь в щелочных гранитах и связанных с ними метасоматитах, причем образуют здесь не только большое число видов, но и самые крупные промышленные концентрации. Иттриевоземельные минералы практически совершенно отсутствуют во всех остальных щелочных формациях, т. е. в формациях, генетически связанных с нефелиновыми породами. И, видимо, здесь их образование в сколько-нибудь заметных количествах исключено из-за низкого кларка иттриевых земель во всех нефелиновых породах (агпайтовых, мнаскитовых)¹.

Наоборот, цериевоземельные минералы встречены почти во всех формациях как в связи с кислыми, так и в связи с щелочными породами, но самое большое распространение по числу видов и по концентрации имеют среди всех формаций, связанных с нефелиновыми сиенитами, особенно в агпайтовых нефелиновых сиенитах и карбонатитах. Наличие цериевоземельных минералов и в кислых формациях объясняется высоким кларком цериевых земель и в кислых породах.

Для экзогенных месторождений явно характерно относительное накопление иттриевоземельных минералов по сравнению с цериевоземельными. Это относительное накопление их унаследовано и метаморфизованными месторождениями конгломератов и гравелитов. В метаморфических же месторождениях (мigmatиты и скарноподобные образования) как по числу видов, так и особенно по концентрации преобладают цериевоземельные минералы.

Цериевые редкие земли в настоящее время добываются в основном из бастнезита, монацита, в меньшей мере из пирохлора, и других минералов, а иттриевые — из ксенотима и иттриосинхизита. Наряду с этим, редкие земли той и другой групп получают из апатита при его переработке на фосфорные удобрения.

Мировая добыча редких земель исчисляется несколькими десятками тысяч тонн в год и неизменно возрастает. Добыча в основном производится из анкеритовых карбонатитов с баст-

¹ Встреченный в пегматитах агпайтовых нефелиновых сиенитов поликраз, возможно, является церополикразом, аналогично тому как в карбонатитах выявлен церофергусонит. Единственно эвдиалит содержит значительные количества иттриевых земель.

незитом (США и др.), монацитовых россыпей (Индия, Шри Ланка, Австралия, Малайзия, Бразилия), ксенотимовых россыпей (Малайзия), высокотемпературных гидротермалитов с иттриосинхизитом, монацитом, ксенотимом, костного детрита, агпаитовых нефелиновых сиенитов, а раньше осуществлялась еще и из кварц-апатит-монацитовых жил (ЮАР). При общих производственных мощностях за рубежом, равных 70 тыс. т 60%-ного концентрата, львиная доля их приходится на США — 40 тыс. т, остальное (в тыс. т): ЮАР — 8, Индия — 7, Австралия — 4, Бразилия — 4, Малайзия — 2,5, Мадагаскар — 1,5, Шри Ланка — 1 (Минеев, 1974). Эти мощности пока загружены лишь на 70—75%, а в ЮАР добыча монацита из кварц-апатит-монацитовых жил месторождения Стинкемпс-Крааль приостановлена из-за низкой конкурентоспособности с добычей россыпного монацита.

Прежде чем рассматривать минерагенические закономерности распределения месторождений редких земель, необходимо отметить известную условность выделения иттриевоземельных месторождений, принятого в данной работе. Цериевоземельные месторождения содержат только минералы цериевых земель, и в данном случае название полностью отвечает содержанию. Под иттриевоземельными же месторождениями здесь понимаются такие, в которых имеются промышленные собственные минералы иттриевых земель, хотя они, как правило, сопровождаются тем или иным количеством цериевоземельных минералов. Причем абсолютное содержание цериевых земель в иттриевоземельных месторождениях очень часто превышает содержание иттриевых земель. В этом и состоит условность выделения иттриевоземельных месторождений.

Эта условность распространяется и на запасы. Под запасами иттриевых земель подразумеваются запасы всех (как иттриевых, так и цериевых) редких земель в иттриевоземельных месторождениях, а под запасами цериевых земель — запасы всех редких земель в цериевоземельных месторождениях. Такая условность принята нами ввиду отсутствия точных балансов распределения индивидуальных редких земель в большинстве месторождений мира¹. К тому же это значительно упрощает и облегчает выявление минерагенических закономерностей.

К настоящему времени выявлено 34 парагенетических типа редкоземельных месторождений 15 формаций, в том

¹ Для советских месторождений Д. И. Минеев (1974) приводит следующие содержания, но только одного иттрия (в % от суммы редких земель): агпаитовые нефелиновые сиениты — до 3, щелочные граниты 9—12, органогенно-осадочные месторождения костного детрита 14—21, измененные микроклинитовые гранофиры с иттриосинхизитом, флюоцеритом и др. 25—28, метасоматиты в связи с щелочными гранитами 50 и более.

числе 13 типов 10 формаций иттриевоземельных (см. табл. 1). В свою очередь $\frac{2}{3}$ типов как иттриевоземельных, так и цериевоземельных месторождений и больше половины всех их формаций являются магматогенными. Все 13 типов магматогенных цериевоземельных месторождений генетически связаны только с щелочными породами, тогда как среди иттриевоземельных месторождений три типа генетически связаны с кислыми породами, а пять с щелочными. Иттриевоземельные месторождения, связанные с кислыми породами, принадлежат к формациям гранитных пегматитов, редкоземельных и стронциеносных метасоматитов. Из щелочных формаций иттриевоземельными являются только месторождения щелочных гранитов и связанных с ними метасоматитов (см. табл. 1). Таким образом, иттриевые земли характерны для месторождений в связи с гранитоидами как кислыми, так и щелочными. Эта минерогеническая особенность тем более примечательна, что в геохимическом плане сами гранитоиды (и щелочные, и кислые) всегда резко обогащены цериевыми землями в соответствии с преобладанием в них кларков цериевых земель над кларком иттриевых.

Цериевоземельные месторождения образуют четыре щелочных формации: метасоматиты вне видимой связи с интрузиями (1 тип), агпатитовые нефелиновые сиениты (4 типа), метасоматиты, связанные с мнаскитами (2 типа), и карбонатиты (6 типов).

Среднее содержание редких земель в наиболее крупных иттриевоземельных месторождениях обычно колеблется в пределах 0,1—0,5%, в цериевоземельных месторождениях — от десятых долей процента до 4—6 и даже 10% (табл. 29, 30), т. е. на порядок выше. Кларк концентрации иттриевых земель для месторождений «кислых» и щелочных формаций практически одинаков: 0,46 и 0,4%. Для цериевых земель кларк концентрации у разных щелочных формаций возрастает от 1% в агпатитовых нефелиновых сиенитах до 2,5% в карбонатитах, в среднем для всей группы щелочных месторождений 1,66%, т. е. в четыре раза выше, чем у иттриевых земель, что полностью согласуется с соотношением их кларков.

Запасы редких земель в иттриевоземельных месторождениях исчисляются тысячами и десятками тысяч тонн и лишь в щелочных гранитах достигают миллиона тонн. На долю последних приходится 55% мировых запасов иттриевых земель (см. табл. 29).

Запасы редких земель в цериевоземельных месторождениях обычно исчисляются сотнями тысяч, миллионами, а иногда даже превышают 10 млн. т. По сравнению с иттриевоземельными месторождениями они на порядок, а то и на два порядка крупнее. Самые крупные месторождения цериевых земель связаны с месторождениями агпатитовых нефелиновых

сиенитов и карбонатитов (особенно анкеритовых с бастнезитом), на которые соответственно приходится 47 и 37% мировых запасов (см. табл. 30).

Таблица 29

Значение главных типов месторождений иттриевых земель в его мировых запасах и добыче

Парагенетические типы месторождений	Обычное среднее содержание иттриевых земель в м-ниях данного типа, %	Обычные запасы иттриевых земель в м-ниях данного типа, тыс. т	Доля запасов м-ний данного типа от всех мировых запасов иттриевых земель, %	Примерная добыча иттриевых земель из м-ний данного типа (в % от всей их мировой добычи)
Измененные микроклиновые гранофиры с иттриосинхизитом и другими минералами	0,4	10 п	1,5	п
Щелочные граниты с гагаринитом и другими минералами	0,3—0,5	До 1000	55	—
Ураноносные конгломераты и метаморфизованные россыпи с браннеритом, давидитом и другими минералами	0,1—0,4	До 400	19	п
Отложения апатитизированного костного детрита	До 0,2	До 300	14	п
Прибрежно-морские россыпи ксенотима	До 0,3	10 п	3	90
Прочие	—	—	7,5	—

Таблица 30

Значение главных типов месторождений цериевых земель в его мировых запасах и добыче

Парагенетические типы месторождений	Обычное среднее содержание цериевых земель в м-ниях данного типа, %	Обычные запасы цериевых земель в м-ниях данного типа, тыс. т	Доля запасов м-ний данного типа от всех мировых запасов цериевых земель, %	Примерная добыча цериевых земель из м-ний данного типа (в % от всей их мировой добычи)
Карбонатиты с бастнезитом (или церофергусонитом)	3—5	1000 п	37	45
Прибрежно-морские россыпи с монацитом	0, п	100 п	11	50
Прочие	—	—	52	п

На иттриевоземельные месторождения приходится всего лишь 4,4% мировых запасов редких земель в эндогенных месторождениях, а на существенно цериевые 95,6%. Причем в месторождениях, связанных с щелочными породами, заключены все 100% мировых эндогенных запасов цериевых земель и свыше 95% иттриевых. Это вносит весьма существенные коррективы в сложившиеся представления об иттриевых землях как элементах, якобы, в основном характерных для месторождений, связанных с кислыми породами, так как они добывались вначале из гранитных пегматитов. На самом же деле иттриевые земли минерагенически гораздо более присущи щелочным гранитам и связанным с ними метасоматитам. При этом показательно, что в последних они действительно иногда преобладают над цериевыми землями даже по массе. В месторождениях же, связанных с кислыми гранитами, они в лучшем случае присутствуют в одинаковом количестве с цериевыми землями, а то и в существенно меньшем (Минеев, 1974).

