

УДК 550.42

## ИСТОЧНИКИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И ПРОИСХОЖДЕНИЕ РАННЕМЕЗОЗОЙСКОГО ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКОГО АРЕАЛА МОНГОЛО-ЗАБАЙКАЛЬСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ: 2. ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ

© 2003 г. В. И. Коваленко\*, В. В. Ярмолюк\*, Е. Б. Сальникова\*\*,  
С. В. Будников\*, В. П. Ковач\*\*, А. Б. Котов\*\*, В. А. Пономарчук\*\*\*,  
В. Д. Козлов\*\*\*\*, Н. В. Владыкин\*\*\*\*, А. И. Ханчук\*\*\*\*\*

\*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии  
РАН 109017 Москва, Старомонетный пер., 35, Россия; e-mail: vik@igem.ru

\*\*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН  
199034 Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия

\*\*\*Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН  
630090 Новосибирск, просп. акад. Коптюга, 3, Россия

\*\*\*\* Институт геохимии СО РАН  
664033 Иркутск, Фаворского, 1а, Россия

\*\*\*\*\* Геологический институт ДВО РАН  
690022 Владивосток, просп. 100-летия Владивостока, 159, Россия

Поступила в редакцию 10.09.2002 г.

В соответствии с результатами изотопно-геохимических исследований (изотопия неодима, стронция и кислорода, элементы-примеси) в образовании пород раннемезозойской Монголо-Забайкальской магматической области участвовали мантийные и коровые источники расплавов. Батолитовое ядро ареала, а также лейкограниты, граносиениты, литий-фтористые и некоторые щелочные граниты периферических зон возникли при ведущей роли корового анатексиса. При этом плавился смешанный источник, включающий офиолиты и осадки. С ростом кремнекислотности гранитоидов батолита, судя по изотопии неодима и кислорода, в их источниках несколько возрастает доля ювенильного компонента (магматические породы каледонских офиолитов) по сравнению с осадочными (пелитовыми) породами и понижается степень плавления источника. При степени плавления близкой к единице образовались наиболее основные гранодиориты батолита, в то время как лейкограниты характеризуются степенью плавления около 0.75, а литий-фтористые граниты около 0.5. Преобладающим компонентом в источнике гранитоидов батолита являются осадочные породы (пелиты) с существенной примесью вещества докаледонской континентальной коры, характеризующие осадочное выполнение Хентейского прогиба. Мантийные источники (DM или HIMU + EMII + иногда примесь континентальной коры) расплавов установлены для бимодальных базальт-комендитовых ассоциаций и ряда щелочных гранитов. Жанчивланские плагиограниты возникли в субдукционных условиях при плавлении океанической коры, предположительно индосинид Монголо-Охотского бассейна. Предложена модель формирования зонального магматического ареала Монголо-Забайкальской области, учитывающая участие в ее формировании подлитосферного (мантийно-плюмового), литосферного (субдукционного) и корового источников.

Раннемезозойский тектономагматический ареал Монголо-Забайкальской магматической области расположен на западном окончании Монголо-Охотского пояса. Он уникален, в первую очередь, вариациями составов магматических пород (плагиограниты, гранодиориты и диориты, разнообразные граниты, базальты, бимодальные ассоциации, щелочные гранитоиды и другие щелочные породы), богатством и разнообразием рудных проявлений, зональным расположением магматических пород. Ядро этого аре-

ала образует Хентей-Даурский гранодиорит-гранитный (с литий-фтористыми гранитоидами) батолит, а периферию – вулканические и плутонические породы субщелочного и щелочного рядов, в том числе комендиты, щелочные и литий-фтористые граниты. Как образовалось такое разнообразие магматических пород, закономерно распределенных в пространстве Монголо-Забайкальской области, – остается предметом дискуссии. В настоящей статье мы рассматриваем петрологические аспекты образования этого тек-

**Таблица 1.** Условия проведения измерений на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой

Параметры плазмы	
Мощность	1340 Вт
Газ	Аргон
Газовые потоки	
Охлаждающий	12 л/мин
Промежуточный	0.7 л/мин
Несущий	0.8 л/мин
Скорость подачи пробы	1 мл/мин
Чувствительность прибора для Се	20000 имп/сек ррв
Фон на 220 массе	не более 5 имп/сек
Режим развертки по массам	сканирование
Время съемки для 1 пробы	1 мин
Внутренний стандарт	In 115
Уровень оксидов	CeO/Ce < 1%
Уровень двухзарядных ионов	Ce <sup>2+</sup> /Ce <sup>+</sup> < 1.5%

тономагматического ареала с позиции источников магм на основе изотопно-геохимических данных. Тектонические аспекты образования ареала приведены в специальной статье (Ярмолюк и др., 2002), а геологическая характеристика и изотопная геохронология – в первой статье этого двухстатейного цикла (Коваленко и др., 2003). Главным выводом последней статьи, представляющим основу для последующего изложения, является вывод о синхронности магматических пород всего ареала, образовавшегося в интервале 225–195 млн. лет.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Sm-Nd и Rb-Sr изотопные исследования выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН по методике, описанной ранее (Коваленко и др., 1996а). Уровень холостого опыта за время измерений составил 0.03–0.2 нг для Sm и 0.1–0.5 нг для Nd. Измеренные отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  нормализованы к отношению  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$  и приведены к отношению  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$  в Nd-стандарте La Jolla. Точность определения концентраций Sm и Nd составила  $\pm 0.5\%$  ( $2\sigma$ ), изотопных отношений  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.5\%$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.005\%$ . Средневзвешенное значение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в Nd-стандарте La Jolla по результатам 13 измерений отвечает

$0.511851 \pm 10 (2\sigma)$ . При расчете величин  $\epsilon\text{Nd}$  и модельных возрастов  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  использованы современные значения CHUR по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ ) и DM по (Goldstein, Jacobsen, 1988) ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$ ).

Rb и Sr выделены посредством стандартной катионно-обменной хроматографии на колонках смолы Bio-Rad AG50  $\pm 12$  (200 меш). Уровень холостого опыта за время исследований составлял 0.03–0.07 нг для Rb и 0.5–0.8 нг для Sr. Изотопные составы Rb и Sr измерены на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в статическом режиме. Изотопные отношения Sr нормализованы к отношению  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$ . Точность определения концентраций Rb и Sr составила  $\pm 0.5\%$  ( $2\delta$ ), изотопных отношений  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} - \pm 0.5\%$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - \pm 0.005\%$ .

Многосортный анализ проб геологических пород проводился на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой PlasmaQuad 3 производства фирмы “VG Elemental” (Англия). Условия проведения съемки приведены в табл. 1. Для контроля дрейфа относительной чувствительности прибора в серии проб (не более 5–10 проб) проводились измерения стандартных растворов тяжелых металлов (Ti, Cr, Ni, Cu, Pb), а также стандартного образца BCR-1. Калибровка прибора для анализа концентраций редкоземельных элементов (РЗЭ) производилась по многосортному стандартному раствору редкоземельных элементов производства фирмы “Matthew Johnson”.

Изотопный состав кислорода в пробах магматических пород Монголо-Забайкальской области выполнен в Институте геологии ДВО РАН (Владивосток) по стандартной методике на масс-спектрометре Finnigan MAT-252. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  приведены в промилле (‰) относительно стандарта SMOW. Точность определений  $\delta^{18}\text{O}$  составляет  $\pm 0.2\%$ .

## ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА ГРАНИТОИДОВ И ИСТОЧНИКИ ИХ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ

Для оценки источников магм используются анализы изотопного состава кислорода, неодима и стронция, а также данные по распределению элементов-примесей в горных породах. Последних было опубликовано много (Коваленко и др., 1984; Мезозойская тектоника..., 1975; Коваль, 1998), однако мы решили дополнительно охарактеризовать распределение элементов-примесей в представительных пробах раннемезозойских пород методом ICP-MS, расширяющим спектр элементов-примесей и улучшающим метрометрические характеристики анализов.

