

## КОМСОМОЛЬСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН: НОВЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ (Rb -SR) ДАННЫЕ

Г.А. Гоневчук\*, В.Г. Гоневчук\*, Н.С. Герасимов\*\*, Р. Сэлтманн\*\*\*

\*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

\*\*Институт земной коры, г. Иркутск

\*\*\*Музей естественной истории, г. Лондон, Великобритания

В статье приводятся новые, в основном не опубликованные ранее результаты исследования Rb-Sr изотопной системы, а также распределения РЗЭ в магматических породах и связанных с ними постмагматических оловоносных образованиях Комсомольского рудного района (Дальний Восток, Россия). Предполагается, что установленные различия начальных отношений изотопов стронция, а также распределения РЗЭ в близких по возрасту (конец раннего – начало позднего мела) магматических породах разных генетических групп – магматических комплексов – отражают, в основном, разный состав субстрата магматических очагов.

**Ключевые слова:** оловоносный магматизм, изотопия, геохимия РЗЭ, Хабаровский край.

### ВВЕДЕНИЕ

Комсомольский оловорудный район – один из наиболее детально исследованных геологических объектов Дальнего Востока России – часто используется как эталон в актуалистических построениях для оловоносных магматических систем. Это предопределяет особую ценность любой новой информации об особенностях его геологического строения и, в первую очередь, рудогенерирующего магматизма.

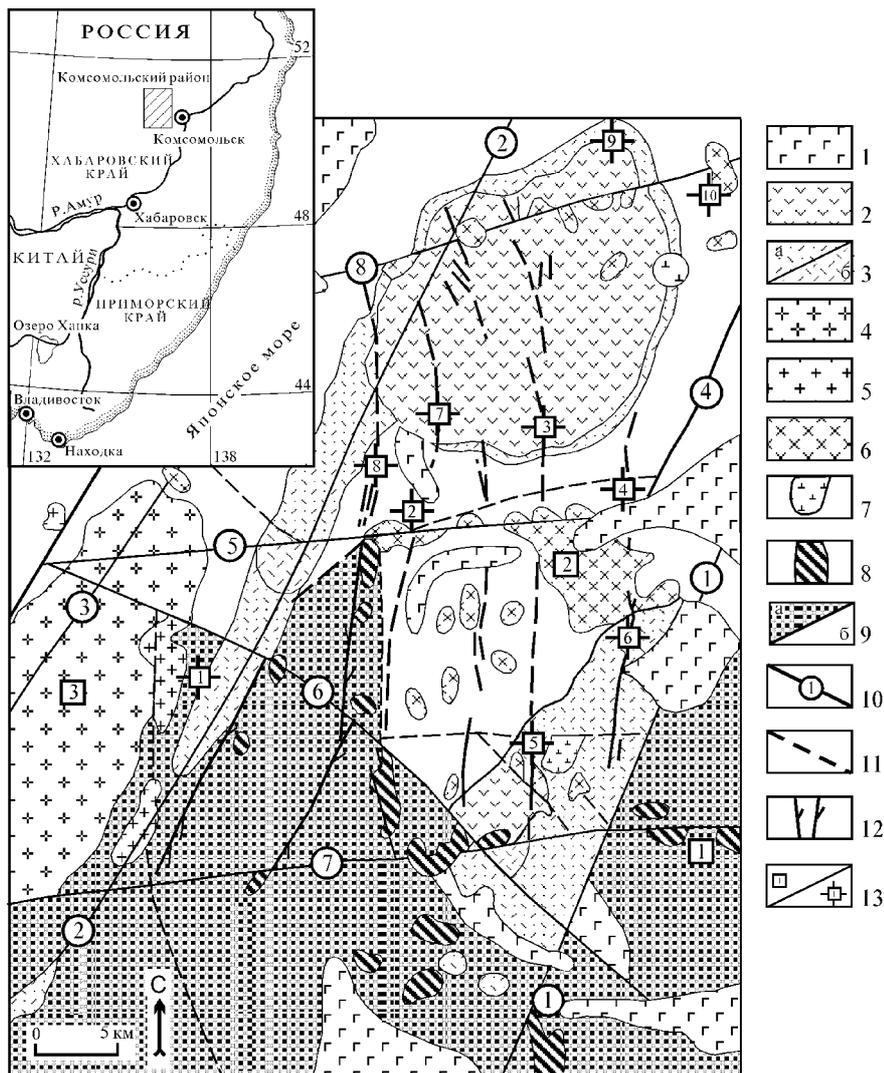
В статье приводятся оригинальные и, в основном, неопубликованные и не известные широкому кругу исследователей результаты изотопного (Rb-Sr) датирования магматических пород и некоторых постмагматических образований, определения содержания в них редких и редкоземельных элементов, а также предлагается авторский вариант интерпретации этих результатов.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ОБЪЕКТА

Район локализован в пределах Мяо-Чанской вулканической зоны в составе Хингано-Охотского вулканического пояса [11, 12, 17, 18, 20]. Его гра-

ницами чаще всего определяются зоны Холдаминского, Эльга-Пурильского (система Кур-Мяочанского), Курмиджа-Пурильского и Хурмулинского разломов (рис. 1), контролирующие положение локального ареала магматических пород мелового возраста в юрско-раннемеловой флишоидной толще ( $M > 6000$  м).

Результаты изучения состава терригенных пород, по данным Н.В. Огнянова (1990 г., не опубликовано), свидетельствуют о блоковой гетерогенности фундамента вулканической зоны. Северный (палеошельф) блок представляет субконтинентальную (сиалическую), а южный и восточный (палеосклон) – субокеаническую (переходную) земную кору. В схемах тектоно-стратиграфических террейнов это объясняется положением района на границе разных по геологической природе Баджальского (северный блок) и Киселевско-Маноминского (южный и восточный блоки) террейнов [6, 21]. По мнению авторов, наиболее “сиалическим” может быть северо-западный блок, ограниченный с юга зоной Сектахского, а с востока – Кур-Мяочанского разломов. Такое представление о строении фундамента вулканичес-



кой зоны в значительной мере объясняет особенности проявленных в ней ассоциаций магматических пород, в т.ч. металлогеническую специализацию.

По результатам исследования геологических взаимоотношений магматических пород, их петро- и геохимических особенностей (табл. 1), данным калий-аргоновой изотопии, полученным разными исследователями (табл. 2) авторами была предложена схема эволюции магматизма рудного района [3, 8], учитывающая главные положения аналогичных схем других исследователей, прежде всего М.Г.Руб [15] и Э.П.Изоха [11]. В соответствии с ней в составе магматической ассоциации (Мяо-Чанской серии, по Э.П.Изоху) района выделяются три вулканоплутонических и один вулканический комплексы.