Почти все месторождения редких земель, связанные с кислыми породами, приурочены только к геосинклинальным областям фанерозоя, тогда как щелочные месторождения развиты либо только на древних платформах (щелочные граниты, апатитовые нефелиновые сиениты, карбонатиты, метасоматиты вне видимой связи с интрузиями), либо только в геосинклинальных областях фанерозоя (метасоматиты в связи с миекскитами или щелочными гранитами). В целом как по количеству типов, так и особенно по запасам заключенных в них редких земель цериевоземельные месторождения значительно более характерны для платформенных, чем для геосинклинальных условий. У иттриевых земель эта закономерность справедлива лишь для запасов. Количество же типов иттриевоземельных месторождений преобладает в геосинклинальных областях фанерозоя (см. табл. 1).

Содержание редких земель в геосинклинальных иттриевоземельных месторождениях в общем соизмеримо с их содержанием в платформенных месторождениях, однако по запасам последние на один-два порядка выше (см. табл. 9). Содержание редких земель в геосинклинальных цериевоземельных месторождениях на порядок ниже, а запасы на один-два порядка меньше, чем в их платформенных месторождениях.

В целом на платформенные месторождения приходится 99,3% мировых эндогенных запасов цериевых земель, а на геосинклинальные — лишь 0,7%; у иттриевых земель они соответственно составляют 91 и 9%. При этом свыше 90% мировых эндогенных запасов цериевых земель расположено в пределах Лавразии и только 9% в поясе Тетис, а все платформенные запасы иттриевых земель находятся в поясе Тетис. Среди платформ на первом месте по запасам редких земель стоит Европейская, далее следует Северо-Американская. Плат-

формы Гондваны пока «стерильны» относительно эндогенных месторождений редких земель. Во всяком случае в знаменитых карбонатитах Бразилии и Африки они пока не учтены (см. табл. 12).

В разрезе геологического времени основная масса запасов цериевых земель приурочена к палеозойским месторождениям (74%) и в меньшей степени к докембрию (26%) за счет карбонатитов с бастнезитом. Из запасов иттриевых земель 91% характеризуется позднедокембрийским возрастом (щелочные граниты), 7% — палеозойским (метасоматиты в связи с щелочными гранитами), 2% — мезозойским (редкоземельные метасоматиты).

Промышленные иттриевоземельные месторождения в основном выявлены в раннерифейской эпохе и в меньшей мере в герцинской и киммерийской. Цериевоземельные месторождения главным образом приходятся на герцинскую и отчасти на рифейскую эпохи (см. рис. 3).

Из всех мировых запасов на долю эндогенных месторождений приходится 61% иттриевых земель и 84% цериевых. В отличие от других редких металлов редкие земли имеют значительные запасы в метаморфогенных месторождениях — 19% всех мировых запасов иттриевых земель и 2% цериевых. Иттриевоземельные месторождения метаморфогенной группы представлены двумя типами формаций метаморфизованных конгломератов и россыпей (см. табл. 1) типа Блайнд Ривер и Витватерсранд, содержащих браннерит, монацит и давидит. Месторождения разрабатываются (или могут разрабатываться) на уран с попутным получением редких земель иттриевой подгруппы. Среднее содержание в них редких земель составляет первые десятки доли процента, а запасы исчисляются первыми сотнями тысяч тонн суммы этих металлов. Подобные месторождения развиты в Северной Америке и Африке, а также на Европейской платформе и в Азии. Поэтому можно полагать, что роль этих месторождений в балансе иттриевоземельных запасов в будущем возрастет. Для их геохимии и минералогии характерно широкое развитие иттриевых земель. Причем соотношение последних с цериевыми землями примерно такое же, как в осадочных месторождениях, что, заметим кстати, лишний раз свидетельствует в пользу первично-осадочного (а не позднегидротермального) генезиса редких металлов в этих образованиях.

Цериевоземельные месторождения представлены двумя типами формаций метаморфогенных образований: мигматитами с монацитом и железорудными или флогопитовыми скарпонидами с редкоземельными апатитом, сфеном и ортитом. Пока серьезного промышленного значения, несмотря на значительные запасы, данные типы месторождений не имеют, так как содержание редких земель в них довольно низкое, а в

скарноидах оно к тому же представлено нетехнологичными рудами.

На долю экзогенных месторождений приходится 20% всех мировых запасов иттриевых земель и 14% цериевых. Иттриевоземельные месторождения в экзогенном цикле представлены тремя типами месторождений: 1) апатитизированным костным детритом, 2) рабдофанит-черчитовыми песками (или корами выветривания на кристаллических гнейсах), 3) прибрежно-морскими россыпями с ксенотимом. На первые приходится 14% всех мировых запасов иттриевых земель, на вторые 2% и на третьи 3%. Содержание редких земель в этих месторождениях составляет первые десятые доли процента, а запасы — десятки и сотни тысяч тонн (см. табл. 29).

Цериевоземельные месторождения в экзогенном процессе представлены двумя типами кор выветривания на щелочных сиенитах с бастнезитом и рабдофанитом и на карбонатитах с пироксеном (и апатитом), а также тремя типами россыпей: аллювиальными, в связи с щелочными массивами и прибрежно-морскими. Запасы этих месторождений исчисляются сотнями тысяч или десятками тысяч тонн редких земель. На россыпи приходится 11% всех мировых запасов цериевых земель (причем почти целиком за счет монацита), на коры выветривания 3%, из них в связи с щелочными сиенитами 2% и в связи с карбонатитами 1%.

Среднее содержание цериевых земель в этих месторождениях обычно составляет десятые доли процента и в целом не богаче содержания иттриевых земель в экзогенных образованиях, тогда как в магматогенных месторождениях оно в четыре раза выше. Это объясняется тем, что в экзогенных месторождениях цериевые земли представляют в основном пассивный компонент, поскольку их рудные минералы при формировании кор выветривания и россыпей унаследуются из коренных пород, а не образуются вновь, тогда как иттриевые земли активно участвуют в формировании своих концентраций, накапливаясь в органогенно-осадочном и хемогенно-осадочном процессах.

Отметим, что в метаморфогенном процессе их поведение имеет обратный характер. В метаморфизованных конгломератах и россыпях, богатых иттриевыми землями, концентрации редких земель обязаны осадочному процессу. Метаморфизм здесь ничего не добавляет, лишь изменяет форму их минерального проявления. Наоборот, как в мигматитах, так и в метаморфических скарноидах, богатых цериевыми землями, их накопление вызвано метаморфизмом.

Анализируя распределение экзогенных и метаморфогенных запасов иттриевых земель на площади земного шара, необходимо отметить практическое отсутствие их месторождений в Южной Америке и Австралии (см. табл. 18). 2/3 запа-

сов щериевых земель находится в Азии, а остальные понемногу на всех континентах.

Таким образом, по сравнению с другими редкими элементами минералогения иттриевых земель отличается следующими особенностями:

1) генетической связью всех магматогенных месторождений с гранитоидами как кислыми, так и щелочными, особенно с последними, при полном отсутствии практически щериевых концентраций с другими щелочными породами, в том числе нефелин-сиенитовыми, обладающими повышенной щелочностью; минералогически иттриевые земли — это целиком гранитогенные элементы;

2) приуроченностью большинства парагенетических типов эндогенных месторождений к фанерозойским геосинклинальным областям (Минеев, 1974), хотя основная масса их запасов находится в платформенных месторождениях, как и у остальных редких металлов;

3) существенной ролью метаморфогенных месторождений в их общем балансе запасов;

4) активным участием в создании промышленных концентраций в экзогенном цикле в процессах органогенного и хемогенного осадконакопления, благодаря чему их содержание здесь соизмеримо с содержанием щериевых земель в экзогенных месторождениях.

Минералогия щериевых земель в свою очередь резко отличается как от иттриевых земель, так и от других редких металлов следующими особенностями:

1) исключительной связью своих магматогенных месторождений только с щелочными породами, причем лишь с нефелин-сиенитовыми комплексами их¹, что свидетельствует о глубоких минералогических различиях между обеими подгруппами редких земель;

2) достижением наивысших абсолютных концентраций (после стронция, который однако не дает здесь таких крупных промышленных запасов) в эндогенных месторождениях, причем щериевые земли в этом отношении заметно обгоняют даже «своих кровных братьев» — иттриевые земли. При отношении их кларков в земной коре, равном трем, среднее содержание редких земель в щериевоземельных месторождениях в четыре раза выше, чем в иттриевоземельных, а запасы самых крупных месторождений даже в 10—20 раз больше. Все мировые запасы редких земель в щериевоземельных месторождениях в

¹ Это обстоятельство позволяет предполагать, что рибекит-эгирин-альбитовые метасоматиты с лейкофаном, фенакитом, даналитом, бастнезитом и цирконом, отнесенные нами к формации «вне видимой связи с интрузиями», генетически связаны с нефелиновыми комплексами, чему не противоречит и минеральная форма нахождения бериллия и парагенезис с цирконием.

15 раз превышают запасы иттриевоземельных месторождений, что пятикратно превышает соотношение их кларков¹.

ЦИРКОНИЙ И ГАФНИЙ

Цирконий по распространению в земной коре занимает среди редких элементов второе место после стронция (табл. 31).

Таблица 31

Кларки циркония и гафния в земной коре и главнейших группах пород, %

Элементы	Кислые породы	Щелочные породы	Осадочные породы	Земная кора
Цирконий	0,02	0,038	0,02	0,017
Гафний	0,0001	—	0,0006	0,0001

Гафний, наоборот, сравнительно мало распространенный редкий металл. Следует заметить, что кларк по А. П. Виноградову (1962₂) для кислых пород явно и притом сильно занижен, поскольку его отношение к кларку циркония составляет 1 : 200, тогда как среднее содержание в большинстве минералов-носителей гафния колеблется в пределах от 1 : 30 до 1 : 70 при среднем около 1 : 40 (Геохимия, минералогия..., 1964). Кроме того, непонятно, чем вызвано по А. П. Виноградову шестикратное обогащение гафнием осадочных пород по сравнению с кислыми. Поэтому скорее всего содержание гафния в земной коре будет исчисляться многими десяти тысячными долями процента (примерно, 0,0004—0,0005%) как в магматических, так и в осадочных породах.