Состав магматических пород области варьирует в широких пределах от основных до кислых и от пород нормальной и даже пониженной щелочности (плаггиограниты) до щелочных (щелочные граниты, сиениты, комендиты, пантеллериты, трахиты), что, несомненно, является отражением разной (мантийной и коровой) природы их источников. Магмы широко распространенных нормальных гранитоидов (гранодиорит-гранитовая ассоциация батолитового ядра тектономагматического ареала), по имеющимся экспериментальным данным (Wyllie, 1988), могли сформироваться исключительно в коровых источниках. В связи с этим напомним результаты наших ранее выполненных исследований, которые позволили провести районирование континентальной коры Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) по ее Nd-изотопному составу (или ее модельному возрасту формирования) и таким образом определить изотопные характеристики коровых источников магматизма в ЦАСП (Коваленко и др., 1996а). Большая часть территории раннемезозойской Монголо-Забайкальской магматической области располагается в пределах “каледонской” изотопной провинции, сформированной за счет ювенильной коры в раннекаледонский цикл тектоногенеза. В западной и северной части магматический ареал накладывается на блоки “рифейской” коры, представляющей соответствующие микроконтиненты в строении каледонид и отвечающей “рифейской” изотопной провинции (Ярмолюк и др., 1999). Небольшие блоки “рифейской” коры отмечаются также вдоль юго-восточного борта Джаргалантуинского прогиба.

Для оценки состава источников магматических расплавов, принимавших участие в формировании раннемезозойской Монголо-Забайкальской магматической области, нами были выполнены дополнительные исследования изотопного состава кислорода, Sr и Nd магматических пород из ее разных зон (табл. 2, 3 и рис. 1). Согласно полученным данным породы батолитового ядра характеризуются изотопным составом, определяемым вариациями отношения  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7035\text{--}0.7073$  и величины  $\epsilon\text{Nd}(T) = -1.4\text{...}+2$  (рис. 1а, затененное поле). Модельный Nd возраст  $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$  гранитов в основном определяется относительно узким интервалом 944–1100 млн. лет. Как следует из графика (рис. 1б), кора с такими характеристиками отвечает нижней изотопной возрастной границе каледонской изотопной провинции ЦАСП с некоторым участием компонентов рифейской коры.

С помощью изотопных составов неодима и кислорода пород гранодиорит-гранитового ядра ареала (табл. 2, 3) попытаемся несколько детализировать выводы о составе источников этих пород. Ранее было показано (Коваленко и др., 1996а), что каледонская провинция ЦАСП в сво-

ем составе наряду с ювенильным магматическим материалом, сформированным в процессах преобразования океанической коры в островодужную и далее в континентальную кору, содержит также высокую долю более древнего корового компонента. Типичным представителем последнего могут служить ороговикованные кристаллические сланцы (проба КРН007/в в табл. 2, 3), вмещающие гранитоиды батолита и отобранные в 10 км южнее п. Устье. Это кварц-биотитовая порода, образовавшаяся по глинистым (пелитовым) осадкам. Кроме того, использованы изотопные составы пелитовых осадков из рифейских толщ обрамления Баян-Хонгорской офиолитовой зоны (Tomurtogoo, Gerel, 1999), а также осадки, переслаивающиеся с базитами в офиолитовых разрезах хребта Сэр в Озерной зоне (Коваленко и др., 1996б). На рис. 2 показаны изотопные составы неодима ( $\epsilon\text{Nd}$ ) и кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$ ) гранитоидов батолита, включая массивы литий-фтористых гранитов, а также базитов и щелочных салических пород периферии области, в зависимости от содержания в них кремнезема. С ростом содержания кремнезема в гранитоидах величина  $\epsilon\text{Nd}$  закономерно растет от  $-1.4$  до  $+2.05$ . Важно подчеркнуть, что изотопный состав неодима ороговикованного кристаллического сланца 007/в, отнесенный к возрасту формирования батолита, располагается примерно на этом же тренде при величине  $\epsilon\text{Nd} = -2.5$  и содержании кремнезема 61.33 мас.%. Для плаггиогранита Жанчивланского массива (проба ЖЖ-4436) величина  $\epsilon\text{Nd}$  составляет  $+8$ , достигая линии изотопной эволюции деплетированной мантии (DM) ЦАСП. В качестве изотопной характеристики ювенильного компонента каледонской континентальной коры ЦАСП нами использованы изотопные составы неодима магматических пород офиолитов, а также упомянутого выше раннемезозойского плаггиогранита. На линии, соединяющей ювенильный и пелитовый компоненты каледонской коры, очевидно, располагаются составы источников гранитоидов батолитового ядра ареала (рис. 2а). Изотопные составы неодима этих гранитоидов отклоняются от данной линии составов их источников, и тем сильнее, чем более кремнекислые составы имеют гранитоиды. Это отклонение может быть обусловлено влиянием на содержание кремнезема пород либо процессов дифференциации магм, либо степени плавления их источников. Отметим, что одновременно с изменением содержания кремнезема в гранитоидах изменяется изотопный состав неодима при существенном отклонении этого тренда от линии, соединяющей компоненты смешения в источниках каледонской континентальной коры. Поэтому реальной становится комбинированная модель совместного воздействия на составы пород (рис. 2а) составов источников магм и степени их плавления или дифференциации. От-

Таблица 2. Результаты Sm-Nd изотопных исследований раннемезозойских гранитов Центральной Азии