Пурильский вулканоплутонический комплекс (табл. 1; ан. 1–4) объединяет кислые эффузивные и туфо-эффузивные породы двух нижних пачек холдаминской толщи и многочисленные мелкие интрузии

и экструзии гранит- и гранодиорит-порфиров, локализованные, в основном, в зонах Сектахского и Курмиджа-Пурильского разломов в южном блоке. Значительно реже в интрузивной фации комплекса отмечаются более основные разновидности, а также калиевые и натровые аплиты. Время формирования эффузивной фации комплекса по результатам изотопного (K-Ar) датирования [2,15] определяется в интервале 100–130 млн лет. Возраст гранитоидов, определенный тем же методом по биотиту [6], составляет 91–95 млн лет для массива г.Пурил, локализованного в крайней юго-восточной части района, и  $83 \pm 3$  млн лет – для массива, расположенного в западной его части.

Следующие по времени образования – риолиты и их туфы третьей и четвертой пачек холдаминской толщи (табл. 1; ан. 4), а также порфировые риолиты (гранит-порфиры) Мяо-Чанской экструзии, Г.А. Гоневчук [8] выделяет в холдаминский вулканический комплекс, а М.Г. Руб [16] объединяет в вулка-

Таблица 1. Средний химический состав магматических пород Комсомольского района.

Параметр	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO <sub>2</sub>	72.48	66.42	69.82	68.05	58.49	74.06	59.80	59.58	64.49	70.19	74.85	72.17	75.64	42.60
TiO <sub>2</sub>	0.29	0.60	0.48	0.43	0.82	0.20	0.72	0.74	0.60	0.41	0.22	0.37	0.11	4.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.30	16.02	15.35	14.45	16.53	13.50	15.60	15.72	14.91	13.94	13.04	13.52	12.54	13.26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.51	0.69	0.54	0.68	1.60	0.72	1.09	1.08	1.08	0.50	0.36	0.62	0.87	2.70
FeO	1.65	3.10	2.21	2.65	5.55	1.31	5.82	6.14	4.52	3.03	1.33	1.73	1.57	13.77
MnO	0.04	0.05	0.04	0.07	0.15	0.04	0.14	0.14	0.11	0.08	0.05	0.03	0.03	0.52
MgO	0.62	1.77	1.16	0.93	3.71	0.71	4.0	3.94	2.92	1.46	0.48	0.96	0.33	9.84
CaO	2.12	3.50	2.38	2.59	6.86	1.57	5.61	6.51	4.88	2.70	1.08	1.66	0.93	10.24
Na <sub>2</sub> O	3.86	3.65	4.05	2.62	1.94	1.46	2.11	2.43	2.44	2.59	2.47	2.95	2.89	0.52
K <sub>2</sub> O	2.64	2.65	2.68	4.00	1.75	4.95	2.23	2.23	2.79	4.08	5.35	4.76	4.85	1.84
n	12	36	14	12	23	11	10	24	24	19	12	12	12	1
F		0,08	0,09					0,08	0,07	0,08	0,20	0,12	0,06	0,10
Li		30	45					20	30	41	25	55	80	
Rb	113	99	85	172	24	140	66	102	148	178	161	205	235	83
Sr	222	311	313	183	291	176	300	388	236	201	134	150	57	403
Ba	557	610	588		1241		487	448	658	687	155	414	154	190
Zr	138	155	137		230		133	141	153	144	131	183	63	331
Nb								11	11	22	15	27	16	
Y								24	22	40	20	40	13	
Ni	7	18	14	6	8	8	9	18	19	16	14	7	10	64
Co	3	7	5	3	8	3	10	10	13	7	3	3	2	23
Cr	22	42	31	20	55	18	63	62	72	78	34	18	32	94
V	26	127	59	39	90	34	130	116	101	96	31	29	13	157
Cu	34	106	98	20	37	19	54.	39	47	30	89	21	44	40
Sn	13	6	5	7	7	10	10	11	14	11	12	13	9	5
Pb	40	15	18	41	23	29	20	25	30	35	52	77	35	135
Zn	28	57	48	48	35	50	41	62	57	42	32	55	60	346
B	158	12	13	107	31	125	35	39	36	51	38	27	32	95
n	48	50	7	52	17	20	32	24	24	19	12	22	12	2

Примечание. 1–3 – пурильский комплекс: 1 – риолиты (туфы риолитов) первой и второй пачек холдаминской толщи, 2 – гранодиориты, 3 – граниты; 4 – риолиты (туфы) четвертой пачки холдаминской толщи; 5–11 – силинский комплекс: 5, 7 – андезиты первой и третьей пачек амутской свиты; 6 – риолиты (туфы) второй пачки амутской свиты, 8 – диориты и кварцевые диориты, 9 – гранодиориты, 10 – (монцо) граниты, 11 – мелкозернистые биотитсодержащие граниты; 12, 13 – чалбинский комплекс: 12 – крупнозернистые биотитовые (с роговой обманкой), 13 – мелкозернистые лейкократовые (с биотитом) граниты; 14 – пикробазальты позднеюрско-раннемиоловые [по 13]. Здесь и далее пропуск в таблице – отсутствие данных. F–Y – по данным единичных (до 10) определений.

но-плутоническом комплексе с гранитами Чалбинского массива. Возраст пород, по данным K-Ar датирования, колеблется в интервале 83–100 млн лет (83; 88 млн лет – экстремальная разность).

Силинский вулканоплутонический комплекс представлен в эффузивной фации андезитами амутской свиты (мощностью до 1500 м), в разрезе которой присутствует горизонт (M = 15–80 м) ультракалие-

вых риолитов (туфов), а в интрузивной – рядом пород от габбро до лейкократовых (в т.ч. турмалиносодержащих) гранитов с преобладанием кварцевых диоритов и гранодиоритов. Ареал комплекса, в основном, ограничен площадью северного блока, хотя его интрузии распространяются в пределы южного блока, вплоть до зоны Сектахского разлома. Время формирования силинского комплекса по результатам

Таблица 2. Результаты изотопного (К-Аг) датирования магматических пород Комсомольского района.