Цирконий образует 62 собственных минерала и разновидностей (по составу), из которых только семь минералов гипергенные, остальные гипогенные. Среди гипогенных 39 силикатов и 12 окислов. Все его гипогенные минералы встречаются в щелочных породах, а два, кроме того, в кислых (цифры — ZrO₂ в %).

Гипогенные минералы в связи с кислыми породами

Окислы

Кобейт 15—17

Силикаты

Циркон* 33—37

Гипогенные в связи с щелочными породами

Окислы

Бадделейт 95—99

Циркелит 53

TR-Fe-циркелит 31—33

Цирконолит 25—36

Кальцитит 70

Улигит 22

¹ В этой связи возникает вопрос: не завышены ли кларки иттрия и тяжелых лантаноидов относительно легких лантаноидов?

Оливейраит	63
Полимигнит	30
Тажеранит	67,7
Белянкинит	6,6
Zr-бегавит	9,8

Силикаты

Без названия	41
Хибинскит	38
Кимцеит	29
Zr-шорломит	10—13
Эвдиалит	11—16
Ловозерит	16
Эльпидит	20
Катаплект	23—33
Дэланит	22
Вадеит	21—27
Власовит	26,4
Илерит	29,7
Бурый Zr-силикат	23,3
Сиреневый Zr-силикат	16—24
Белый Zr-силикат	21—24
Валерит	15—23
Хиордалит	20
Ловенит	16—29
Гаинит	—
Джиданнетит	8
Сейдозерит	23
Розенбушит	17—20
Кельдышит	40—41
Са-риникит	0,2—2,9
Гейдоннит	?
Барсановит	13

Циркофиллит	13,6
Лемуанит	23,2
Zr-Sr-перьерит	6,5
Согдианит	9,8
Цирсианит	12,8
Цирфенит	47
Армстронгит	?
Транквилитит	?
Кальциокатаплект	24—26
Ромбический ловенит	?
Баратовит	2,3

Карбонаты

Велоганит	19
---------------------	----

Сульфаты

Циркосульфат	35—36
------------------------	-------

Гипергенные

Окислы

Zr-опал	7,7
Мп-Zr-опал	11,6

Силикаты

Гельциркон	47
Пенаит	4—6
Цирфесит	29—32
Цирсит	—
Чингласуит	35—36

* Реже в щелочных породах.

У гафния только три минерала — гафниевый циркон, содержащий до 31% окиси гафния, циртолит (до 24%) и наэтит (до 10%).

Основными промышленными минералами циркония являются циркон (до 67% ZrO_2) и бадделейт (95—99% ZrO_2). Гафний получается из этих циркониевых минералов попутно.

Мировая добыча циркония исчисляется первыми сотнями тысяч тонн, гафния — несколькими тоннами. Основной производитель — Австралия, на нее падает 90% всей добычи циркония в капиталистическом мире. В 1969 г. в Австралии добыто 375 тыс. т циркониевого концентрата с содержанием 65,7—66,7% ZrO_2 ; в 1970 г. 385 тыс. т, в 1974 г. 406 тыс. т. Наряду с этим циркон добывается из россыпей в США, Индии, Шри Ланка, Бразилии. В среднем за 1969—1974 гг. в капиталистическом мире добывалось по 435 тыс. т циркона в год. Кроме того, до 15—20 тыс. т в год добывается бадделейтового концентрата из кор выветривания месторождения Посус-

ди-Калдас (Бразилия), представленного бадделентовыми жилами в нефелиновых сиенитах, и из месторождения Палабора.

Поскольку цирконий в настоящее время практически всецело добывается из экзогенных месторождений, то, переходя к характеристике его эндогенной минерализации, следует сразу же оговориться, что в коренных месторождениях он не имеет самостоятельного значения и представляет интерес лишь как попутный компонент, хотя из 18 типов месторождений этого металла 15 типов являются магматогенными. В свою очередь среди них 14 типов месторождений генетически связаны с щелочными породами и только месторождения одного типа — с кислыми породами (см. табл. 1).

Месторождения циркония, связанные с кислыми породами, представлены измененными микроклиновыми гранофирами с цирконом и редкоземельными минералами. Они приурочены только к геосинклинальным областям фанерозоя. Из месторождений, связанных с щелочными породами, четыре типа (рибекит-альбитовые и эгирин-фенгитовые метасоматиты с цирконом в связи с щелочными гранитами, эгирин-альбитовые и гематит-альбит-микроклиновые метасоматиты с цирконом в связи с миаскитами) встречаются только в геосинклинальных областях фанерозоя, девять типов (рибекитовые и рибекит-протолитионитовые щелочные граниты и связанные с ними альбититы с цирконом, эвдиалититы, стенструпиновые и ловозеритовые луювриты, бадделентовые жилы в нефелиновых сиенитах, кальцит-апатит-магнетит-форстеритовые залежи с бадделентом, апатит-кальцитовые карбонатиты с бадделентом, рибекит-эгирин-альбитовые метасоматиты с цирконом) — только на платформах и один тип (альбититы с цирконом в связи с миаскитами) известен и на древних платформах, и в геосинклинальных областях фанерозоя.

Среднее содержание циркония в эндогенных месторождениях обычно колеблется от 0,1 до 0,7% и лишь в бадделентовых жилах достигает 10—30%. В геосинклинальных месторождениях оно не превышает 0,3% и притом значительно ниже, чем в платформенных. Эта закономерность характерна и для связанных с миаскитами альбититов с цирконом, встречающихся как на платформах, так и в геосинклинальных областях.

Запасы месторождений в связи с кислыми породами исчисляются десятками тысяч тонн, а в связи с щелочными породами достигают сотен тысяч и даже миллионов тонн (см. табл. 1; 32).

Запасы циркония в геосинклинальных месторождениях не превышают сотен тысяч тонн, а в платформенных достигают миллионов тонн. На месторождения, связанные с кислыми породами, приходится лишь 1,7% мировых запасов циркония в эндогенных месторождениях, а на связанные с щелоч-

ными породами 98,3⁰/₀, из них по одной трети заключено в щелочных гранитах и агапатовых нефелиновых сиенитах. В платформенных месторождениях заключено 93,3⁰/₀ эндогенных запасов циркония, в геосинклинальных только 6,7⁰/₀. При этом платформенные запасы почти поровну распределяются между всеми тремя геотектоническими поясами: Лавразии, Тетиса и Гондваны (см. табл. 13). Среди платформ наибольшими запасами циркония обладают Европейская, платформы пояса Тетис и Южно-Американская. На Африканской, Индийской и Австралийской платформах крупных эндогенных месторождений циркония не встречено.

Таблица 32

Значение главных типов месторождений циркония и гафния в их мировых запасах и добыче

Парагенетические типы месторождений	Обычное среднее содержание ZrO_2 в м-ниях данного типа, %	Обычные запасы ZrO_2 в м-ниях данного типа, тыс. т	Доля запасов м-ний данного типа от всех мировых запасов циркония, %	Примерная добыча циркония из м-ний данного типа (в % от всей его мировой добычи)
Карбонатиты с бадделитом	До 0,5	100 п	2	—
Жилы бадделита в нефелиновых сиенитах	10—20	100 п	3	—
Коры выветривания жил бадделита в нефелиновых сиенитах	20—30	100 п	4	5
Прибрежно-морские (реже внутриконтинентальные) россыпи циркона	п	100 п	73	95
Прочие	—	—	18	—

Основная масса запасов (66,6⁰/₀) эндогенных месторождений циркония имеет палеозойский возраст и по 16,7⁰/₀ их приходится на докембрийские и мезозойские месторождения. Промышленные запасы циркония выявлены в раннерифейской, каледонской, герцинской и киммерийской минерагенических эпохах. Наибольшей интенсивности циркониевое оруденение достигает в герцинскую эпоху (см. рис. 3).

Крупных метаморфогенных месторождений циркония не известно. На экзогенные же месторождения его приходится 77⁰/₀ всех мировых запасов этого металла. Причем основная масса его экзогенных запасов (96⁰/₀) представлена месторождениями цирконовых прибрежно-морских и внутриконтинентальных

(древних морских или аллювиальных) россыпей и только 4% — корами выветривания бадделентовых жил в нефелиновых сиенитах. Практически вся современная мировая добыча циркония осуществляется из экзогенных месторождений (см. табл. 32). Примерно по $\frac{1}{3}$ экзогенных запасов циркония находится в Северной Америке и в Австралии. Остальная часть небольшими долями распределяется по другим континентам (см. табл. 18).

Таким образом, для минерализации циркония по сравнению с другими редкими металлами характерны следующие особенности:

1) исключительно высокое накопление в экзогенных месторождениях, представленных в основном переотложенными (прибрежно-морскими, аллювиальными) и в меньшей мере остаточными (коры выветривания) россыпями;

2) существенно цирконовая минеральная форма этого металла в месторождениях; циркон является главным и притом единственным рудным минералом циркония в 13 типах месторождений из 18, на его долю приходится свыше 90% всех мировых запасов этого металла и 95% всей современной добычи.

Соотношение циркония и гафния детально не изучено ни в одном месторождении мира. Судя по определениям этих элементов в отдельных минералах, оно обычно колеблется: в цирконе 20—50, в бадделенте 40—66, эвдиалите 50—65, ловозерите 67—71 (Геохимия, минералогия..., 1964). Из числа добываемых промышленностью минералов циркония абсолютные содержания двуокиси гафния составляют в бадделенте 2—2,45%, в цирконе 1,5—2,0%.

НИОБИЙ

Ниобий относится к числу довольно распространенных редких металлов. Кларк его в кислых осадочных породах и земной коре равен 0,002%, а в щелочных породах 0,01%. Ниобий, благодаря высокому потенциалу ионизации, образует наибольшее из всех редких металлов количество собственных минералов — 83 вида и разновидностей по составу, среди которых 60 окислов, 22 силиката и один самородный металл (табл. 33). Большинство его минералов (причем все силикаты) находится в месторождениях, связанных с щелочными породами, меньше в месторождениях, связанных с кислыми, и лишь единичные в метаморфогенных месторождениях. В экзогенных условиях ниобиевые минералы не образуются (?).