Образец	Порода	T, млн. лет	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd}$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$
<b>Хентей-Даурский батолит</b>								
ДХ1734	Гранодиорит	211	6.01	29.79	0.1219	0.51254	0.2	993
БХ392	Гранодиорит	211	9.70	51.01	0.1149	0.51257	0.8	943
ГРХ4426	Гранит	190	13.20	81.33	0.0978	0.51262	2.0	825
ИЛ2071	Гранит	211	4.28	26.04	0.0994	0.51254	0.6	957
КРН001	Гранит	211	9.04	41.67	0.1311	0.51253	-0.3	1031
КРН002	Гранодиорит	211	4.84	26.19	0.1116	0.51251	-0.2	1023
КРН003	Гранодиорит	211	3.99	19.03	0.1267	0.51252	-0.5	1050
КРН004	Гранодиорит	211	5.80	32.53	0.1078	0.51246	-1.1	1102
КРН005	Гранодиорит	211	4.91	30.04	0.0988	0.51249	-0.2	1024
КРН006	Гранодиорит	211	5.03	25.60	0.1186	0.51247	-1.2	1104
КРН007	Гранодиорит	211	5.78	30.01	0.1165	0.51248	-1.0	1092
КРН008	Гранодиорит	211	5.54	29.45	0.1136	0.51245	-1.4	1120
КРН004/4	Ксенолит диорита	211	10.42	44.94	0.1402	0.51252	-0.8	1076
КРН007/в	Кристаллический сланец	211	6.23	32.65	0.1153	0.51240	-2.5	1216
ХГ121	Гранодиорит	211	4.49	21.11	0.1284	0.51254	0.0	1009
ХГ29	Гранит	211	2.87	11.94	0.1451	0.51254	-0.6	1059
<b>Жанчивланский массив</b>								
ЖЖ4436	Плагиогранит	207	2.23	11.76	0.1146	0.51294	8.0	336
ЖЖ4427	Гранит	217	5.88	31.35	0.1134	0.51251	-0.2	1031
ЖЖ4428	Гранит	227	3.94	16.04	0.1485	0.51256	0.0	1025
ЖЖ4430	Li-F гранит	195	9.29	38.23	0.1470	0.51264	1.2	895
ЖЖ4431	Li-F гранит	195	14.29	40.54	0.2138	0.51269	0.6	947
ЖЖ4432	Li-F гранит	195	7.30	20.68	0.2140	0.51268	0.4	959
ЖЖ4433	Li-F гранит	195	12.30	40.68	0.1968	0.51269	1.0	912
ЖЖ4434	Li-F гранит	195	0.82	2.85	0.1750	0.51264	0.5	950
<b>Хархоринский массив</b>								
ХАР4486	Диорит	228	3.95	21.50	0.1115	0.51249	-0.4	1059
<b>Онгонхудукский массив</b>								
ОХ-7/5	Базальт	190	6.50	32.60	0.1204	0.51247	-1.4	
ОХ-7/12	Базальт	190	9.48	50.30	0.1139	0.51244	-1.9	
ОХ-7/13	Базальт	190	9.72	51.40	0.1144	0.51245	-1.7	
ОХ-7/14	Базальт	190	10.10	53.30	0.1144	0.51244	-1.8	
<b>Цзартахудукский массив</b>								
ЦХ-1/1	Базальт	210	7.79	39.30	0.1198	0.51257	0.8	
ЦХ-1/6	Базальт	210	6.09	30.90	0.1192	0.51263	2.0	
ЦХ-1/7	Базальт	210	7.22	37.40	0.1168	0.51265	2.3	
ЦХ-1/8	Комендит	210	12.10	66.70	0.1099	0.51263	2.1	
ЦХ-1/19	Трахит	210	7.99	42.90	0.1128	0.51262	1.8	
<b>Дашибалбарский массив</b>								
ДБ4718/1	Базальт	196	7.49	36.80	0.1230	0.51257	0.4	
ДБ4718/11	Базальт	196	10.30	52.70	0.1180	0.51256	0.4	
ДБ4718/3	Базальт	196	10.40	51.40	0.1221	0.51258	0.7	
ДБ4718/12	Комендит	196	13.80	73.50	0.1131	0.51260	1.4	
ДБ4718/5	Комендит	196	13.20	67.50	0.1182	0.51259	1.1	
ДБ4718/9	Комендит	196	14.90	77.20	0.1168	0.51261	1.4	
<b>Абдарский массив</b>								
АБД4424	Li-F гранит	205	5.47	13.41	0.2465	0.51277	1.2	900
<b>Багагазынский массив</b>								
БН4452	Li-F гранит	197	23.06	100.93	0.1385	0.51266	1.8	845

Примечание. Двустадийный модельный возраст  $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$  рассчитан относительно обедненной магнии по (Golstein, Jacobsen, 1988)

Таблица 3. Представительные химические и изотопные составы пород раннемезозойской Монголо-Забайкальской области

Компоненты	ДХ1734	БХ392	ГРХ4426	ИЛ2071	КРН001	КРН002	КРН003	КРН004
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	70.00	67.67	74.61	74.48	73.26	66.12	67.75	67.96
TiO <sub>2</sub>	0.50	0.60	0.29	0.06	0.18	0.57	0.46	0.50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.00	16.20	13.05	12.47	13.60	15.38	15.89	14.94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.20	0.40	1.05	0.49	0.50	0.57	0.38	0.39
FeO	0.72	1.69	1.67	1.79	1.80	3.50	3.23	3.59
MnO	0.07	0.10	0.05	0.06	0.05	0.08	0.06	0.08
MgO	0.72	1.34	0.19	0.16	0.17	2.16	1.02	1.42
CaO	1.82	2.45	0.81	0.58	0.83	3.12	2.73	2.91
Na <sub>2</sub> O	4.16	4.42	3.92	4.02	3.83	4.13	3.87	3.51
K <sub>2</sub> O	4.22	3.93	4.30	4.32	4.49	3.42	3.66	3.81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20	0.14	0.05	н.о.	0.07	0.13	0.11	0.11
П.п.п.	н.о.	0.40	0.34	0.70	0.54	0.33	0.33	0.31
Сумма	99.61	99.34	100.34	99.13	99.32	99.52	99.49	99.54
Cr	5	25	9	5	1	24	1	1
Ni	5	8	н.о.	5	1	25	2	6
Co	3	5	2	1	1	11	7	9
Sc	4	5	4	3	3	8	5	7
V	50	38	н.о.	50	7	47	19	37
Cu	6	8	н.о.	5	1	13	32	4
Pb	10	16	н.о.	17	24	14	12	13
Zn	47	59	н.о.	46	1	18	1	3
Rb	117	120	164	134	299	110	127	150
Cs	9	2	5	8	7	7	13	13
Ba	440	764	122	335	183	602	517	385
Sr	109	361	73	31	68	309	242	244
Ga	21	19	н.о.	18	20	18	19	17
Li	29	44	н.о.	45	53	51	42	63
Ta	1	1	1	2	2	1	1	1
Nb	9	9	11	11	16	6	6	7
Hf	2	1	10	5	5	3	3	3
Zr	52	48	270	127	126	98	89	84
Y	15	16	67	26	33	17	15	21
Th	8	8	57	23	28	14	10	19
U	1	1	7	3	3	3	5	3
La	20	36	106	33	55	44	29	50
Ce	40	79	173	58	112	84	55	90
Pr	5.9	8.5	н.о.	8.4	11.2	8.2	5.6	9.2
Nd	23	30	76	31	39	28	20	30
Sm	5.1	5.2	16.2	6.4	7.4	4.2	3.7	5.2
Eu	0.7	0.8	0.5	0.4	0.4	1.1	0.9	0.7
Gd	4.2	3.8	10.0	5.1	6.6	3.8	3.3	4.3
Tb	0.6	0.6	1.7	0.9	1.1	0.6	0.5	0.7
Dy	3.3	3.2	н.о.	5.0	5.8	3.2	2.8	3.7
Ho	0.6	0.6	н.о.	1.0	1.2	0.6	0.5	0.7
Er	1.6	1.6	н.о.	2.7	3.3	1.7	1.5	2.0
Tm	0.2	0.2	н.о.	0.4	0.4	0.3	0.2	0.3
Yb	1.5	0.7	4.5	2.9	3.1	1.6	1.5	2.0
Lu	0.2	0.1	0.6	0.4	0.4	0.3	0.2	0.3
Be	н.о.	2	н.о.	н.о.	7	3	4	3
δ <sup>18</sup> O, ‰	10.2	9.3	9.6	9.5	6.0	9.1	7.7	9.6
εNd	0.2	0.7	2.0	0.5	-0.3	-0.2	-0.5	-1.1