Комплекс, массив	Порода, минерал	Возраст, млн лет	Источники, лаборатория
<u>Пурильский</u> (Chl <sub>1,2</sub> )	Риолиты и их туфы	125–130	Бондаренко Е.И., 1977; ДВИМС
Пурильский массив	Гранодиорит, биотит	91–94 (±4)	Авторские; ДВТГУ СВКНИИ
Верхне-Силинский м-в	Гранит, биотит	81–84 (±3)	–“–; ИГЕМ
<u>Силинский</u>			
Силинский	Андезитовый порфирит	90±10	Руб М.Г., 1964; ИГЕМ
то же	–“–	94±8	то же
–“– (am <sub>1,3</sub> )	–“–	90–100	Бондаренко Е.И., 1977; ДВТГУ
–“– (am <sub>2</sub> )	Туф риолита	86,88, 96	то же
Силинский	Кварцевое габбро	113	Изох Э.П., 1959; ВСЕГЕИ
то же	Диорит	98±6	Авторские; СВКНИИ
–“–	Гранодиорит	95	Изох Э.П., 1959, ВСЕГЕИ
–“–	–“–	96±5	Руб М.Г., 1964; ИГЕМ
То же	Гранит	81–85 (±5)	Авторские; ДВГИ
(Солнечное м -е)			
То же	Кварц-полевошп.-биотит. жилы экзоконтакта	86,2±1,8	Ishihara, Gonevchuk et al., 1997
Силинский м-в	Лейкогранит	94–95(±5)	Авторские; СВКНИИ
то же	Турмалиновый гранит	90±5,0	то же
–“–	Пегматит	84–85(±5)	–“–
Чалбинский массив	Пироксенсодержащий гранит, биотит	94,3±2,1	Авторские, 1995; Митсубиси, Япония
то же	то же	94,2±2,1	то же
–“–	–“–	114±5,0	Авторские; ДВГИ
–“–	–“–	107±5,0	–“–
–“–	м/з пироксенсодержащий гранит, биотит	86±1,9	Авторские; Митсубиси, Япония
–“–	то же	86,4±1,9	то же
–“–	Шлировый пегматит с турмалином	80±5,0	Авторские; ДВТГУ
<u>Холдаминский</u> (Chl <sub>3,4</sub> )	–“–	100±4	Руб М.Г., 1964; ИГЕМ
экструзия	–“–	88	Эпов П.А, 1956; ВСЕГЕИ
<u>Чалбинский</u>	к/з гранит,		Авторские;
Чалбинский	биотит	90,1±2,0	Митсубиси, Япония
–“–	то же	90,2±2	то же
–“–	–“–	89,9±2,0	–“–
–“–	–“–	90,0±2,0	–“–
–“–	–“–	101±5,0	там же
–“–	–“–		ДВГИ
–“–	–“–	103±5,0	то же
–“–	–“–	88±4,0	Авт., СВКНИИ
–“–	–“–	93±5,0	ИГЕМ (Руб,Макеев,1961)
–“–	–“–	85±5,0	ИГЕМ (Макеев, 1961)
–“–	к/з гранит, порода	76–86	Авторские; ДВТГУ
–“–	м/з гранит, порода	75±5,0	то же

Примечание. Таблица дана по [7].

изотопных определений, выполненных разными исследователями, определяется интервалом 80–100 млн лет (по данным флористических определений возраст амутской свиты – сенонский). Наиболее молодые в этой ассоциации, по данным К-Аг датировок по биотиту [9], – мелкозернистые биотитовые граниты даек и штоков в пироксенсодержащих гранитах Чалбинского массива, а также близкие им по составу граниты, обнаруженные на глубоких горизонтах Солнечного месторождения [4]. Их возраст около 86 млн лет. Возраст пироксенсодержащих гранитов (гранодиоритов) Чалбинского массива, по данным К-Аг датировок, колеблется от 114 до 75 млн лет.

Чалбинский интрузивный комплекс представляют гранитоиды одноименного массива, расположенного в крайней западной части района. Положение его здесь контролируется разломами север-северо-восточного направления (зона Горинского глубинного разлома). Большинство исследователей западную границу массива принимают за естественную (западную) границу рудного района. Распространение чалбинских гранитоидов в южном направлении ограничено зоной Курмиджа-Пурильского субширотного разлома. Возраст гранитов главной фазы Чалбинского массива (биотитовые и биотит-роговообманковые) по данным К-Аг датировок по биотиту – 103–76 млн лет (наиболее вероятный – 90 млн лет), а поздней интрузивной фазы мелкозернистых биотитовых гранитов – около 75 млн лет.

Инициальный этап эволюции магматической серии Комсомольского района отмечают, по нашему мнению [7], пикробазальты силлов в разрезе терригенного комплекса.

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследование рубидий-стронциевой изотопной системы магматических пород выполнено в лаборатории ДВИМС (г.Хабаровск) в период с 1990 по 1995 год. Полученные датировки (табл. 3, рис.2), в основном, подтверждают временной интервал формирования оловоносной магматической серии Комсомольского района и последовательность в ней магматических комплексов, установленные по калий-аргоновым датам.

Главная интрузивная фаза пурильского комплекса – гранодиориты (кварцевые диориты) – имеет возраст около 113 млн лет и близка по времени становления к образованию риодацитов (туфов) четвертой пачки холдаминской толщи (около 111 млн лет). В то же время, риолиты, по особенностям химического состава отнесенные к пурильскому комплексу, охарактеризованные по четырем пробам, взятым на участке пересечения Сектахского разлома с Кур-Мяочанским (рис. 1), оказались

“молодыми” –  $86 \pm 12$  млн лет. Это можно объяснить влиянием на изотопную систему риолитов интрузии чалбинских гранитов. Такое объяснение кажется тем более вероятным, что аналогичный возраст (табл. 2) определен для риолитов Мяо-Чанской экстрезии, пурильских гранитов Верхне-Силинского массива, а также турмалин-мусковитовых грейзенов в гранитах Чалбинского массива и в его экзоконтакте. Однако возраст 85–86 млн лет установлен и для гранитов месторождения Солнечного (табл. 2, 3), где влияние Чалбинской интрузии представляется проблематичным.