Из щелочных месторождений наиболее богаты как по числу видов ниобиевых минералов, так и по их концентрации агапитовые нефелиновые сиениты, затем карбонатиты и щелочные граниты, что обусловлено высокой концентрацией здесь ниобия.

Минералы ниобия

Минералы	Содержание, %	
	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅

Гипогенные минералы в связи с кислыми породами

<i>Самородные</i>		
Ниобий	99	
<i>Окислы</i>		
Ильменорутил*	4,7—32,1	0—23,5
Фергусонит*	38—58	0,5—3
Ризерит	36,2	4,0
β-фергусонит	40,98	1,71
Колумбит*	До 76	До 19
Sb-колумбит	39	11—16
Mg-колумбит	70,6	10,5
Эвксенит*	21—34	1—2
Кобейт	4,84	5,45
Линдокит	41,43	3,84
Al-линдокит	—	—
Ta-линдокит	—	До 12
Ca-линдокит	—	—
Синицит	20,85	2,75
Обручевит	До 40	До 16
Бетафит	21—35	1—14
Менделевит	23—40	3—15
TR-бетафит	28—37	8—9
Ti-бетафит	8—10	7—13
Самиресит	46	3—4
Самарскит	32—48	5—12
Ca-самарскит	43—44	2—3
Хлопинит	39—40	7—4
Фитингофит		51,45
Ишивакант	25—37	19—15
Пломбониобат	46,15	1,2
Nb-торолит*	До 60	5—10
Писекит	27—42	26—40
Ампаггабент	30—51	2—15
Тоддит	53,7	9,00

Гипогенные минералы в связи с щелочными породами

<i>Окислы</i>		
Се-фергусонит	До 41	1—1,4
Ниобинатаз	17,8—21,6	0,2
Дизаналит	До 26	До 5
Лопарит**	7,1—20,2	0,5—0,7
Металлопарит	10,78	0,66
Ниоболопарит		26,3

Минералы	Содержание, %	
	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅
Луешит	До 79,7	До 0,8
Ti-луешит	79,74	0,83
Принит	42—50	2,5—4,5
Герасимовскит	44—45	6,31
Ферсмит	54—74	0,4—1,2
Ta-ферсмит	30—40	До 15
Эшинит	17—26	0,26—0,3
Y-эшинит	24,23	0,48
Nb-эшинит	41—52	—
Th-эшинит	41—52	—
Al-эшинит	45,5	—
Полимигнит	11,9	1,35
Пирохлор**	51—71	0,2—5,5
Pb-пирохлор	35,0—50,5	1,3—3,5
Sr-пирохлор	64—68	До 1,5
U-пирохлор	39—45	6—12
Мариньякит	53—55	0—6
Гатчеттолит	24—34	23—30
Y-гатчеттолит	21—40	До 29,6
Пандаит	67,0	0,22
Nb-цирконолит	24,84	2,0
Натрониобит	74,06	0,83
Zr-бетафит	32,2	8,3
Латранит	42—44	—
<i>Силикаты</i>		
Ненадkevичит	24—25	Не опр.
Лабунцовит	—	—
Nb-лабунцовит	9—14	Не опр.
Щербаковит	До 10,4	—
Валерит	11,6—14,5	Не опр.
Ниокалит	16,6	» »
Ломоносовит	3—7	» »
β-ломоносовит	3,0—4,8	» »
Мурманит	6—10	0,5—0,6
β-мурманит	6,0	Не опр.
Эпистолит	31,4	0,9
Ферсманит	15—18	0,36
Баотит	10—12	Не опр.
Карнасуртит	2,2—8,0	—
Комаровит	47,00	Не опр.
Ниобофиллит	14,5	0,5
Циркофиллит	2,30	—
Илимаусит	13,2	—
Nb-сфен	—	—
Вуоннелит	23,2	—
Барсановит	2,74	0,05
Белый ниобосиликат	50,2	—

* Реже встречается в связи с щелочными породами.

** Реже встречается в связи с кислыми породами.

Из месторождений, связанных с кислыми породами, наибольшее число минералов ниобия, как и всех других элементов, имеют гранитные пегматиты.

Основными промышленными минералами ниобия являются пирохлор, на который приходится около 90% всей мировой добычи ниобия, и колумбит (около 10%). В незначительном количестве ниобий получается из лопарита, танталатов и оловянных шлаков.

Мировая добыча ниобия в последние годы превысила 10 тыс. т. Основными странами, добывающими пирохлоровые концентраты из карбонатитовых месторождений, являются Бразилия (Боррейро-ди-Араша) и Канада (Ока, проектируется освоение месторождений Джемс Бей и Шикутими). Ведутся работы по освоению карбонатитовых месторождений Заира (Луэш, Бинго) и Кении (Мрима Хилл). Продолжается, хотя и в значительно сокращенном объеме, разработка колумбитоносных россыпей и кор выветривания, связанных с щелочными гранитами плато Джос в Нигерии, 10—15 лет назад бывших почти монопольным поставщиком ниобиевых концентратов на мировом рынке.

Максимальная добыча ниобиевых концентратов (с содержанием 50—58% Nb_2O_5) в капиталистических странах наблюдалась в 1974 г., из них 70% приходилось на Бразилию, 22% на Канаду и 8% на Нигерию.

У ниобия выявлено 34 парагенетических типа десяти формаций, т. е. треть от всех известных на сегодня типов редкометальных месторождений (см. табл. 1). Из них 26 типов магматогенные, один — метаморфогенный и семь — экзогенные.

Ниобий минералогически наиболее характерен для щелочных месторождений. Из магматогенных месторождений 18 типов шести формаций генетически связаны с щелочными породами, и только восемь типов двух формаций — с кислыми. На месторождения, генетически связанные с кислыми породами, приходится всего 2% мировых эндогенных запасов ниобия, а на щелочные 98%. Более того, ни в одном из «кислых» месторождений (т. е. ни в гранитных пегматитах, ни в танталоносных гранитах) ниобий не имеет самостоятельного практического значения и добывается из них лишь попутно с танталом и благодаря ему. Содержание пятиоксида ниобия в месторождениях, связанных с кислыми породами, варьирует в очень узких пределах — от 0,008 до 0,020%, т. е. крайние значения отличаются всего лишь в 2,5 раза. В этом одна из примечательных минералогических особенностей ниобия. Содержание ниобия в месторождениях, связанных с щелочными породами, изменяется более широко — от 0,1 до 3,2%, т. е. на один-два порядка выше, чем в месторождениях, связанных с кислыми породами.

Наибольший удельный вес в ресурсах ниобия имеют месторождения карбонатитов и их кор выветривания, на которые в сумме приходится более $\frac{4}{5}$ всех его мировых запасов. Из других формаций существенную роль в запасах играют также агпаитовые нефелиновые сиениты, щелочные граниты и метасоматиты в связи с миаскитами (табл. 34). При этом в настоящее время самостоятельный промышленный интерес он имеет только в месторождениях четырех типов: в биотит-карбонатных метасоматитах и альбититах, связанных с миаскитами, в апатит-кальцитовых карбонатитах и в меньшей мере биотитовых щелочных типах. Причем в первых трех (как раз наиболее важных) типах этот элемент минералогически представлен пироксеном, а в последнем колумбитом.

Таблица 34

Значение главных типов месторождений ниобия в его мировых запасах и добыче

Парагенетические типы месторождений	Обычное среднее содержание Nb_2O_5 в м-ниях данного типа, %	Обычные запасы Nb_2O_5 в м-ниях данного типа, тыс. т	Доля запасов м-ний данного типа от всех мировых запасов ниобия, %	Примерная добыча ниобия из м-ний данного типа (в % от всей его мировой добычи)
Кислые танталовые граниты	Около 0,015	<i>n</i>	0,1	—
Гранитные пегматиты	0,01—0,02	0, <i>n</i> — <i>n</i>	1,0	2
Щелочные граниты	0,2—0,3	100 <i>n</i>	5,0	—
Карбонатиты с пироксеном, церрофергусонитом и гатчеттолитом	0,5—2	100 <i>n</i> —1000 <i>n</i>	>40	12
Биотит-карбонатные метасоматиты с пироксеном в связи с миаскитами	0, <i>n</i>	10 <i>n</i> —500	3,0	6
Коры выветривания на карбонатитах с пироксеном	1,5	100 <i>n</i> —1000 <i>n</i>	42,0	68
То же, на щелочных гранитах с колумбитом	0, <i>n</i>	10 <i>n</i>	0,1	8
Россыпи с пироксеном, эвксенитом, колумбитом и др. минералами	0, <i>n</i>	10 <i>n</i>	2,6	—
Прочие	—	—	<i>n</i>	—

Из месторождений, связанных с кислыми породами, два типа, представленных криофилит-амазонит-альбитовыми и мусковит-микроклин-альбитовыми гранитами, находятся только на платформах, а остальные два типа «кислых» гранитов — только в геосинклинальных областях; четыре типа, представленных

пегматитами, встречены и в геосинклинальных областях, и на платформах. Из числа связанных с щелочными породами, месторождения четырех типов (метасоматиты в связи с щелочными гранитами, а также эгирин-альбитовые и гематит-альбит-микроклиновые метасоматиты) встречены только в геосинклинальных областях, семи типов (щелочные граниты, агпантовые нефелиновые снениты, карбонатиты) — только на древних платформах и в докембрийских срединных массивах, а двух типов (биотит-карбонатные метасоматиты и альбититы в связи с миаскитами) — и на платформах, и в геосинклинальных областях.