Таблица 3. Продолжение

Компоненты	КРН004/4	КРН005	КРН006	КРН007	КРН007/в	КРН008	АБД4423	АБД4425
	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub>	57.65	69.68	68.56	67.92	61.33	64.34	75.40	75.50
TiO <sub>2</sub>	0.78	0.52	0.45	0.49	0.79	0.60	0.01	0.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.68	15.23	15.18	15.03	17.88	15.31	12.94	13.04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.72	0.10	0.28	0.55	0.87	0.40	0.62	1.10
FeO	5.93	2.51	3.41	3.30	4.31	3.92	1.05	1.00
MnO	0.19	0.05	0.09	0.09	0.08	0.11	0.01	0.01
MgO	3.99	0.43	1.17	1.33	2.00	2.06	0.01	0.00
CaO	5.20	1.91	2.71	2.92	1.31	3.08	0.29	0.12
Na <sub>2</sub> O	4.73	4.62	3.30	3.79	4.49	3.79	4.76	4.81
K <sub>2</sub> O	1.61	3.97	4.06	3.80	4.61	3.57	4.09	3.89
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.19	0.14	0.10	0.11	0.19	0.14	н.о.	н.о.
П.п.п.	н.о.	0.34	0.20	0.24	1.53	2.17	0.20	0.12
Сумма	97.66	99.50	99.51	99.57	99.38	99.49	99.38	99.66
Cr	84	1	1	1	33	15	18	6
Ni	16	2	3	3	9	12	н.о.	н.о.
Co	16	4	6	8	7	10	1	1
Sc	18	2	5	7	12	10	1	1
V	84	19	0	32	83	30	н.о.	н.о.
Cu	3	2	2	1	3	6	н.о.	н.о.
Pb	2	17	15	17	20	10	н.о.	н.о.
Zn	63	10	4	5	44	26	н.о.	н.о.
Rb	145	128	139	141	119	129	669	1137
Cs	21	7	11	11	10	8	12	25
Ba	194	680	460	412	1040	585	100	100
Sr	200	377	239	235	300	263	34	35
Ga	21	22	15	17	21	18	н.о.	н.о.
Li	62	55	35	56	48	39	н.о.	н.о.
Ta	2	0	1	1	1	1	6	13
Nb	2	4	6	7	8	7	91	84
Hf	3	4	2	3	4	3	15	18
Zr	93	115	56	75	125	78	186	113
Y	53	6	19	23	26	17	266	330
Th	13	18	14	25	11	15	45	30
U	2	2	5	7	3	3	11	7
La	60	52	51	52	56	41	10	12
Ce	83	98	95	100	107	84	28	28
Pr	13.1	9.6	8.9	9.3	10.9	8.1	н.о.	н.о.
Nd	6	33	26	32	39	29	21	19
Sm	1.3	4.8	4.1	5.7	6.8	4.7	7.2	5.5
Eu	0.6	1.0	0.8	0.9	1.5	0.9	0.01	0.01
Gd	9.2	3.3	3.8	4.6	5.9	3.9	9.4	6.1
Tb	1.6	0.4	0.6	0.8	1.0	0.6	2.0	1.4
Dy	9.5	1.5	3.3	4.3	5.2	3.4	н.о.	н.о.
Ho	1.9	0.2	0.7	0.8	1.0	0.7	н.о.	н.о.
Er	5.8	0.6	2.1	2.5	2.9	1.8	н.о.	н.о.
Tm	1.0	0.1	0.3	0.4	0.5	0.3	н.о.	н.о.
Yb	6.3	0.4	2.0	2.5	2.9	1.6	13.8	15.7
Lu	1.0	0.0	0.2	0.4	0.5	0.3	2.3	2.8
Be	6	3	2	4	2	3	н.о.	н.о.
δ <sup>18</sup> O, ‰	8.7	10.3	9.0	9.3	10.8	8.8	н.о.	н.о.
εNd	-0.8	-0.2	-1.2	-1.0	-2.5	-1.4	н.о.	н.о.

Таблица 3. Продолжение

Компоненты	АБД4424	БН4452	ЖЖ4436	ЖЖ4427	ЖЖ4428	ЖЖ4430	ЖЖ4431	ЖЖ4432
	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO <sub>2</sub>	73.64	73.86	73.73	72.14	76.00	76.86	75.20	77.50
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.17	0.57	0.41	0.30	0.22	0.03	0.25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.38	13.16	14.82	14.25	12.86	11.73	12.76	12.09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.54	2.30	0.17	0.83	0.56	0.43	1.69	0.16
FeO	0.34	1.35	1.44	1.90	1.13	2.07	0.86	0.76
MnO	0.02	0.03	0.02	0.05	0.06	0.04	0.02	0.02
MgO	0.00	0.08	0.55	0.44	0.20	0.06	0.01	0.01
CaO	0.31	0.77	1.65	1.51	0.77	0.47	0.16	0.15
Na <sub>2</sub> O	4.70	3.70	5.70	3.69	3.55	3.52	4.38	4.24
K <sub>2</sub> O	4.04	4.55	1.30	4.62	4.52	4.57	4.44	4.08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.03	0.05	0.16	0.04	0.02	н.о.	0.01
П.п.п.	0.47	0.48	0.50	0.55	0.46	0.65	0.46	0.40
Сумма	100.47	100.48	100.50	100.55	100.46	100.65	100.01	99.67
Cr	25	4	7	5	3	н.о.	5	н.о.
Ni	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Co	3	1	3	4	2	8	1	1
Sc	1	6	3	6	4	2	1	1
V	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Cu	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Pb	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Zn	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Rb	656	341	25	184	317	598	801	688
Cs	14	16	2	15	23	37	17	12
Ba	100	109	103	419	133	101	100	100
Sr	34	48	321	144	66	41	34	36
Ga	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Li	93	52	н.о.	н.о.	н.о.	92	н.о.	н.о.
Ta	5	4	1	2	4	5	10	7
Nb	88	58	3	14	19	34	77	46
Hf	11	9	3	6	5	7	8	7
Zr	162	202	133	212	135	151	72	67
Y	261	197	15	36	55	214	283	190
Th	36	45	3	23	27	51	25	18
U	5	8	1	4	8	9	9	8
La	9	74	12	37	22	46	16	12
Ce	23	143	24	67	44	87	44	32
Pr	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Nd	17	75	14	34	25	46	36	24
Sm	5.7	19.0	3.6	7.9	6.6	11.2	12.8	7.9
Eu	0.02	0.4	0.6	0.8	0.3	0.2	0.01	0.01
Gd	9.0	17.6	1.6	4.7	4.8	10.0	13.3	7.1
Tb	1.8	3.4	0.2	0.7	0.9	2.0	2.7	1.5
Dy	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Ho	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Er	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Tm	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Yb	11.8	16.8	0.5	1.8	3.7	11.2	18.4	11.6
Lu	1.9	2.6	0.1	0.2	0.6	1.8	3.1	1.9
Be	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
δ <sup>18</sup> O, ‰	9.6	7.4	6.7	9.4	9.8	8.9	9.5	4.0
εNd	1.2	1.8	8.0	-0.5	-0.1	1.2	0.6	0.4