Дата  $102 \pm 6$  млн лет характеризует выборку, составленную из пород всех трех пачек амутской свиты. Положение фигуративных точек на этой изохроне (рис. 2) подтверждает высказанную нами ранее точку зрения о комагматичности андезитам ультракалиевых риолитов, образующих незначительный ( $M = 15\text{--}80$  м) горизонт в разрезе свиты. Преобладающие в интрузивной фации этого комплекса кварцевые диориты и гранодиориты, по данным Rb-Sr изотопии, имеют возраст около 98 млн лет, а пироксенсодержащие граниты (монцограниты) – около 97 млн лет. Последний результат, полученный по трем точкам, также как и все последующие в таблице 3, характеризующие граниты Чалбинского массива и месторождения Солнечного [4], можно рассматривать лишь как предварительные. В соответствии с ними чалбинские граниты имеют возраст  $77 \pm 7$  млн лет в главной и  $72 \pm 15$  млн лет – в заключительной фазах, а граниты месторождения Солнечного – около 85 млн лет.

Установленные начальные отношения изотопов стронция могут быть интерпретированы как указание на “мантийный” генезис пурильских гранитоидов ( $I_{Sr}^0 = 0.70499$ ), “корово-мантийную” природу Силинского и Чалбинского комплексов ( $I_{Sr}^0 = 0.70630\text{--}0.70760$ ) и “коровую” – риолитов холдаминской толщи ( $I_{Sr}^0 = 0.70829\text{--}0.70954$ ). Показательно, что “мантийные” изохроны характеризуют породы магматических тел, локализованных к югу от Сектахского разлома, в т.ч. и главную фазу гранитов Чалбинского массива, а породы тел, расположенных к северу от указанного разлома, имеют отношения изотопов стронция “мантийно-коровые” и “коровые”. Это, в определенной мере, соответствует представлениям о гетерогенности фундамента вулканической зоны: субконтинентальной природе северного и субокеанической – южного блоков.

Результаты изотопных исследований, по нашему мнению, хорошо подтверждают комагматичность эффузивных пород амутской свиты, в том числе ультракалиевых риолитов и силинских монцонитоидов, и генетическую самостоятельность пуриль-

Таблица 3. Результаты исследования Rb-Sr изотопной системы магматических пород Комсомольского района.

Изо-хрона	Комплекс. Порода	№ проб: порядков., авторский	Rb мкг/г	Sr мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Параметры изо (эро) хроны
I	Пурильский (?). Нижняя (?) пачка холдаминской толщи (ch1 <sub>1-2</sub> ). Вблизи Чалбинского интрузива. Туф риолита	1. ВГ-13	151.1	135.4	3.2677	0.71353	$\tau - 86 \pm 12$ млн лет $I_{\text{Sr}} - 0.70954 \pm 0.00045$ СКВО - 0.5
		2. ВГ-2	36.5	362.0	0.2949	0.70996	
		3. ВГ-4	50.2	262.1	0.5612	0.71021	
		4. ВГ-10	118.0	255.6	1.3567	0.71107	
II	Пурильский. Кварцевые диориты и гранодиориты. Юго-восточная часть площади района, г. Пурил	1. ЧГ-814	106.7	499.6	0.6252	0.70601	$\tau - 113 \pm 25$ млн лет $I_{\text{Sr}} - 0.70499 \pm 0.00024$ СКВО - 1.3
		2. ЧГ-812	96.9	450.0	0.6300	0.70581	
		3. 4183/1	104.4	355.0	0.8611	0.70622	
		5. ВГ-86	148.2	405.4	1.0700	0.70686	
		6. ВГ-86*	10.2	121.6	0.2463	0.70539	
7. ВГ-86**	23.0	129.3	0.5204	0.70585			
III	Холдаминский (?). Верхняя пачка холдаминской толщи (ch1 <sub>4</sub> ). Амутская мульда. Риолиты (риодациты) и их туфы.	1. 430/512	36.6	240.3	0.4460	0.70890	$\tau - 111 \pm 23$ млн лет $I_{\text{Sr}} - 0.70829 \pm 0.00044$ СКВО - 1.1
		2. 430/509	52.2	223.9	0.6831	0.70930	
		3. 430/541	110.6	272.1	1.1906	0.71022	
		4. 430/520	121.6	154.8	2.3014	0.71185	
IV	Силинский. Амутская свита. Андезиты (1-4; am <sub>1</sub> ). Риолиты (5-7; am <sub>2</sub> ). Андезиты (8,9; am <sub>3</sub> ).	1. ВГ-514	15.2	346.7	0.1280	0.70767	$\tau - 102 \pm 6$ млн лет $I_{\text{Sr}} - 0.70749 \pm 0.00012$ СКВО - 1.9
		2. 8155	32.7	236.4	0.4053	0.70802	
		3. 428.289	152.9	220.0	2.0347	0.71041	
		4. 430/358	97.7	237.3	1.2054	0.70963	
		5. 428/114	120.0	191.9	1.8300	0.71035	
		6. 430/241	159.3	163.1	2.8605	0.71169	
		7. 442/463	128.5	127.8	2.9449	0.71146	
		8. 460/98	59.8	338.8	0.5169	0.70820	
		9. 442/399	71.5	263.2	0.7950	0.70874	
V	Силинский. Диориты, гранодиориты.	1. 8159	88.8	251.8	1.0324	0.70898	$\tau - 98 \pm 19$ млн лет $I_{\text{Sr}} - 0.70755 \pm 0.00053$ СКВО - 0.3
		2. 4184/1	98.8	202.8	1.4252	0.70949	
		3. 8178/9	138.8	258.9	1.5690	0.7095	
		4. 4190/3	220.4	162.3	3.9758	0.7138	
VI	Силинский (?). Гранодиориты, пироксеновые граниты. Чалбинский массив.	1. 4178/2	210.8	188.9	3.2737	0.70998	$\tau - 97 \pm (25)$ млн лет $I_{\text{Sr}} - 0.70552 \pm 0.00085$ СКВО - 1.1
		2. 4180/4	180.2	228.8	2.3053	0.70878	
		3. 4178/5	251.3	86.1	8.5546	0.71731	
VII	Чалбинский. Крупнозернистые граниты. Главная фаза.	1. ВГ-39	213.2	143.0	4.3646	0.71111	$\tau - 84(77 \pm 7)$ млн лет $I_{\text{Sr}} - 0.70630 \pm 0.00095$ СКВО - 0.0
		2. ЧГ-467	205.5	135.2	4.4510	0.71120	
		3. ЧГ-467*	7.5	12.4	1.7831	0.70797	
VIII	Чалбинский. Мелкозернистые лейкократовые граниты. Дополнительная фаза.	1. ВГ-44	330.3	46.2	20.9634	0.72921	$\tau - 72 \pm 15$ млн лет $I_{\text{Sr}} - 0.70795 \pm 0.00253$ СКВО >10
		2. ВГ-46	225.8	65.5	10.0984	0.71732	
		3. ВГ-45	234.4	57.8	11.8765	0.72050	
IX	Силинский (?). Граниты. Месторождение Солнечное.	1. ВГ-742	199.0	194.1	3.0007	0.71095	$\tau - (85)$ млн лет $I_{\text{Sr}} - 0.7076$ СКВО >3.5
		2. ВГ-728	207.8	169.2	3.5970	0.71158	
		3. 22-135	200.8	181.1	3.2470	0.71093	

Примечание. \* - амфибол, \*\* - биотит. В скобках - результат не достоверен.