Содержание ниобия в «кислых» месторождениях, встречающихся только на платформах или только в геосинклинальных областях, примерно одинаково. То же характерно и для щелочных месторождений и пегматитов. В месторождениях же, имеющих двойственную геотектоническую позицию (связанных с миаскитами), платформенные представители в 2—3 раза богаче геосинклинальных. Запасы наиболее крупных платформенных месторождений, представленных пегматитами, также вполне соизмеримы с наиболее крупными геосинклинальными месторождениями, представленными лепидолит-микроклин-альбитовыми гранитами. Однако, если сравнить между собой платформенные и геосинклинальные пегматиты, то запасы первых на порядок или по крайней мере в несколько раз больше, чем у вторых, что объясняется более крупными размерами пегматитовых тел в древних месторождениях. По запасам платформенные щелочные месторождения в 10—20 раз крупнее геосинклинальных, причем это соотношение сохраняется и для типов месторождений с двойственной геотектонической позицией.

В разрезе геологического возраста более $\frac{2}{3}$ мировых эндогенных запасов ниобия приходится на мезозой, чуть более $\frac{1}{4}$ на палеозой и всего 3,5% на докембрий. Таким образом, основная масса эндогенных запасов ниобия имеет фанерозойский возраст. Это один из самых «молодых» литофильных редких металлов. Можно ожидать выявления его месторождений даже в кайнозое.

Из сквозных формаций в карбонатитах запасы увеличиваются с омоложением возраста: на палеозойские месторождения приходится 11,5% его мировых эндогенных запасов, а на мезозойские 68,3%. Наоборот, в гранитных пегматитах с омоложением возраста запасы уменьшаются (см. табл. 13).

Промышленные запасы ниобия выявлены во всех минерогенических эпохах, причем интенсивность ниобиевого оруденения последовательно возрастает от позднеархейской к киммерийской эпохе (см. рис. 3).

На метаморфогенные месторождения приходится только 0,2% всех мировых запасов ниобия (метаморфизованные гра-

велиты) и их промышленная значимость еще не совсем ясна. В экзогенных месторождениях сосредоточена почти половина всех его мировых запасов (см. табл. 16). Эти месторождения занимают первостепенное положение и в современной добыче данного металла (см. табл. 34). При этом несомненно ведущая роль как по добыче, так и по запасам принадлежит корам выветривания, на которые приходится свыше $\frac{2}{3}$ всей мировой добычи и свыше 40% всех мировых запасов ниобия. Основным промышленным типом ниобиеносных кор выветривания являются остаточные россыпи на карбонатитах с пироксеном, нередко колумбитизированным (Бразилия, Африка, СССР). Самым крупным из числа разрабатываемых объектов этого типа в настоящее время является Боррейро-ди-Араша, кора выветривания которого содержит до нескольких процентов пятиоксида ниобия.

Важно отметить значительное накопление ниобия в этих корях выветривания. В результате выноса более легко растворимых породообразующих минералов (карбонатов и др.) и сравнительно большей устойчивости пироксена содержание ниобия в корях выветривания обогащается в 1,5—2,5 раза.

На коры выветривания, связанные с щелочными гранитами плато Джос (Нигерия), приходится относительно небольшие запасы ниобия (менее 1%), но этот тип совсем недавно был почти монопольным поставщиком ниобиевых концентратов на мировом рынке, да и сейчас он поставляет свыше 10% их мировой добычи (см. табл. 34). Не исключено, что в будущем роль этого типа в добыче может снова возрасти, если колумбит будет рассматриваться как один из источников получения тантала, так как в нем содержится 5—8% Ta_2O_5 .

На перемещенные россыпи (аллювиальные, делювиальные, лагунные и т. д.) приходится всего 2,6% мировых запасов ниобия. Их роль в добыче металла также довольно скромна. Источники ниобиеносных россыпей весьма разнообразны, но наиболее значительны массивы агапайтовых нефелиновых сиенитов, щелочные и кислые граниты с колумбитом, эвксенитом, реже гранитные пегматиты с танталит-колумбитом.

Анализ распределения экзогенных запасов ниобия по континентам показывает преимущественное накопление их в Южной Америке. На Северную Америку приходится только 1% экзогенных запасов ниобия, в Австралии более или менее крупные россыпные месторождения ниобия пока не выявлены, так как здесь его запасы в россыпях, связанных с пегматитами, ничтожны.

Таким образом, для минерализации ниобия характерно:

1) исключительно высокое обогащение (из всех эндогенных образований) в месторождениях, связанных с щелочными породами; здесь ниобий образует не только большее число парагенетических типов месторождений, не только обладает самы-

ми крупными запасами, но и достигает самых высоких концентраций, которые превосходят кларк земной коры почти в 1000 раз и даже в 120 раз больше его среднего содержания в месторождениях, связанных с кислыми породами;

2) весьма широкое распространение в месторождениях карбонатитовой формации, где он занимает ведущее положение среди редких элементов;

3) исключительно высокое концентрирование в месторождениях кор выветривания вообще и, в частности, в корах карбонатитов, в которых он занимает первое место среди редких металлов как по относительным, так и по абсолютным запасам.

ТАНТАЛ

Кларк тантала в земной коре равен 0,00025%, в кислых и осадочных породах 0,00035%, в щелочных породах 0,0008%.

Тантал образует 37 собственных минералов (табл. 35), все они относятся к окислам. Такой концентрации в одном классе минералов не наблюдается ни у одного другого редкого металла. Все танталовые минералы встречены только в связи с кислыми породами, в щелочных месторождениях они не известны и видимо не возможны из-за резкого преобладания здесь ниобия.

Основными промышленными минералами тантала являются как собственно танталовые (танталит, воджинит, тапиолит, микролит), на которые приходится свыше 80% всей мировой добычи этого металла, так и тантало-ниобаты (колумбит, лопарит, гатчеттолит, самарскит). Существенную роль в добыче тантала играют также шлаки, получаемые на оловоплавильных заводах при переработке касситерита. Сам касситерит обычно содержит 0,5—3% Ta_2O_5 ; в шлаках содержание Ta_2O_5 возрастает до 5—21%.

Добыча тантала за рубежом достигла 700—1000 т в год, в том числе 150—200 т за счет оловянных шлаков. Основными странами, добывающими этот металл, являются Канада и Бразилия, в меньшей степени Заир, Австралия, Мозамбик, Малайзия, Таиланд, Руанда и др.; оловянные шлаки поступают из Малайзии, Нигерии, Таиланда и других стран.

Главным промышленным типом месторождений тантала являются пегматиты и связанные с ними коры выветривания и россыпи, из которых за рубежом получают до 80% всей его добычи. Если же учесть, что танталсодержащий касситерит (шлаки переработки которого служат еще одним источником получения тантала) генетически связан также с пегматитами, то в настоящее время они, можно сказать, являются практически монопольным поставщиком этого металла на мировом рынке. В СССР существенную роль в добыче тантала начинают играть агпантовые нефелиновые сиениты, кривофиллит-амазонит-альбитовые граниты (микролит, танталит-колумбит)

Минералы тантала

Минералы	Содержание, %		Минералы	Содержание, %	
	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅		Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅

Гипогенные минералы в связи с кислыми породами

Окислы					
Стрюверит	0,2—10,0	6—39	Тантэвксенит	3—15	22—48
Форманит	2,15	5,55	Поликраз*	18—29	0—1,0
Стибиотанталит	1,5—40,0	10—57,5	Тантполикраз	4,35	23,10
Стибио-висмутотанталит	8,75	49,66	Та-эшинит	15—25	22—32
Бисмутотанталит	1—15,0	30—51	Бломстрандит	23,3	28,5
Симпсонит	0,3—6,0	66—72	Танталбетафит	8—9	39
Бехиерит	—	—	Микролит	0,5—9	68—80
Тапиолит	9—22	62—85	Плюмбомикролит	11,0—12,0	50—54
Ниоботапиолит	31	52	Висмутомикролит	0,08	79,7
Оловотапиолит	До 80,5	До 16,2	Уранмикролит	0,4—2,7	67—72
Манганотапиолит	8,5	74,5	Иттротанталит	12—21	37—47
Старингит	1,8	21,5	Хельмит	3—17	54—73
Танталит	0,2—20	63—86	Сухулант	8	47
Иксиолит	7,6—12,8	60,6—70,5	Торолит	4—41	27—43
W-иксиолит	24,8	7,8	Шетелегит	8,65	20,0
Sc-иксиолит	21,5—25,8	37—45	Ранкамаит	17,4	69,47
Оловотанталит	1,3—7,6	70—70,5	Рейкебурит	5,8—7,8	71—72
Воджинит	1,5—16,0	53—71	Вестгрениит	5,5	45,5
Холтит	0,76	11,2			

* Реже в щелочных породах.

и кальцит-магнетит-апатит-ферстеритовые руды карбонатитовой формации (гатчеттолит).

У тантала выявлено 35 парагенетических типов месторождений в 10 редкометальных формациях. Из них 26 типов восьми формаций приходится на магматогенные, один тип на метаморфогенные и восемь типов двух формаций на экзогенные образования (см. табл. 1). Из числа магматогенных 11 типов двух формаций генетически связаны с кислыми породами, а 15 типов шести формаций — с щелочными.

Таблица 36

Значение главных типов месторождений тантала в его мировых запасах и добыче

Парагенетические типы месторождений	Обычное среднее содержание Ta_2O_5 в м-ниях данного типа, %	Обычные запасы Ta_2O_5 в м-ниях данного типа, тыс. т	Доля запасов м-ний данного типа от всех мировых запасов тантала, %	Примерная добыча тантала из м-ний данного типа (в % от всей его мировой добычи)
Танталоносные граниты	0,013—0,018	<i>n</i>	4,5	<i>n</i>
Гранитные пегматиты	0,01—0,03	0,0 <i>n</i> — <i>n</i>	34,5	30
Щелочные граниты	0,02—0,04	10 <i>n</i>	24	—
Карбонатиты с гатчеттолитом	0,02—0,03	<i>n</i>	5	—
Коры выветривания на пегматитах с танталами	0,00 <i>n</i>	0,0 <i>n</i>	2	53
То же на щелочных гранитах с колумбитом	0,00 <i>n</i>	0, <i>n</i>	1	3
То же, на карбонатитах с гатчеттолитом и церофергусонитом	0,00 <i>n</i>	<i>n</i>	2	—
Россыпи в связи с пегматитами и гранитами	0,00 <i>n</i>	<i>n</i>	4	10
Прочие	—	—	23	<i>n</i>

Месторождения, связанные с кислыми породами, охватывают 42,5% мировых эндогенных запасов тантала. Они представлены танталоносными гранитами и пегматитами. Основное значение имеют пегматиты; на них приходится 34,5% всех мировых запасов этого металла (табл. 36). Наибольшим богатством по танталу отличаются сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты. Содержание в них Ta_2O_5 0,015—0,030%, а в центральных зонах 0,1%, иногда и более. Для этих же пегматитов характерно и наивысшее значение отношения тантала к ниобию, достигающее в среднем в некоторых жилах 3, иногда даже 4. Основные минералы тантала в них — танталит, водженит, реже микролит, тапиолит. Запасы Ta_2O_5 в этих месторождениях обычно исчисляются сотнями тонн или первыми тыся-

чами тонн. В них сосредоточено свыше половины всех пегматитовых запасов тантала. Представителями этого типа пегматитов являются такие уникальные месторождения, как Монгары (Берник Лейк, Канада) и Бикита (Южная Родезия).