Таблица 3. Продолжение

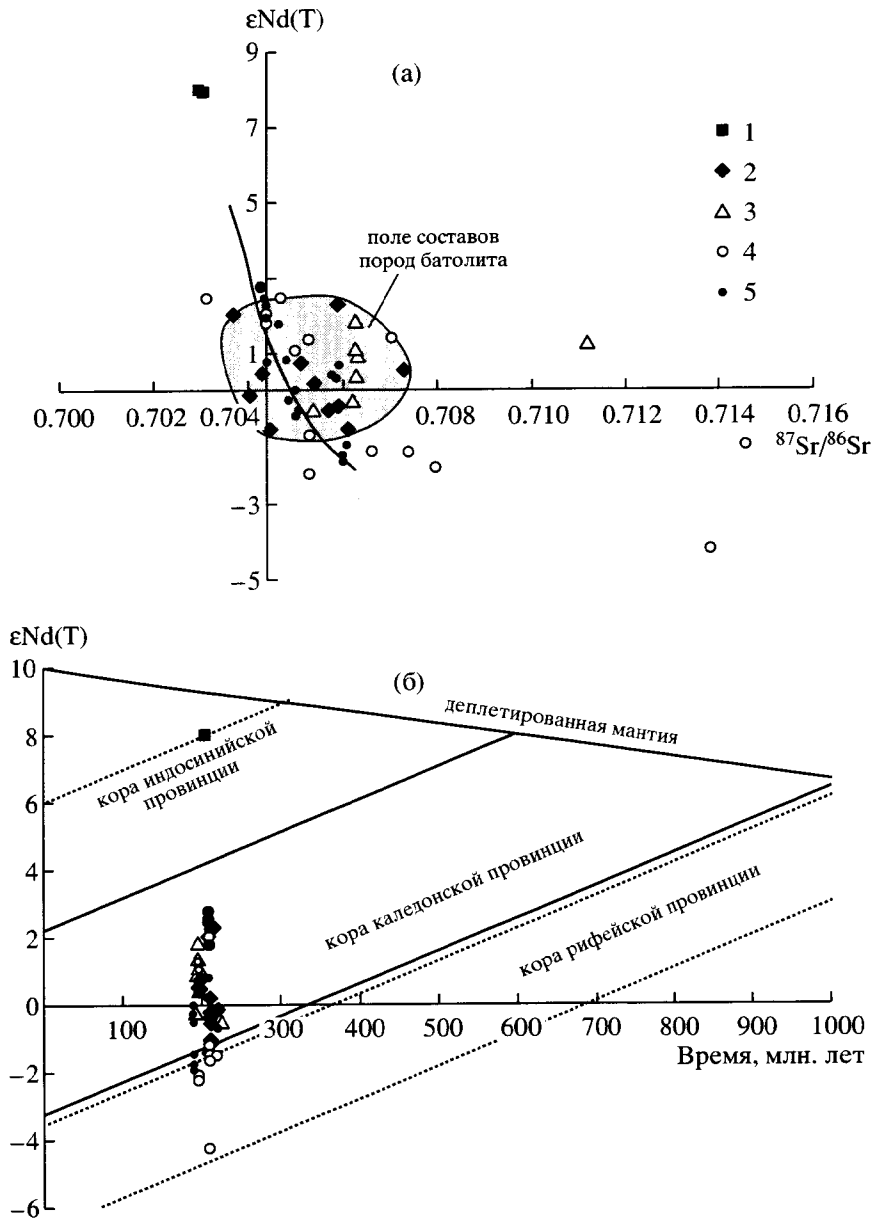
Компоненты	ЖЖ4433	ЖЖ4434	ХАР4486	ОХ7/12	ОХ7/13	ОХ7/14	ОХ7/5	ЦХ 1/19
	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO <sub>2</sub>	75.99	75.49	60.29	50.65	48.83	51.43	50.40	61.73
TiO <sub>2</sub>	0.32	0.01	0.64	2.02	1.96	1.91	1.66	1.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.68	14.04	16.41	16.54	15.93	15.86	20.07	16.91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.18	0.13	2.67	9.41	11.13	9.49	9.41	5.26
FeO	0.63	0.62	3.24	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
MnO	0.03	0.07	0.08	0.21	0.13	0.13	0.10	0.12
MgO	0.01	0.02	5.20	1.15	0.78	1.14	2.07	1.11
CaO	0.20	0.22	4.23	8.66	9.32	8.07	4.72	2.59
Na <sub>2</sub> O	4.84	4.04	4.06	3.75	3.45	3.47	6.46	5.73
K <sub>2</sub> O	4.11	5.34	2.95	2.19	2.37	2.11	1.81	4.25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.01	0.22	0.83	0.83	0.82	0.59	0.38
П.п.п.	0.29	1.07	0.71	4.81	5.43	5.52	3.21	н.о.
Сумма	100.29	101.07	100.71	100.22	100.16	99.95	100.50	99.21
Cr	6	2	64	56	66	71	14	н.о.
Ni	н.о.	н.о.	н.о.	23	32	29	9	н.о.
Co	1	1	18	22	28	24	16	н.о.
Sc	1	2	12	15	18	19	7	н.о.
V	н.о.	н.о.	н.о.	75	8	87	2	н.о.
Cu	н.о.	н.о.	н.о.	10	16	20	12	н.о.
Pb	н.о.	н.о.	н.о.	2	13	11	7	н.о.
Zn	н.о.	н.о.	н.о.	139	20	152	69	н.о.
Rb	597	2427	65	37	46	49	37	17
Cs	30	25	7	0	0	1	12	н.о.
Ba	101	102	767	635	695	74	743	882
Sr	41	36	433	721	672	743	779	33
Ga	н.о.	н.о.	н.о.	18	18	19	14	н.о.
Li	н.о.	н.о.	н.о.	11	17	2	22	н.о.
Ta	16	33	1	1	1	1	1	н.о.
Nb	34	221	5	16	18	17	9	15
Hf	9	10	5	6	7	7	4	1
Zr	151	12	140	147	222	198	11	424
Y	214	654	22	30	34	5	23	44
Th	17	14	12	3	4	4	2	9
U	16	5	2	2	1	1	1	н.о.
La	14	3	28	39	41	48	23	58
Ce	38	7	50	85	92	15	52	131
Pr	н.о.	н.о.	н.о.	1.4	11.2	13.2	6.6	14.2
Nd	30	5	24	41	45	52	27	60
Sm	10.4	1.4	5.5	7.7	8.3	9.8	5.2	11.2
Eu	0.02	0.03	1.2	2.0	2.1	2.3	1.6	3.0
Gd	10.4	1.1	4.5	7.6	7.6	9.1	5.3	9.3
Tb	2.2	0.3	0.7	1.9	1.1	1.4	0.8	8.2
Dy	н.о.	н.о.	н.о.	5.9	6.2	7.2	4.4	1.7
Ho	н.о.	н.о.	н.о.	1.1	1.3	1.4	0.9	4.4
Er	н.о.	н.о.	н.о.	2.8	3.2	3.7	2.3	0.7
Tm	н.о.	н.о.	н.о.	0.4	0.4	0.6	0.3	1.5
Yb	17.8	2.2	1.5	2.3	2.9	3.2	1.9	4.7
Lu	3.0	0.4	0.2	0.4	0.5	0.6	0.3	0.7
Be	н.о.	н.о.	н.о.	5	4	5	2	н.о.
δ <sup>18</sup> O, ‰	3.5	6.1	6.9	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
εNd	1.0	1.2	-0.4	-1.9	-1.7	-1.8	-1.4	1.8



Таблица 3. Окончание

Компоненты	ЦХ1/8	ДБ4718/1	ДБ4718/11	ДБ4718/12	ДБ4718/3	ДБ4718/5	ДБ4718/9
	33	34	35	36	37	38	39
SiO <sub>2</sub>	75.38	55.23	57.26	76.05	53.04	75.20	76.35
TiO <sub>2</sub>	0.29	1.46	1.69	0.21	2.17	0.17	0.20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.83	15.18	15.24	11.71	15.27	11.61	11.98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.08	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
FeO	н.о.	7.74	7.70	2.90	9.99	1.76	1.57
MnO	0.12	0.13	0.13	0.02	0.13	0.04	0.01
MgO	0.12	3.41	2.67	0.05	3.96	0.08	0.09
CaO	0.16	6.62	4.22	0.30	5.41	0.24	0.25
Na <sub>2</sub> O	3.84	2.94	4.16	3.66	3.10	4.06	3.37
K <sub>2</sub> O	4.80	1.72	2.28	4.53	2.78	4.16	4.96
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.47	0.52	0.08	0.83	0.02	0.11
П.п.п.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Сумма	99.64	94.91	95.86	99.51	96.67	97.33	98.90
Cr	н.о.	н.о.	н.о.	5	н.о.	5	5
Ni	7	н.о.	н.о.	5	н.о.	5	5
Co	7	21	16	1	27	1	1
Sc	н.о.	н.о.	н.о.	1	н.о.	2	1
V	2	н.о.	н.о.	50	н.о.	50	50
Cu	н.о.	н.о.	н.о.	5	н.о.	5	5
Pb	40	н.о.	н.о.	16	н.о.	26	18
Zn	130	н.о.	н.о.	63	н.о.	83	133
Rb	16	30	41	146	55	91	154
Cs	н.о.	н.о.	н.о.	1	н.о.	1	1
Ba	35	н.о.	н.о.	17	1950	39	26
Sr	30	693	780	9	1310	11	14
Ga	н.о.	н.о.	н.о.	28	н.о.	24	26
Li	48	н.о.	н.о.	6	н.о.	12	7
Ta	1	н.о.	н.о.	3	н.о.	2	3
Nb	28	н.о.	н.о.	43	н.о.	36	39
Hf	10	н.о.	н.о.	18	н.о.	14	18
Zr	787	171	238	658	246	502	626
Y	н.о.	29	28	76	40	57	65
Th	18	н.о.	н.о.	14	н.о.	16	13
U	4	н.о.	н.о.	4	н.о.	4	3
La	86	29	34	61	41	58	49
Ce	162	65	73	184	92	129	117
Pr	19.3	8.2	8.7	19.5	11.9	14.7	13.8
Nd	70	31	34	71	48	59	49
Sm	13.4	5.9	6.3	12.9	8.9	11.3	9.3
Eu	1.6	1.6	1.6	0.1	2.3	0.1	0.1
Gd	10.7	5.9	6.0	12.1	8.6	10.5	9.1
Tb	1.6	0.9	0.9	2.4	1.2	1.9	1.8
Dy	9.7	4.9	4.9	14.3	7.1	11.3	11.5
Ho	1.8	0.9	1.0	2.6	1.3	2.5	2.5
Er	5.7	2.8	2.9	7.6	3.8	7.8	7.6
Tm	0.9	0.4	0.4	1.3	0.5	1.3	1.3
Yb	5.6	2.2	2.4	8.6	3.3	7.8	7.8
Lu	0.9	0.3	0.3	1.3	0.5	1.2	1.2
Be	н.о.	4	2	н.о.	7	н.о.	н.о.
δ <sup>18</sup> O, ‰	н.о.	3.5	3.5	-4.2	4.5	5.4	3.5
εNd	2.1	0.4	0.4	1.4	0.7	1.1	1.4