ских гранитоидов. В то же время, они не вносят ясности в проблему формирования гранитоидов Чалбинского массива и их генетического взаимоотношения с холдаминскими риолитами. Одна из важнейших причин этого - недостаточная полнота исследования, обусловленная недостаточными техническими и

финансовыми возможностями. Сегодня можно лишь констатировать, что в последовательных образованиях Чалбинского массива возрастает доля "коровой" составляющей (табл. 3): пироксеносодержащие мондограниты - 97 млн лет,  $I_{\text{Sr}}^0 - 0.7055$ ; биотитовые с роговой обманкой граниты - 77 млн лет,  $I_{\text{Sr}}^0 -$

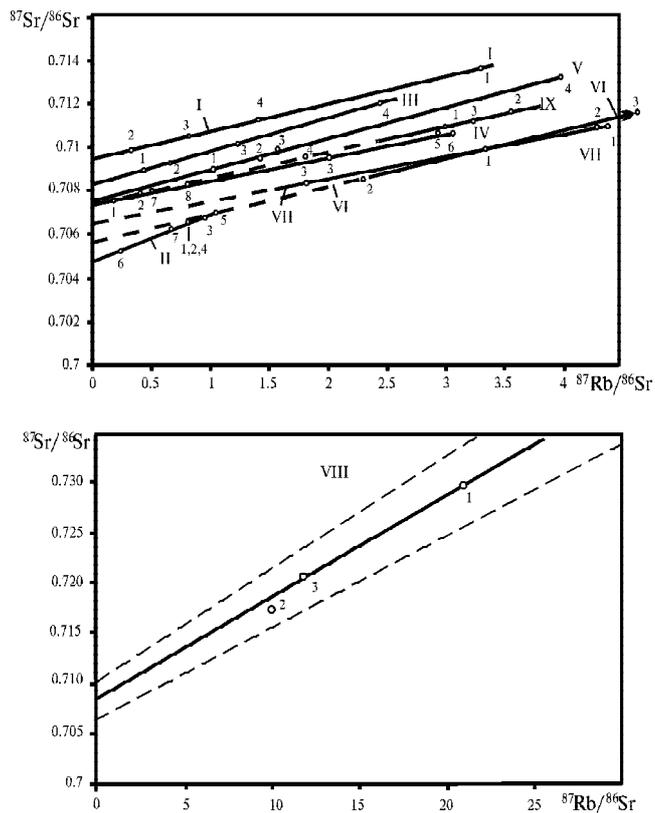


Рис. 2. Изохроны магматических пород Комсомольской РМС (по данным табл. 3).

0.7063; лейкократовые с биотитом граниты даек и штоков – 72 млн лет,  $I_{Sr}^0$  – 0.7079.

Содержание и распределение РЗЭ (табл. 4; рис. 3, 4) характеризуют рассматриваемые магматические породы как вероятные производные верхнекоровых магматических очагов при различном участии базитового (мантийного) вещества. Андезиты амутской свиты, по этим данным, близки к высокоглиноземистым, обогащенным щелочами андезитам. Отношение  $Eu/Eu^*$  (1.02) характеризует их как “первичные выплавки” [1]. Комагматичные андезитам гранитоиды силинского комплекса, по-видимому, являются продуктом глубокой дифференциации андезитового расплава ( $Eu/Eu^* < 0.5$ ) при отделении оливина (накопление всех РЗЭ), плагиоклаза (европиевый минимум) и на заключительной стадии – пироксена (преимущественное накопление легких РЗЭ).

Пурильские гранитоиды, в сравнении с силинскими, менее обогащены РЗЭ, особенно легкими, и по этому признаку могут быть дифференциатами толеитовых андезитов ( $Eu/Eu^* = 0.75$ ). Отсутствие европиевого минимума может указывать на отсутствие в отделяющейся кристаллической фазе плагиоклаза, либо фиксирует более окислительные условия эволюции расплава [5, 7].

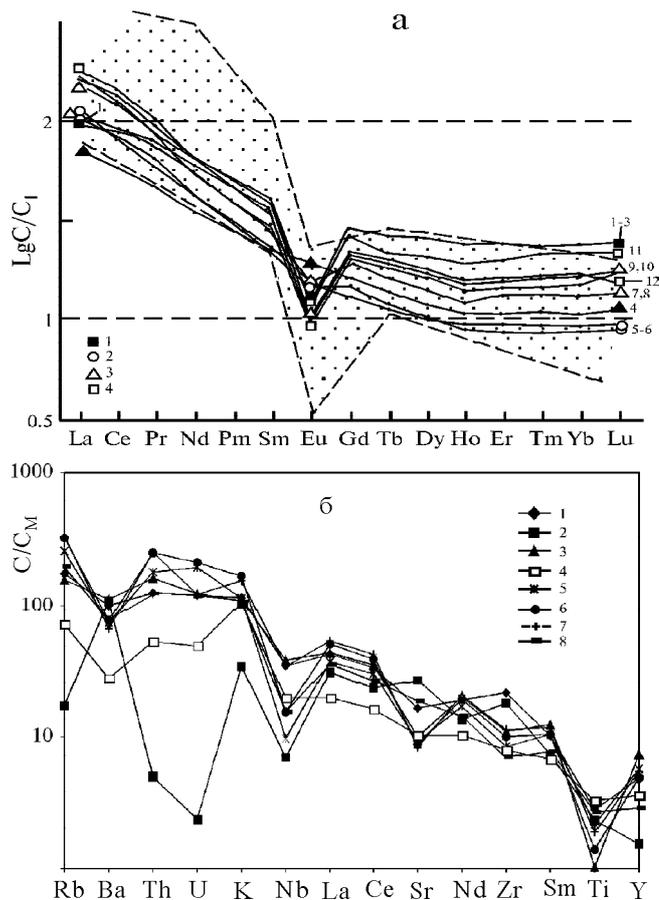


Рис. 3. Распределение редкоземельных, некоторых редких и породообразующих элементов в магматических породах Комсомольского района.