Высоким содержанием тантала отличаются также альбитовые и микроклин-альбитовые пегматиты, но первые имеют небольшие размеры жил, а вторые относительно редки.

Значительными запасами тантала характеризуются альбит-сподуменовые пегматиты, на которые приходится треть всех пегматитовых запасов этого металла. Запасы Ta_2O_5 в отдельных месторождениях этого типа достигают 10 тыс. т. Но среднее содержание Ta_2O_5 в них невелико (0,006—0,010%), поэтому самостоятельного промышленного значения тантал в них не имеет и добывается лишь попутно со сподуменом.

В геотектоническом отношении месторождения всех промышленных типов пегматитов располагаются как на древних платформах (и в докембрийских срединных массивах), так и в геосинклинальных областях фанерозоя. При этом сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты на платформах заметно богаче по содержанию тантала, чем геосинклинальные, тогда как альбит-сподуменовые не обнаруживают существенной разницы. Запасы же платформенных месторождений сподумен-микроклиновых пегматитов на порядок выше геосинклинальных, а альбит-сподуменовых пегматитов в 2—3 раза больше, благодаря более крупным размерам тел древнего возраста.

Из всех типов танталоносных гранитов наибольшее значение имеют криофиллит-амазонит-альбитовые и мусковит-микроклин-альбитовые граниты. Они располагаются на древних платформах и в докембрийских срединных массивах, тогда как лепидолит-микроклин-альбитовые и мусковит-топаз-альбитовые — в фанерозойских геосинклинальных областях. Запасы и особенно содержание тантала в месторождениях гранитов, расположенных на древних платформах и в срединных массивах, выше по сравнению с запасами и содержанием в месторождениях, расположенных в фанерозойских геосинклинальных областях.

На щелочные месторождения приходится 57,5% мировых эндогенных запасов тантала. Среди них наибольшую роль играют щелочные граниты и агпантовые нефелиновые сиениты, они заключают по четверти мировых эндогенных запасов этого металла.

Основными минералами тантала в щелочных гранитах являются колумбит, танталпирохлор и плумбопирохлор, а в агпантовых сиенитах — лопарит. Содержание Ta_2O_5 в месторождениях этих формаций составляет 0,02—0,03%, а в отдельных крупных блоках щелочных гранитов даже до 0,05%. Отношение тантала к ниобию обычно колеблется от 8 до 14, в некоторых месторождениях рибекитовых щелочных гранитов повы-

шается до 5. Запасы месторождений достигают многих десятков тысяч тонн, иногда до нескольких сотен тысяч тонн. Нет сомнения, что месторождения этих двух формаций и особенно щелочные граниты в перспективе во всем мире составят основу минерально-сырьевой базы тантала. Преимущество щелочных гранитов заключается не только в высоком содержании тантала и огромных запасах этих месторождений, но и в возможности открытой отработки их массивов.

Месторождения щелочных гранитов и агпайтовых нефелиновых сиенитов всегда располагаются только на древних платформах или в докембрийских срединных массивах.

Связанные с щелочными гранитами метасоматиты отличаются невысоким содержанием тантала, небольшими запасами, сложным минеральным составом, трудными технологическими свойствами руд, поэтому в будущем они не могут иметь серьезного практического значения.

Из других щелочных месторождений свыше 6% эндогенных мировых запасов приходится на формацию карбонатитов, представленную альбититами, кальцит-апатит-магнетитовыми, апатит-кальцитовыми и апатит-кальцит-доломитовыми образованиями с гатчеттолитом, реже церофергусонитом, а также эгирин-альбитовыми метасоматитами с пандантом и гематит-альбит-микроклиновыми метасоматитами с ниобиевым эшинитом, колумбитом, ильменорутилом. Карбонатиты встречаются только на платформах, а метасоматиты лишь в геосинклинальных областях. Содержание Ta_2O_5 во всех типах этих месторождений примерно одинаково — 0,02—0,03%. Отношение тантала к ниобию составляет 5—10, в некоторых гатчеттолитовых рудах иногда до 3. Запасы месторождений обычно не превышают 10—20 тыс. т Ta_2O_5 . Месторождения этой формации могут быть серьезным, но все-таки второстепенным источником добычи тантала.

Кларк концентрации тантала щелочных месторождений в 1,5 раза выше, чем для месторождений, связанных с кислыми породами (см. табл. 8).

Щелочные месторождения тантала по размерам на порядок крупнее месторождений, связанных с кислыми породами. Запасы самых крупных месторождений последних не известны выше 10—20 тыс. т, тогда как запасы месторождений щелочных гранитов и агпайтовых нефелиновых сиенитов превышают 100 тыс. т. Поэтому в целом на долю щелочных месторождений приходится в полтора раза больше мировых эндогенных запасов тантала, чем на месторождения, связанные с кислыми породами. Это вносит существенные коррективы в установившиеся представления о том, что, якобы, тантал более характерен для месторождений, связанных с кислыми породами. Более того, с течением времени роль щелочных месторождений в сырьевой базе тантала будет расти, так как капиталистические

страны пока почти всецело этот металл добывают из пегматитовых месторождений и связанных с ними кор выветривания и россыпей, но в дальнейшем из-за истощения последних они вынуждены будут обратиться к щелочным месторождениям.

Запасы платформенных щелочных месторождений тантала на порядок выше запасов геосинклинальных. В целом на платформенные месторождения как щелочные, так и кислые приходится 87% его мировых эндогенных запасов, а на геосинклинальные только 13%. Запасы тантала закономерно уменьшаются от Лавразии к поясу Тетис и Гондване (см. табл. 12). Наибольшие запасы тантала сосредоточены на Европейской платформе, глыбах и в срединных массивах пояса Тетис, Южно-Американской и Африканской платформах.

На докембрийские месторождения приходится около 41% мировых эндогенных запасов тантала (за счет пегматитов и щелочных гранитов), на палеозойские — свыше 51% (в основном щелочные месторождения), на мезо-кайнозойские — менее 8% (пегматиты, щелочные граниты). Запасы тантала в таких сквозных формациях, как пегматиты и щелочные граниты, последовательно уменьшаются с омоложением возраста, понижается и качество руд в их месторождениях (см. табл. 13).

Промышленные месторождения тантала выявлены во всех минерагенических эпохах. Интенсивность танталового оруденения наивысших значений достигает в герцинскую эпоху, от которой в обе стороны происходит довольно резкое понижение (см. рис. 3).

Хотя на экзогенные месторождения приходится всего лишь 8,4% всех мировых запасов тантала, они за рубежом до недавнего времени служили основным источником его добычи. Да и сейчас поставляют свыше половины танталовых концентратов на мировой рынок (см. табл. 36). Из экзогенных мировых запасов тантала 61% заключено в корях выветривания и 39% в россыпях. Наибольшими запасами обладают коры выветривания, связанные с карбонатитами (28% экзогенных запасов), меньше их заключено в корях выветривания в пегматитах (20%) и щелочных гранитах (13%). Однако первые в настоящее время нигде в мире не разрабатываются на тантал. Не извлекается тантал и из колумбита, добываемого из кор выветривания гранитов плато Джос, хотя в нем содержится 6—8% Ta_2O_5 . Весь этот тантал поступает в феррониобий. Тантал в нем самостоятельно не учитывается и идет по цене ниобия. Поэтому единственным промышленным типом из коровых месторождений, являющихся реальным источником добычи тантала, остаются коры выветривания на гранитных пегматитах.

Содержание Ta_2O_5 в корях выветривания на пегматитах обычно составляет первые тысячные доли процента, что во много раз ниже, чем в коренных месторождениях, так как залегание на поверхности и отсутствие вскрыши позволяют резко

снизить минимально среднее промышленное содержание металла. В результате, хотя в корах выветривания наблюдается примерно полтора-двакратное обогащение против исходного содержания в коренных пегматитах, разработке в основном подвергаются более бедные руды, так как пегматиты даже с невысоким содержанием, разработка которых в коренном залегании была бы нерентабельна, в условиях кор выветривания становятся высокопродуктивными рудами.

Запасы коровых месторождений также на порядок ниже, чем коренных, поскольку кора выветривания обычно имеет мощность лишь несколько метров (редко до 10—20 м), тогда как в коренных месторождениях руда распространяется на десятки и даже первые сотни метров.

Переотложенные россыпи (делювиальные, пролювиальные, аллювиальные) генетически связаны с гранитными пегматитами, щелочными гранитами и карбонатитами, как и коры выветривания, без которых, по-видимому, россыпные месторождения даже и не могут образоваться, так как лишь в процессе выветривания танталаты высвобождаются от срастания с породообразующими минералами. Наряду с перечисленными известны аллювиальные россыпи лопарита в связи с агпайтовыми нефелиновыми сиенитами. Содержание и запасы тантала в россыпных месторождениях примерно одинаковы с коровыми.