Примечание. 1–14, 19–26 – пробы из гранитоидов Хентей-Даурского батолита (19–26 – пробы Жанчивланского массива); 15–18 – пробы Li-F гранитов из зоны “распыленного” магматизма; 27 – проба диоритов Хархоринского массива; 28–39 – пробы щелочных и бимодальных ассоциаций зоны “распыленного” магматизма; н.о. – не определялось.

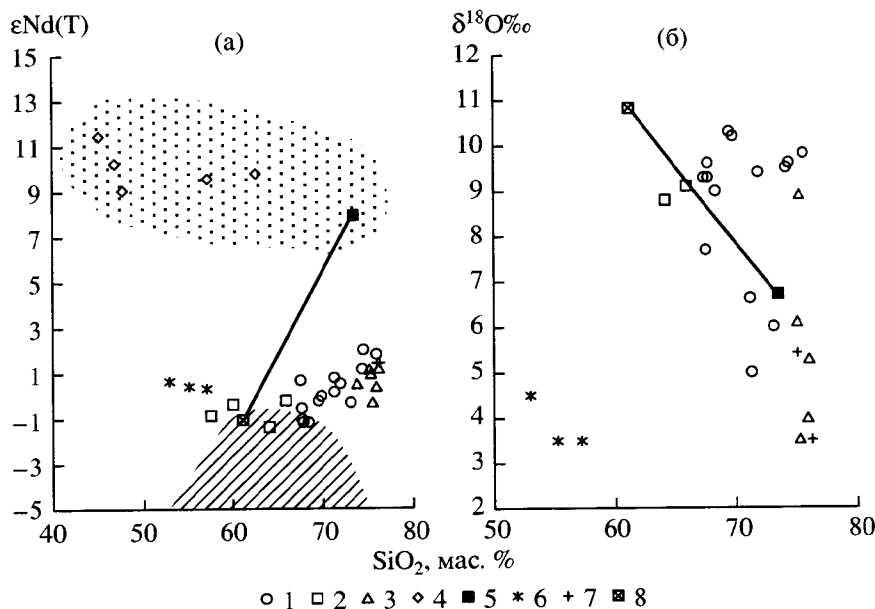


**Рис. 1.** Изотопные составы пород Монголо-Забайкальской магматической области на диаграмме  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ – $\epsilon\text{Nd}(T)$  (а) и  $\epsilon\text{Nd}(T)$ –возраст (б).

Жирная линия – линия корреляции составов базальтов (мантийный тренд). 1 – плагиограниты, 2 – гранитоиды Хентей-Даурского батолита, 3 – щелочные гранитоиды, комендиты, пантеллериты, 4 – литий-фтористые гранитоиды, 5 – базиты бимодальных и других внутриплитных ассоциаций.

сутствие составов гранитоидов между линией смещения ювенильного и осадочного компонентов и полем корреляции  $\epsilon\text{Nd}$ – $\text{SiO}_2$  (рис. 2а) свидетельствует в пользу модели переменной степени частичного плавления по сравнению с моделью различной степени дифференциации гранитоидных магм. Судя по максимальному сближению линии источников магм с областью наиболее основных составов гранитоидов, максимальная степень плавления источника, наиболее обогащенного

пелитовым компонентом, характерна именно для наиболее основных гранитоидов. С ростом кремнекислотности пород их источник становится немного богаче ювенильным компонентом и степень плавления его снижается. Это наиболее характерно для лейкогранитов и большинства литий-фтористых гранитоидов. Эти две разновидности гранитоидов близки по изотопному составу неодима, что свидетельствует о близости состава их источников и о возможной комагма-



**Рис. 2.** Зависимость изотопного состава неодима (а) и кислорода (б) от содержания кремнезема в магматических породах Монголо-Забайкальской области.

1 – гранитоиды батолита с содержанием  $\text{SiO}_2 > 67$  мас.%, 2 – гранитоиды батолита с содержанием  $\text{SiO}_2 < 67$  мас.%, 3 – литий-фтористые гранитоиды, 4 – некоторые составы магматических пород офиолитов, 5 – плагиограниты Жанчивланского плутона, 6 – базиты бимодальных ассоциаций, 7 – щелочные гранитоиды и комендиты бимодальных ассоциаций, 8 – состав ороговикованного кристаллического сланца Хентейского прогиба (КРН007/в в табл. 3). Прямая линия, соединяющая составы плагиогранитов и кристаллического сланца (пелита), определяет состав каледонской континентальной коры, сформированной при смешении упомянутых компонентов (Коваленко и др., 1996а). Точечное поле – составы магматических пород офиолитов, косая штриховка – поле составов осадочных пород (пелитов). Совокупность тех и других характеризует каледонскую континентальную кору Центральной Азии.

точности лейкогранитов и литий-фтористых гранитоидов (Коваленко и др., 1999а). Однако, как уже говорилось, этому противоречит различие возраста лейкогранитов стандартного и литий-фтористого типов Жанчивланского массива. Кроме того, сама геохимическая специфика литий-фтористых гранитов также предполагает существование специфического источника. Мы вернемся к этому вопросу при обсуждении распределения элементов-примесей в гранитоидах. Здесь же только отметим, что данное противоречие можно разрешить, предположив, что магмы литий-фтористых гранитов выплавлялись из реликтов каледонской коры, оставшихся после более раннего выплавления из нее магм лейкогранитов. В частности, для литий-фтористых гранитов предполагаются коровые источники, представляющие деплетированные гранулиты с участием слюд (Коваленко и др., 1999а).