а – нормировано по хондриту  $C_1$ ; 1 – риолиты пурильские (?); 2 – гранитоиды пурильские; 3 – силинский комплекс, залитые – андезиты (амутские); 4 – чалбинский гранитный комплекс. Крапом выделено поле гранитов S-типа; б – нормировано по примитивной мантии; 1 – верхняя кора, 2 – нижняя кора; 3 – холдаминская свита, риолиты (табл. 4, ан. 1–3); 4 – силинский комплекс, амутская свита, андезиты (ан. 4); 5 – силинский комплекс, диориты и гранодиориты (ан. 7, 8); 6 – то же, граниты (ан. 9, 10); 7 – чалбинский комплекс (ан. 11, 12); 8 – пурильский комплекс (ан. 5, 6).

Граниты Чалбинского комплекса имеют наиболее высокие содержания редкоземельных элементов, а также самый глубокий европиевый минимум при наиболее низком отношении  $Eu/Eu^* = 0.28-0.30$ . По этим признакам близки к ним холдаминские риолиты, отличающиеся более низким содержанием лантана и церия. По содержанию РЗЭ, редких щелочей именно эти риолиты наиболее близки к составу верхней коры. Самое значительное их отличие – низкое содержание циркония и, соответственно, пониженная величина отношения  $Zr/Hf$ , по которому они, так же, как и другие характеризующиеся породы, ближе к мантийным производным. Как гранитоиды андезитового ряда [19] необходимо рассматривать по этому признаку, а также по содержаниям Ba, Sr не

Таблица 4. Содержание петрогенных, редкоземельных и некоторых редких элементов в магматических породах Комсомольского района.

Параметр	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	77,63	76,01	70,26	60,30	68,07	67,28	63,93	64,23	69,34	72,17	68,75	71,69
TiO <sub>2</sub>	0,16	0,20	0,30	0,70	0,56	0,58	0,47	0,47	0,33	0,26	0,48	0,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,17	13,50	14,92	15,20	15,64	6,48	15,21	15,31	14,21	13,35	14,38	13,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,13	0,09	1,00	1,90	0,13	0,05	3,53	1,24	2,23	0,80	1,77	1,50
FeO	0,40	0,69	1,59	6,70	3,95	3,00	2,56	4,41	1,78	1,46	2,68	2,00
MnO	0,03	0,02	0,03	0,10	0,09	0,06	0,09	0,13	0,07	0,01	0,08	0,05
MgO	0,44	0,35	0,33	3,18	1,20	1,60	2,98	3,02	1,28	1,10	1,02	0,42
CaO	1,47	1,89	2,04	5,00	2,52	3,79	4,40	4,60	2,39	2,32	2,41	1,72
Na <sub>2</sub> O	4,60	3,52	3,26	3,20	4,18	3,78	2,68	2,56	3,25	2,68	3,19	2,93
K <sub>2</sub> O	1,68	3,28	4,36	3,00	3,40	2,82	3,37	3,17	4,58	4,71	4,40	4,96
F						0,04	0,03	0,04	0,12	0,20	0,12	0,09
H <sub>2</sub> O	0,70	0,72	0,50	0,80	0,35	0,40	1,15	0,41	0,43	0,58	0,52	0,60
Rb	11,4	111	142	45,5	141	104	185	140	210	206	220	206
Sr	258	243	137	219	333	454	183	208	186	190	215	141
Y	40,5	28,7	30,4	16,4	13,4	13,3	28,4	23,1	22,6	22,2	28,4	22,0
Zr	142	94,8	136	90,8	75,7	80,6	101	89,8	104	121	153	103
Cs	3,12	2,33	3,37	10,2	10,9	6,17	19,0	5,68	14,1	9,51	12,6	10,6
Ba	428	1280	630	194	554	535	479	549	518	546	503	419
La	22,0	34,0	36,1	14,0	24,3	26,4	26,2	26,4	34,0	37,3	37,1	39,1
Ce	50,9	71,7	76,7	30,8	49,3	52,0	56,9	56,6	69,4	77,5	76,8	82,9
Pr	6,14	8,09	8,91	3,70	5,66	5,88	6,65	6,49	7,64	8,63	8,57	8,34
Nd	22,8	27,7	31,5	14,1	19,4	20,0	23,5	22,9	24,5	28,0	28,9	27,3
Sm	5,16	5,16	6,12	2,97	3,51	3,38	4,84	4,41	4,38	4,95	5,47	4,86
Eu	0,592	0,589	0,765	1,02	0,806	1,02	0,803	0,807	0,591	0,574	0,715	0,487
Gd	5,97	4,62	5,75	3,11	2,85	2,91	4,87	4,02	4,01	4,19	4,92	4,10
Tb	1,05	0,709	0,902	0,495	0,425	0,411	0,764	0,656	0,625	0,644	0,763	0,660
Dy	6,90	4,59	5,45	2,95	2,42	2,40	4,76	3,92	3,85	3,75	4,82	3,94
Ho	1,46	1,04	1,10	0,613	0,481	0,448	0,962	0,783	0,806	0,768	1,02	0,794
Er	4,31	3,31	3,27	1,80	1,38	1,37	2,86	2,40	2,39	2,30	3,02	2,31
Tm	0,644	0,500	0,490	0,276	0,202	0,196	0,426	0,361	0,372	0,348	0,492	0,373
Yb	4,23	3,26	3,26	1,76	1,41	1,31	2,78	2,33	2,47	2,31	3,25	2,46
Lu	0,632	0,490	0,485	0,272	0,213	0,203	0,428	0,369	0,383	0,372	0,497	0,349
Hf	5,75	3,76	4,48	2,66	2,49	2,37	3,26	3,01	4,21	4,53	5,44	4,00
Th	15,7	10,4	13,9	4,42	10,5	9,79	14,3	15,6	19,7	22,2	23,7	18,6
U	2,37	1,72	3,65	1,03	3,31	1,72	4,42	3,74	2,07	6,76	2,58	2,50
Eu/Eu*	0,33	0,36	0,39	1,02	0,76	0,72	0,50	0,58	0,42	0,37	0,28	0,32
Zr/Hf	24,7	21,2	30,3	34,1	30,4	34,0	33,5	30,0	24,7	26,7	28,1	25,7
PЗЭ	133	166	181	78	112	118	137	133	153	171	176	178

Примечание. 1–3 – натровые риолиты холдаминской толщи (chl<sub>1</sub>?), 4 – андезиты нижней пачки амутской свиты (am<sub>1</sub>); 5, 6 (обр. ВГ-89, 8421) – гранитоиды пурильские; 7–10 (ВГ-752/1; ВГ-735; ЧГ-332; ВГ-729) – гранитоиды синлинские; 11, 12 (8234, ЧГ-469) – граниты чалбинские. Определение петрогенных окислов, фтора и воды проведено в лабораториях ДВГИ ДВО РАН, остальные определения выполнены в Исследовательском Центре г. Потсдама, Германия.