Значительные экзогенные месторождения тантала отмечаются в Африке, Азии и Европе, где сосредоточено соответственно 30, 26 и 26% его экзогенных мировых запасов. На Южную Америку, являющуюся крупным поставщиком тантала на мировом рынке, приходится всего 13% его экзогенных запасов; на Северную совсем немного (4%), а на Австралию — ничтожная часть (1%).

Подводя итог характеристике минерализации тантала, необходимо отметить следующие ее особенности.

1. Мировые эндогенные запасы тантала в месторождениях, связанных с кислыми породами, соизмеримы (суммарно) с запасами месторождений, связанных с щелочными породами. У остальных редких металлов суммарные запасы месторождений, связанных с кислыми породами, либо резко преобладают (литий, цезий, бериллий), либо имеют резко подчиненное значение по сравнению с суммарными запасами в щелочных месторождениях.

2. Кларк концентрации тантала в щелочных месторождениях всего в 1,5 раза выше его в «кислых» месторождениях, в отличие от большинства других редких металлов, в частности от ниобия, который в щелочных месторождениях достигает 10-кратного обогащения по сравнению с месторождениями, связанными с кислыми породами.

3. В отличие от большинства редких металлов содержание

тантала в платформенных месторождениях как щелочных, так и «кислых», примерно одинаково или лишь немного богаче его содержания в геосинклинальных месторождениях. Исключение составляют сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты, платформенные представители которых значительно богаче геосинклинальных.

4. Минерально-сырьевой базой тантала в будущем будут служить в основном тантало-ниобиевые месторождения, связанные с щелочными гранитами и агпайтовыми нефелиновыми сиенитами, которые по запасам отдельных месторождений на порядок превосходят запасы месторождений любых других типов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненный количественный анализ минерогенеза литофильных редких элементов позволяет высказать ряд рекомендаций по направлению поисково-разведочных работ на эти металлы.

1. Нахождение основной массы мировых эндогенных запасов литофильных редких элементов и всех самых крупных и богатых месторождений их на древних платформах и в докембрийских срединных массивах может служить надежным обоснованием для постановки широких поисков редких металлов на территории древних областей, особенно с благоприятным географо-экономическим положением.

2. Поскольку с щелочными породами связана главная часть запасов большинства литофильных редких металлов (а в последние годы установлена возможность промышленного получения из них даже лития, рубидия, цезия и выявлены богатые месторождения бериллия в связи с щелочными породами), то при перспективном планировании поисково-разведочных работ месторождения щелочного ряда должны быть поставлены на одно из ведущих мест.

3. При поисках и прогнозировании следует учитывать количественные закономерности распределения месторождений литофильных редких металлов по геологическим эрам и минерогенетическим эпохам. Поиски надо вести в первую очередь в пределах тех эпох, на которые приходится типы наиболее крупных и богатых месторождений.

4. Коль скоро месторождения каждого типа характеризуются своими размерами рудных тел, определенным набором, содержанием и масштабом запасов редких металлов, то необходимо искать месторождения не любых, а лишь самых крупных и богатых типов, таких как ниобо-танталовые щелочные граниты, агпантовые нефелиновые сиениты, карбонатиты, бериллиеносные метасоматиты, природные минерализованные воды и др.

5. Следует повысить внимание к поискам, изучению и разведке экзогенных месторождений, учитывая высокую рентабельность их разработки, а главное большую роль этих месторождений в балансе мировых запасов всех литофильных редких металлов.

Анализ редкометальной минерогенеза позволяет ответить и на некоторые вопросы сугубо научного характера. Сейчас уже не вызывает сомнений тот факт, что многие стороны минера-

гении литофильных редких элементов определяются их энергетическими показателями, в частности потенциалами ионизации, которые сказываются на количестве собственных минералов и самостоятельных парагенетических типов редкометальных месторождений, на распределении их по главным генетическим группам рудных образований и т. д.

Вместе с тем проведенное исследование, конечно, далеко не полностью характеризует минерогенез редких металлов и по сути дела лишь представляет введение в их минерогенез. Дальнейшие исследования должны быть направлены прежде всего на раскрытие геологических особенностей размещения редкометальных месторождений на древних плитах, щитах и срединных массивах, а также в эвгеосинклинальных и многоэвгеосинклинальных областях фанерозоя, на выявление роли определенных тектонических структур, магматизма и вмещающих пород в образовании тех или иных типов оруденения, что создаст возможности для более крупномасштабного прогнозирования месторождений редких металлов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Альбитизированные и грейзенизированные граниты. М., Изд-во АН СССР, 1962. 199 с. Авт.: А. А. Беус, З. А. Северов, А. А. Ситний и др.
- Апельцин Ф. Р., Скоробогатова Н. В., Якушин Л. Н. Генетические черты редкометалльных гранитоидов Полярного Урала. М., «Недра», 1967. 105 с.
- Беус А. А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевые месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1960. 330 с.
- Боголепов К. В. О двух типах орогенеза.—«Геология и геофизика», 1968, № 8, с. 38—51.
- Боголепов К. В., Ермиков В. Д. Основные аспекты выделения мезозойского дейтероорогенного пояса Центральной Азии.—В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XI. М., «Наука», 1975, с. 55—64.
- Бурков В. В. Генетические типы осадочных месторождений редких элементов и климатическая зональность.—В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968, с. 18—31.
- Бурков В. В., Коган Б. И. Стронций.—В кн.: Минеральные ресурсы зарубежных стран. М., Изд. ВИАМС, 1972, с. 305—312.
- Бурков В. В., Подпорина Е. К. Стронций. М., «Наука», 1967. 140 с.
- Бурков В. В., Потемкин К. В., Пятнов В. И. Новые данные о месторождениях кор выветривания и россыпях тантала за рубежом. М., «Наука», 1972. 85 с.
- Виноградов А. П. Зонная плавка как метод изучения некоторых радиальных процессов в Земле.—«Геохимия», 1962, № 3, с. 269—270.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.—«Геохимия», 1962, № 7, с. 5—12.
- Власов К. А. Текстурно-генетическая классификация гранитных пегматитов.—«Докл. АН СССР», 1946, 36, № 3, с. 4—20.
- Власов К. А. Текстурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов.—«Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1952, № 2, с. 30—55.
- Власов К. А. Периодический закон и изоморфизм элементов. М., Изд. ИМГРЭ, 1963. 96 с.
- Власов К. А. Основные генетические типы редкометалльных месторождений и факторы их образования.—«Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1957, № 22, с. 53—70.
- Власов К. А. Принципы классификации гранитных пегматитов и их текстурно-парагенетические типы.—«Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1961, № 1, с. 131—135.
- Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М., «Наука». Т. 1. 1964, с. 7—402; т. 3, 1966, с. 40—374.
- Геология месторождений редких элементов Южной Америки. М., «Наука», 1968. 240 с. Авт.: С. Е. Колотухина, Л. А. Григорьева, Л. И. Клаповская и др.
- Геология и экономика месторождений редких элементов государств Индия и Шри Ланка. М., «Наука», 1975. 150 с. Авт.: С. Е. Колотухина, Ю. Моралев, Г. А. Топунова и др.
- Генетические типы месторождений бериллия. М., «Недра», 1975. 240 с.
- Гинзбург А. И. Генетические типы месторождений редких элементов.—В кн.: Геология месторождений редких элементов. М., Госгеолтехиздат, 1961, вып. 14, с. 15—40.

Гинзбург А. И., Овчинников Л. Н., Солодов Н. А. Генетические типы месторождений тантала и их промышленное значение.—«Геология рудных месторождений», 1970, № 4, с. 3—14.

Горжевский Д. И., Козеренко В. Н., Гинзбург А. И. Тектоно-металлогенетические типы областей активизации.—В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XI. М., «Наука», 1975, с. 64—73.

Еськова Е. М. Щелочные редкометалльные метасоматиты Урала. М., «Наука», 1976. 292 с.

Казанский В. И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М., «Недра», 1972. 101 с.

Капустин Ю. Л. Минералогия карбонатитов. М., «Наука», 1971. 127 с.

Капустин Ю. Л. Минералогия коры выветривания карбонатитов. М., «Недра», 1975. 115 с.

Карбонатиты. М., «Мир», 1969. 485 с.

Карпова Е. Д. Сводово-глыбовые области и их металлогения.—В кн.: Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования. М.—Л., Госгеолтехиздат, 1968, с. 41—57.

Карпова Е. Д., Смыслов А. А., Шувалов Ю. Н. Фанерозойский глыбовый тектогенез и рудообразование.—В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XI. М., «Наука», 1975, с. 26—41.

Карта тектоники докембрия континентов в масштабе 1:15 000 000 (объяснительная записка). Вып. 152. М., «Наука», 1974. 73 с.

Коган Б. И., Капустинская К. А., Топунова Г. А. Бериллий. М., «Наука», 1975. 373 с.

Козеренко В. Н. Металлогенетические провинции и эпохи. М. Изд. ВЗПИ, 1976. 65 с.

Колотухина С. Е., Первухина А. Е., Рожанец А. В. Геология месторождений редких элементов Африки и их экономическое значение. М., «Наука», 1964. 304 с.

Колотухина С. Е., Клаповская Л. И., Рожанец А. В. Геология и экономика месторождений редких элементов Австралии. М., «Наука», 1974. 270 с.

Кременецкий А. А., Лебедева Л. И., Солодов Н. А. Цезиеносность вулканогенных образований в СССР.—«Геохимия», 1973, № 4, с. 504—515.

Кузьменко М. В., Еськова Е. Д. Тантал и ниобий. М., «Наука», 1968. 324 с.

Лебедев В. И. Основы энергетического анализа геохимических процессов. Л., Изд. ЛГУ, 1957. 342 с.

Лебедев В. И. Решение некоторых геологических, геохимических и кристаллохимических проблем при использовании новых основ кристаллохимии.—В кн.: Проблемы соврем. кристаллохимии и их решения в целях геол.-мин. наук. Л., Изд. ЛГУ, 1976, с. 3—7.

Магакьян И. Г. Металлогения. М., «Недра», 1974. 304 с.

Минеев Д. А. Лантаноиды в минералах. М., «Недра», 1969. 155 с.