Изотопный состав кислорода гранитоидов ядра раннемезозойского ареала также не противоречит предложенной выше модели их формирования. Подавляющее количество изотопных составов кислорода таких гранитоидов попадает в интервал величин  $\delta^{18}\text{O}$  между +8 и +10‰, который характерен для континентальной коры и выплавленной из нее магмы гранитов, практически

не затронутых вторичными процессами. Значение этого параметра между +6 и +7‰, характеризующие высокое содержание ювенильного компонента в свежих магматических гранитах, типичны для плагиогранитов Жанчивланского массива и диоритов Хархоринского массива. Примерно на линии, соединяющей эти два состава, лежат составы каледонской коры, представленные пелитовым компонентом – рассмотренными выше кристаллическими сланцами пробы КРН007/в (рис. 2б). На рисунке видно, что изотопные составы кислорода почти всех изученных гранитоидов попадают в интервал между ювенильным и пелитовым компонентом, что свидетельствует о вероятном смешении этих компонентов в источниках изученных гранитоидов. При этом, как и на рис. 2а, более богатый пелитовым компонентом источник был ответственен за выплавление гранодиоритов, а источник, обогащенный ювенильным компонентом (близкий к плагиограниту) – за выплавление лейкогранитов и литий-фтористых гранитоидов (рис. 2б). Два последних типа гранитов, судя по близким значениям параметра  $\delta^{18}\text{O}$ , образовались из сходных по изотопному составу кислорода источников. Для наиболее дифференцированных разностей литий-фтористых гранитов, представленных микроклин-альбитовыми с

лепидолитом разностями, отмечается понижение величины  $\delta^{18}\text{O}$ . Возможно, подобное поведение изотопной системы в процессе дифференциации связано с массовым фракционированием кварца, который по сравнению со средой кристаллизации богаче  $\delta^{18}\text{O}$  на 1–2‰ (Покровский, 2000) и, следовательно, способен обеспечить снижение величины  $\delta^{18}\text{O}$  в остаточном расплаве. Но не исключено также взаимодействие остаточных расплавов с флюидными системами, включающими метеорные воды.

Гранитоиды Жанчивланского района, как уже говорилось, характеризуются широкими вариациями величины  $\epsilon\text{Nd}$  (от +8 до <0), отвечающими изменению Nd-модельного возраста источников расплавов по двухстадийной модели  $T_{\text{Nd}}$  (DM-2st) от 330 до 1100 млн. лет (табл. 2, 3). Природа этих вариаций связывается нами с размещением гранитоидов в зоне столкновения бортов Джаргалантуинского раннемезозойского морского прогиба, сопровождавшегося субдукцией молодой раннемезозойской океанической коры. В современной структуре эта зона фиксируется Уландабинским структурным швом. Джаргалантуинский прогиб представлял западный аппендикс Монголо-Охотского океанического бассейна и в северо-восточном направлении раскрывался в область распространения триасовых морских комплексов Агинского прогиба. Наличие молодой ювенильной коры в основании Монголо-Охотского океанического бассейна предполагалось давно (Зоненшайн и др., 1990; Гусев, Песков, 1996; Zorin, 1999). Однако ее существование в Джаргалантуинском прогибе было подтверждено лишь при изотопном изучении плагиогранитов Жанчивланского района. Эти плагиограниты являются типичным представителем островодужных плагиогранитовых комплексов, в связи с чем ранее относились к магматическим образованиям ранних (палеозойских) стадий формирования коры региона. Как уже отмечалось, возраст этих пород оказался значительно моложе и отвечает концу позднего триаса. Петро- и геохимические характеристики пород действительно позволяют сопоставлять их с продуктами островодужного магматизма. Изотопные данные ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.703$ ,  $\epsilon\text{Nd} \sim +8$ ) показывают, что источником плагиогранитов являлась молодая базитовая кора, обладающая характеристиками MORB. Учитывая модельный возраст ее образования ( $T_{\text{Nd}}$  (DM-2st) – 336 млн. лет), а также то, что она подверглась островодужной переработке в конце триаса, в ходе которой сформировались плагиограниты, эта кора, по-видимому, возникла в результате индосинийской фазы тектогенеза (Коваленко и др., 1996а). Отметим, что до настоящего времени ювенильные океанические коры этого времени были известны на основании геологических данных только в пределах Солонкерской зоны Юж-

ной Монголии (Dergunov et al., 2001; Коваленко и др., 1996а) и в восточных частях Монголо-Охотского прогиба (Зоненшайн и др., 1990). По-видимому, эта кора слагала также основание Джаргалантуинского прогиба и была полностью субдуцирована в ходе его закрытия. Мы полагаем, что вариации изотопного состава других гранитоидов Жанчивланского района (табл. 2, рис. 1) в диапазоне между изотопными характеристиками этой молодой коры и коры, являвшейся источником большинства гранитов батолита, были вызваны возникшим в результате коллизии тектоническим совмещением в области плавления разных по составу (рис. 1) и, возможно, возрасту (изотопным характеристикам) коровых источников.

По периферии магматической области в пределах зон распыленного магматизма в составе магматических ассоциаций наряду с гранитоидами, включая щелочные и литий-фтористые, проявлены их вулканические аналоги (например, комендиты, пантеллериты, трахиты), а также базальты, образующие с вулканитами кислого состава бимодальные ассоциации. Базальты разных районов характеризуются изотопными составами Sr и Nd, которые на графике (рис. 1а) укладываются в линейную последовательность фигуративных точек, соответствующую тренду корреляции составов мантийных источников расплавов (mantle array). Эта последовательность составов в основном прослеживается через правые (обогащенные) квадранты изотопной диаграммы. В левом верхнем квадранте на ее продолжении располагается точка состава плагиогранитов Жанчивланского массива, отвечающая источнику MORB. Вправо вниз последовательность составов базальтов проходит через поле пород батолита. Очевидно, что гранитоиды и, следовательно, кора в целом не влияют на изотопные характеристики базальтов. Поэтому мы полагаем, что базальты, параметры которых отвечают правому нижнему квадранту диаграммы, формировались из обогащенных мантийных источников, характеризующихся, в первую очередь, повышенными содержаниями радиогенного стронция, то есть из источников, образованных при участии обогащенной мантии типа EMII (Ярмолук, Коваленко, 2000). В целом же, в соответствии с графиком (рис. 1а), составы базальтов магматической области определялись взаимодействием двух мантийных источников EMII и MORB (или HIMU).

Среди ассоциирующихся с базальтами щелочно-салических пород (комендитов и щелочных гранитоидов) распространены такие, которые характеризуются геохимическими и изотопно-геохимическими параметрами, близкими к таковым для базальтов, что позволяет рассматривать их как результат фракционирования единой базитовой магмы (Коваленко и др., 2001; Ярмолук и др.,

2001). Черты родства этих различных по составу пород можно увидеть на графике  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - \epsilon\text{Nd}$  (рис. 1а), на котором рядом расположенные точки составов базальтов и щелочно-салических пород указывают на тождество их изотопных (Sr, Nd) источников. Однако наряду с такими породами в составе ассоциаций обычно участвуют щелочные гранитоиды и комендиты, которые имеют иные изотопные характеристики. На примере бимодальных ассоциаций Западно-Забайкальской зоны нами было показано (Ярмолюк и др., 2001), что такого рода вариации описываются в рамках модели AFC (De Paolo, 1988) и связаны с коровой контаминацией продуктов дифференциации базальтовых расплавов. Эти два параллельно протекавших процесса – дифференциация и контаминация – в конечном итоге определили изотопную и геохимическую специфику щелочно-гранитоидных расплавов. Коровые компоненты этих магм оценены нами по характеристикам изотопных составов щелочных гранитов, наиболее контрастирующих с изотопными составами ассоциирующихся с ними базальтов. Параметры соответствующих гранитов вполне согласуются с изотопными характеристиками вмещающих блоков коры. Так, в образовании щелочно-салических пород Забайкальской зоны, наложенной на краевую часть рифейского микроконтинента, участвуют коровые источники (табл. 2) с характеристиками  $\epsilon\text{Nd} \sim -4$  и  $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) \sim 1300$  млн. лет, типичными для рифейской изотопной коровой провинции (рис. 1б) (Ярмолюк и др., 1999). Коровые компоненты щелочно-салических магматических пород Северо-Гобийской зоны отвечают каледонской изотопной провинции ( $\epsilon\text{Nd} \geq -1$  и  $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 870-1030$  млн. лет). Отметим, что изотопный состав Sr пород, возникших при участии корового компонента, обычно характеризуется широким разбросом значений  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ . Однако для этих пород типичны высокие отношения Rb/Sr, и, следовательно, их обогащение радиогенным  $^{87}\text{Sr}$  могло происходить еще на магматической стадии. Поэтому изотопный состав стронция таких пород далеко не всегда может служить оценкой изотопного состава коры.