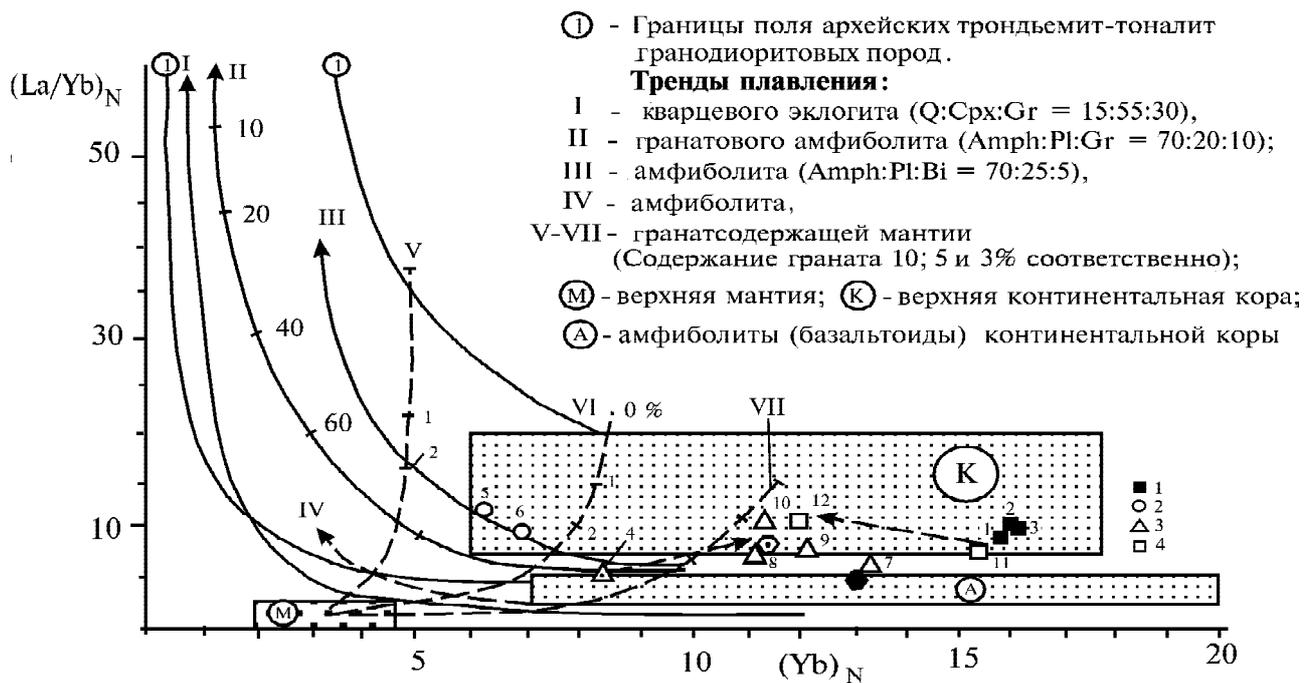


Рис. 4. Диаграмма зависимости  $(La/Yb)_N$  от  $Yb_N$  [по 10, 22] в магматических породах Комсомольского района. Условные обозначения на рис. 3а; шестиугольники – средний состав верхней коры и амфиболитов.

только интрузивные породы пурильского и силинского комплексов, но и чалбинские граниты. В то же время, содержания рубидия в них, может быть за исключением пурильских гранитоидов, ближе к среднему для гранитов палингенных известково-щелочных.

**ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ**

Новые результаты изотопного (Rb-Sr) датирования магматических пород, а также полученные авторами К-Аг даты магматических пород и сопровождающих их постмагматических образований, в целом, не вступают в противоречие между собой и с имеющимися схемами геологического развития Комсомольского оловорудного района. В частности, они подтверждают определенную нами ранее последовательность магматических комплексов в серии: пурильский → силинский → чалбинский. Некоторое “омоложение” возраста чалбинских гранитов по результатам Rb-Sr изотопии в сравнении с большинством датировок К-Аг методом, особенно по биотиту, можно объяснять недостаточной обоснованностью (3-4 точки) изохрон или же рассматривать как указание на то, что наблюдаемые отношения изотопов в системе окончательно установились после кристаллизации биотита. Характерно, что при исследовании по породе (табл. 2) нами был определен (К-Аг даты) возраст крупнозернистых (около 80 млн лет) и

мелкозернистых (около 75 млн лет) гранитов, совпадающий с возрастом по данным Rb-Sr изотопии.

Более древний в сравнении с К-Аг датами рубидий-стронциевый изотопный возраст амутских эффузивов, пурильских гранитоидов, холдаминских риолитов верхней части разреза соответствует обычному соотношению результатов при использовании этих методов.

Неожиданным является результат 86 млн лет, определенный для риолитов (туфов) холдаминской толщи, которые предполагались залегающими в нижней части ее разреза как комагматы пурильских гранитоидов. Можно предполагать разные причины, обусловившие этот результат. Например, интенсивное изменение пород и, прежде всего, их альбитизация при выносе натрия из зон грейзенизации, широко представленных в экзоконтакте Чалбинского массива и имеющих возраст около 85 млн лет. Возможно, что исследовались риолиты – покровные аналоги риолитов Мяо-Чанской экструзии, которые большинством исследователей рассматриваются наиболее молодыми в холдаминской толще. Натровость в этом варианте может объясняться повышенным водосодержанием расплава и, одновременно, высокой концентрацией бора, что отчетливо фиксируется как результатами анализов, так и по широкому развитию турмалин-хлоритовых и мусковитовых (серицитовых) метасоматитов в этих породах. Более

вероятным кажется второй вариант, поскольку исследованные пробы обнаруживают высокую стабильность изотопных характеристик ( $СКВО \pm 0.5$ ), незначительные вариации петрогенных и акцессорных, в т.ч. редкоземельных элементов. Вероятно, во временном интервале 90–80 млн лет повышенная тектоническая активность региона обусловила активизацию деятельности разноразмерных, в т.ч. остаточных магматических очагов. В это время формировались заключительные магматические (и ассоциирующиеся с ними – флюидные) дериваты холдаминского, силинского и пурильского (Верхне-Силинский массив) очагов, а также происходило становление главной фазы гранитов чалбинского комплекса. Наибольшая активность, очевидно, характеризовала зоны северо-восточных Кур-Мяочанского и Эльга-Гориканского разломов, а также примыкающие к ним участки разломов другого направления – Сектахского, Силинского, Хурмулинского (рис. 1).