Минеев Д. А. Лантаноиды в рудах редкоземельных и комплексных месторождений. М., «Наука», 1974. 230 с.

Минералогия щелочных массивов и их месторождений. М., «Наука», 1974. 205 с.

Мирчинк Г. Ф. Основные закономерности развития земного лика.—«Бюлл. МОИП. Нов. серия», 1940, т. 18, № 3—4, с. 17—20.

Нагибина М. С. О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивизацией.—«Геотектоника», 1967, № 4, с. 17—24.

Нагибина М. С., Хаин В. Е., Янишин А. Л. Типы структур тектоно-магматической активизации и закономерности их развития.—В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XI. М., «Наука», 1975, с. 41—55.

Обручев В. А. Юные движения на древнем темени Азии.—«Природа», 1922, № 8—9, с. 5—15.

Овчинников Л. Н., Солодов Н. А. Промышленно-генетические типы месторождений цезия и некоторые вопросы их поисков.—«Советская геология», 1971, № 7, с. 12—29.

Овчинников Л. Н., Солодов Н. А. Формационно-парагенетическая классификация месторождений Li, Rb, Cs, Be, Sr, TR, Zr, Hf, Nb Ta. — В кн.: Геология и сырьевые ресурсы редких элементов в СССР. Апатиты. Изд. ИМГРЭ 1974, с. 3—7.

Овчинников Л. Н., Солодов Н. А. Формационно-парагенетическая классификация промышленных месторождений литофильных редких металлов. — В кн.: Проблемы минерального сырья. М., «Наука», 1975, с. 71—109.

Одинцов М. М. Активизация древних платформ и рудоносные глубинные магмы. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XI. М., «Наука», 1975, с. 17—26.

Осокин Е. Д. Редкие элементы в щелочных массивах Северо-Байкальского нагорья и некоторые вопросы общей петрографии щелочных пород. М., Изд. ИМГРЭ, 1972. 25 с.

Павловский Е. В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1953, № 5, с. 14—23.

Поваренных А. С. Об использовании электроотрицательности элементов в кристаллохимии и минералогии. — В кн.: Теоретические и генетические вопросы минералогии, геохимии. Киев, Изд-во АН УССР, 1963, с. 17—25.

Пятнов В. И. К вопросу об образовании прибрежно-морских россыпей тантало-ниобатов. — В кн.: Литология и полезные ископаемые. М., Изд-во АН СССР, 1968, вып. 4, с. 141—144.

Сауков А. А. Энергия кристаллической решетки и ее роль в геохимии. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1937, № 3, с. 5—15.

Семенов Е. И. Минералогия щелочного массива Илимаусак (Южная Гренландия). М., «Наука», 1969. 101 с.

Семенов Е. И. Минералогия Ловозерского щелочного массива. М., «Наука», 1972. 250 с.

Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. V. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 7—20.

Смирнов В. И. Очерки металлогении. М., Госгеолтехиздат, 1963. 150 с.

Смирнов В. И. Рудные месторождения СССР за 50 лет Советской власти. — «Геология рудных месторождений», 1967, т. 9, № 5, с. 3—19.

Смирнов В. И. Геолого-исторические проблемы источников минерального вещества эндогенных рудных месторождений. — «Геология рудных месторождений», 1975, т. 17, № 4, с. 5—20.

Солодов Н. А. Внутреннее строение и геохимия редкометалльных гранитных пегматитов. М., Изд-во АН СССР, 1962. 218 с.

Солодов Н. А. Научные основы перспективной оценки редкометалльных пегматитов. М., «Наука», 1971, 289 с.

Солодов Н. А. Парагенетические типы месторождений тантала и цезия и их роль в минерально-сырьевой базе. — В кн.: Материалы. Изд. ИМГРЭ, вып. 5. М., 1971, с. 17—25.

Солодов Н. А. Использование минерогенеза литофильных редких металлов при прогнозировании, поисках и перспективной оценке месторождений. — «Геол. методы поисков и разв. м-ний метал. полезн. ископаемых», 1975, № 12, с. 1—36.

Солодов Н. А. Редкие элементы — витамины промышленности. — «Наука и жизнь», 1976, № 4, с. 86—93.

Солодов Н. А., Милованова Л. А., Павлова В. Н. Некоторые методические вопросы изучения, поисков и оценки экзогенных месторождений тантала. — В кн.: Редкометалльные месторождения, их генезис и методы исследования. М., «Недра», 1972, с. 95—104.

Субботин К. Д. О классификации месторождений бериллия. — В кн.: Научные собрания, вып. 1. Изд. ИМГРЭ, 1968, с. 7—52.

Субботин К. Д. О закономерностях размещения бериллиевых месторождений. — В кн.: Редкие элементы (сырье и экономика), вып. 2. М., Изд. ИМГРЭ АН СССР, 1971, с. 100—104.

Субботин К. Д., Топунова Г. А. Бериллиевые месторождения зарубежных стран. М., ВИЭМС, 1975. 51 с.

Топунова Г. А. Некоторые закономерности распределения бериллиевых

месторождений в пределах Северо-Американского континента.— В кн.: Редкие элементы (сырье и экономика), вып. 7. М., Изд. ИМГРЭ, 1972, с. 103—109.

Ферсман А. Е. Геохимия. Т. III. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937. 402 с.

Флоров А. А. Структура и оруденение карбонатитовых массивов. М., «Недра», 1975. 155 с.

Хаин В. Е. Возрожденные (эпиplatformенные) орогенические пояса и их тектоническая природа.— «Советская геология», 1965, № 7, 12 с.

Хаин В. Е. О соотношении древних платформ, плит молодых платформ и так называемых областей завершенной складчатости.— «Бюлл. МОИП», т. 75, отд. геол., 1970, с. 18—30.

Хаин В. Е. Эпиplatformенные орогенные пояса.— В кн.: Жизнь Земли. Сборник музея землеведения МГУ, № 7. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 34—44.

Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963. 143 с.

Цезиевый биотит — новый перспективный источник промышленного получения цезия.— «Докл. АН СССР. Сер. геол.», 1972, т. 206, № 3, с. 698—702. Авт.: Л. Н. Овчинников, В. А. Полетаев, В. Е. Рябенко и др.

Шатский Н. С. Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1960, № 11, с. 3—15.

Шейнманн Ю. М., Апальцин Ф. Р., Нечаева Е. А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. М., Госгеолтехиздат, 1961. 170 с.

Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1958. 501 с.

Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активации. Л., «Недра», 1968. 180 с.

Щеглов А. Д. Металлогения срединных массивов. М., «Недра», 1971. 148 с.

Щеглов А. Д. Основные особенности металлогении областей тектоно-магматической активизации и новые пути прогноза рудных месторождений.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XI. М., «Наука», 1975, с. 7—17.

Эгель Л. Е. Редкоземельные металлы. М., Госгеолтехиздат, 1963. 225 с.

Banerji P. K., Ghosh S. Correlation of precambrian ore provinces of East Africa, India and West Australia.— «Econ. Geol.», 1972, v. 67, N 1.

Davies I. F. Mineral deposits related to major structures in the precambrian of Manitoba.— Canad. Mining Met. Bull., 1964, v. 57, N. 626. p. 661—665.

Dawson G. Niobium (columbium) and tantalum in Canada. Ottawa, 1974, 157 p.

Gittins J., Macintyre R. M. York D. The ages of carbonatite complexes in Eastern Canada.— Canad. J. Earth Sci., 1967, v. 4, № 4, p. 651—655.

Heinrich E. W. Lithium deposits: their location and economic potential throughout the world.— «Mining Engng», 1974, v. 26, N 9, p. 52—63.

Varlamoff N. Classification des Gisements detain. Koninklijke Academie voor Overzeese Wetenschappen. Klasse voor Natuur-en Geneeskundige Wetenschappen. N. R. XIX—5, Brussel, 1975.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Общие сведения	5
Редкометалльные формации и парагенетические типы месторождений	10
Принципы классификации	10
Количество типов месторождений разных металлов	13
Количество собственных редкометалльных минералов	37
Парагенезис редкометалльных минералов	42
Комплексность месторождений	49
Парагенезис редких элементов в различных типах месторождений	51
Постоянство форм и размеров рудных тел в месторождениях одного и того же типа	54
Устойчивость среднего содержания и запасов редких металлов в месторождениях одного и того же типа	56
Эндогенная минерация	59
Принципы оценки мировых запасов редких металлов	59
Формационные закономерности распределения редкометалльного оруденения в земной коре	62
Распределение мировых запасов редких металлов эндогенных месторождений формациям и генетическим группам	62
Кларки концентрации	66
Геотектонические закономерности распределения редкометалльного оруденения	70
Редкометаллоносность древних платформ и фанерозойских геосинклинальных областей	70
Минеративная специализация геотектонических поясов и платформ	84
Геохронологические закономерности распределения редкометалльного оруденения	86
Геохронология редкометалльного оруденения	86
Редкометалльные минеративные эпохи	91
О генезисе месторождений главных редкометалльных формаций	99
Экзогенная минерация	104
Особенности минерации отдельных редких металлов	111
Литий	111
Рубидий	116
Цезий	121
Бериллий	124
Стронций	131
Иттрий и лантаноиды	136
Цирконий и гафний	150
Ниобий	154
Тантал	161
Заключение	169
Список литературы	171

ИБ № 1647

Николай Алексеевич Солодов

МИНЕРАГЕНИЯ ЛИТОФИЛЬНЫХ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ

Редактор издательства *З. Д. Соломатина*
Технический редактор *Л. Н. Шиманова*

Переплет художника *С. А. Смирновой*
Корректор *Н. Н. Власова*

Сдано в набор 15/VI 1977 г. Подписано в печать 12/X 1977 г. Т-18312 Формат 60×90^{1/16}
Бумага № 1 Печ. л. 11,0 Уч.-изд. л. 11,53 Тираж 1300 экз. Заказ 512/6513-4 Цена 1 р. 70 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.
Московская типография № 6 Союзполиграфпрома при Государственном комитете
Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли,
109088, Москва, Ж-88, Южнопортовая ул., 24.

1 р. 70 к.

2478

НЕДРА