Первичные отношения изотопов стронция ( $I_{Sr}^0$ ), если считать вероятным формирование магматической ассоциации в результате плавления коры и подкоревой мантии под влиянием глубинного плюма [7], подтверждают гетерогенность основания вулканической зоны. В ее основе – разное соотношение в породных комплексах древней – палеозойской, и молодой – мезозойской – составляющих. По этому признаку более молодым может быть блок, лежащий к югу от Сектахского разлома. Особенности химического состава магматических пород и результаты моделирования по геофизическим данным [8, 14] также позволяют рассматривать вероятность разного участия мантии на разных этапах эволюции магматической серии – при формировании образующих ее комплексов.

Наиболее ранний в серии пурильский комплекс развит, в основном, в пределах южного блока, для которого предполагается субокеаническая природа. С учетом определенной по разным данным глубины генерации расплава около 35 км, маловероятно участие в мамообразовании глубинной неистощенной мантии, а также высокометаморфизованных гранулитов. В соответствии с этим, в его составе преобладают породы, близкие по исследованным признакам породам островодужных ассоциаций.

Силинский комплекс, развитый к северу от Сектахского разлома, хотя и является по составу более основным, чем пурильский, обнаруживает геохимические и изотопно-геохимические признаки большей “сиаличности”, что может указывать на контаминацию первичномантийной выплавки (глубина > 40 км) материалом субконтинентального северного блока.

Чалбинские граниты и холдаминские риолиты, по полученным результатам, – производные верхнекоровых очагов (около 15 км). Однако для первых (южный блок)

субстратом была более молодая (мезозойская) верхняя кора, на что и указывает низкое (около 0,7065) отношение изотопов стронция.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ, грант 01-05-65129.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1984. 504 с.
2. Бондаренко Е.И., Ковальчук Т.К. Новые данные по абсолютному возрасту оруденения Сихотэ-Алинской складчатой зоны // Геология и минеральное сырье Дальнего Востока. Хабаровск, 1972. С. 93-109.
3. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Никольский Н.С. Интрузивные породы Комсомольского района и связь оруденения с магматизмом // Металлогения Дальнего Востока. Владивосток, 1976. С. 10-27.
4. Гоневчук В.Г., Коростелев П.Г., Гоневчук Г.А. Гранитоиды Солнечного оловорудного месторождения // Геология руд. месторождений. 1984. № 6. С. 45-52.
5. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Худоложкин В.О. Окислительно-восстановительные условия образования гранитоидов ильменитовой и магнетитовой серий // Тихоокеан. геология. 1992. № 1. С. 23-30.
6. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Герасимов Н.С. Место и особенности генезиса пурильских гранитоидов в составе Мяо-Чанской оловоносной серии // Тихоокеан. геология. 1994. № 5. С. 67-73.
7. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез: Автореф. дис...д-ра геол.-минер. наук. Владивосток, 1999. 62 с.
8. Гоневчук Г.А. Магматические образования Комсомольского района и основные черты их металлоносности: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1980. 31 с.
9. Гоневчук Г.А., Ишихара С., Гоневчук В.Г. О возрастной корреляции магматизма Мяо-Чанской и Харпийской вулканических зон // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 3. С. 114-117.
10. Джан Б.-М., Чжан З.-К. Радиометрический возраст (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb) и геохимия редкоземельных элементов в архейских гранулитовых гнейсах восточной части провинции Хэбэй, Китай // Геохимия архея. 1987. С. 250-284.
11. Изох Э.П., Русс В.В. Кунаев И.В., Наговская Г.И. Интрузивные серии северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М.: Наука, 1967. 383 с.
12. Ициксон М.И., Красный Л.И., Матвеев В.Г. Вулканические пояса Тихоокеанского кольца и их металлогенения // Рудоносность вулканогенных формаций. М.: Недра, 1965. С. 182-196.
13. Михневич А.А. Метасоматиты и оруденение Комсомольского района: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1989. 29 с.
14. Романовский Н.П., Бормотов В.А. О глубинной структуре Комсомольского и Баджалского рудных районов // Тихоокеан. геология. 1992. № 1. С. 31-37.
15. Руб М.Г. Особенности вещественного состава и генезиса

- рудоносных вулcano-плутонических комплексов. М.: Наука, 1970. 363 с.
16. Руб М.Г., Павлов В.А., Гладков Н.Г., Яшухин О.И. Оловоносные и вольфрамоносные гранитоиды некоторых регионов СССР. М.: Наука, 1982. 259 с.
17. Сахно В.Г. Вулканические зоны Среднего Приамурья. Новосибирск: Наука, 1976. 99 с.
18. Сухов В.И. Вулканогенные формации юга Дальнего Востока. М.: Недра, 1975. 112 с.
19. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 279 с.
20. Усенко С.Ф., Чеботарев М.В. Геология и оловоносность Приамурья. М.: Недра, 1973. 236 с.
21. Open-File-Report 94-714. Circum-North Pacific Tectonostratigraphic Terrane Map. 1994. 88 p.
22. Jahn B.M., Glikson A.Y., Peucat J.J., Hickman A.H. REE geochemistry and isotopic data of Archaean silicic volcanics and granitoids from the Pilbara Block, Western Australia: Implications for the early crustal evolution // Geochim. Cosmochim. Acta. 1981. N 45. P. 1633-1652.

Поступила в редакцию 29 мая 2000 г.

Рекомендована к печати Ю.И. Бакулиным

**G.A. Gonevchuk, V.G. Gonevchuk, N.S. Gerasimov, R. Seltmann**

**Komsomolsk ore district: new geochemical and isotopic geochronological (Rb-Sr) data**

The paper offers new, mainly unpublished results of research into the Rb-Sr isotope system and also REE distribution in magmatic rocks and related postmagmatic tin-bearing formations of the Komsomolsk ore district (Russian Far East).

It is suggested that the established distinctions of the initial ratios of strontium isotopes and also REE distribution in nearly coeval (end of Early - beginning of Late Cretaceous) magmatic rocks of different genetic groups - magmatic complexes show primarily different substratum composition of the magmatic chambers.