Породы лейкогранитовых ассоциаций, в том числе с участием граносиенитов и литий-фтористых гранитов периферических зон области, характеризуются геологическими связями как с гранитоидами батолитового ядра, так и с мантийными магматическими породами. Изотопный состав Nd в этих породах незначительно варьирует и согласуется с изотопными параметрами коры тех Nd-изотопных провинций, в пределах которых сформировался тот или иной массив. Так, породы Абдарского и Багагазынского массивов характеризуются  $\epsilon\text{Nd} > 1$ , что типично для вмещающей их коры каледонской изотопной провинции. Хархоринский массив расположен в преде-

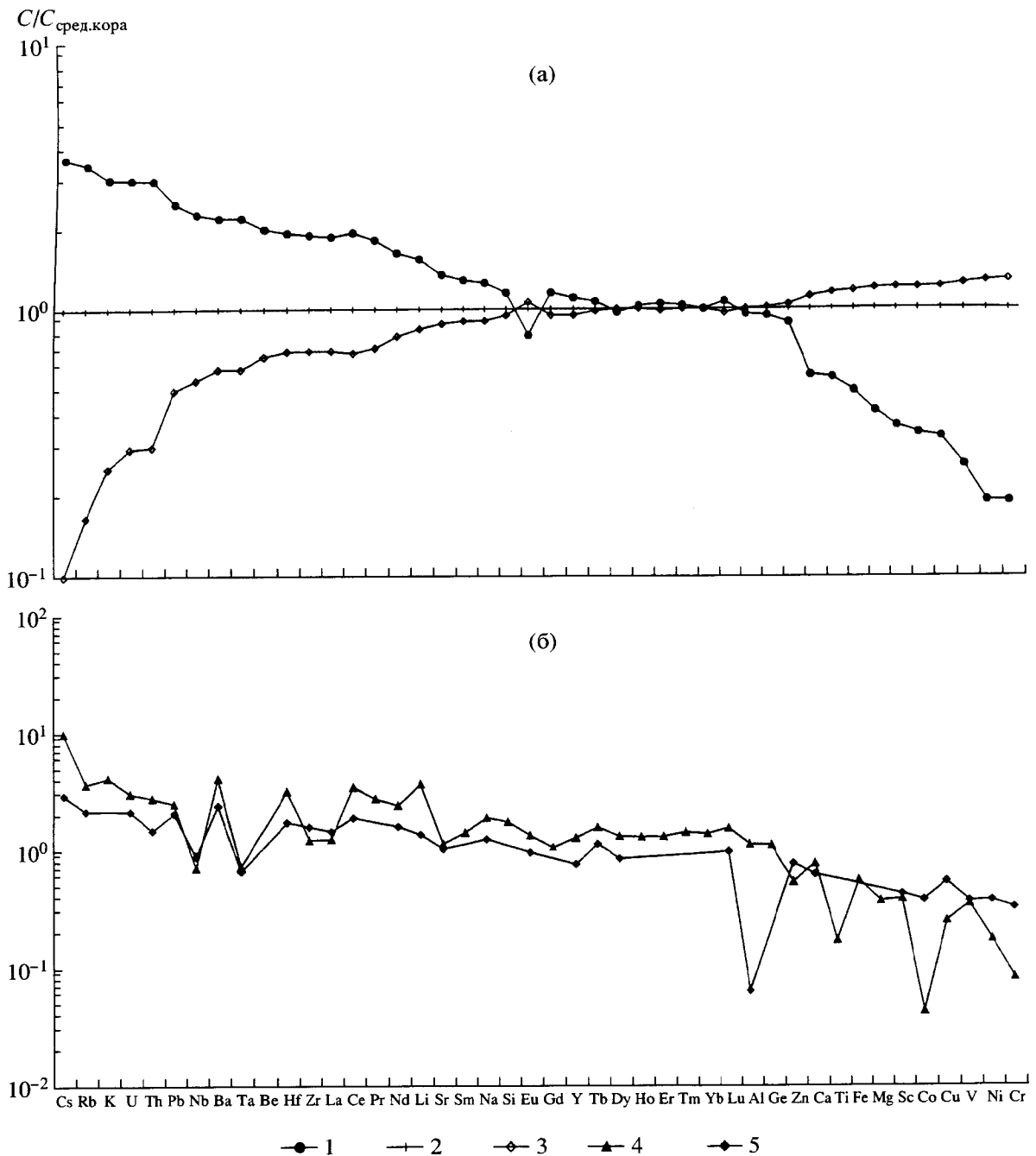
лах блока с “рифейской” корой, и его породы имеют соответствующий изотопный состав:  $\epsilon\text{Nd} < 0$ ,  $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) \sim 1100$  млн. лет.

По сравнению с изотопным составом Nd, изотопный состав Sr литий-фтористых гранитов характеризуется широким разбросом значений  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ . В этом отношении литий-фтористые граниты сближаются с щелочными гранитами и комендитами. Вариации изотопного состава связываются с высокой геохимической дифференцированностью пород, и в частности с обогащением остаточных расплавов Rb при резком обеднении Sr (Коваленко и др., 1999а). Величина Rb/Sr отношения в них достигает 1000 и более, вследствие чего за время кристаллизации расплава могло произойти его резкое обогащение радиогенным стронцием. Поэтому, как было показано ранее (Коваленко и др., 1997), изотопный состав этих пород часто не столько отражает состав исходных магм, сколько характеризует величину Rb/Sr и продолжительность кристаллизации расплавов, достигавшую, по нашим оценкам, первых сотен тысяч лет.

Завершая изотопно-геохимическую характеристику пород, отметим, что формирование магматической области происходило при участии двух групп источников магматических расплавов – коровых и мантийных. Мантийные источники контролировали магматическую активность в периферических зонах магматической области (или зонах распыленного магматизма). Их продуктами стали базальтовые и бимодальные базальт-комендитовые (со щелочными гранитами) ассоциации. Некоторые магмы этих ассоциаций контаминированы континентально-коровым материалом. Коровый магматизм доминировал в центральной части области, где определил формирование ее батолитового ядра. Источником гранитоидных расплавов служили главным образом коры местного формирования, которые по изотопным параметрам соответствуют каледонской и рифейской коровым изотопным провинциям, характерным для этой части Центральной Азии. Лишь в зоне закрытия Джаргалантуинского прогиба установлено участие в магнообразовании ювенильной океанической коры, отвечающей индосинийскому тектогенезу.

### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ И ИСТОЧНИКИ МАГМ

Оцененные на основе изотопных данных источники магм, участвующие в образовании зональной Монголо-Забайкальской раннемезозойской области, попытаемся также конкретизировать на основе распределения элементов-примесей в гранитоидах (табл. 3). Спайдерграммы дают возможность сравнения изучаемых объ-



**Рис. 3.** Спайдерграммы для средней (2), нижней (3) и верхней (1) континентальной коры по Тэйлору и Мак-Леннану (1988) (а), среднего состава континентальной коры Китая (5) и кристаллического сланца (пелита) Хентейского прогиба (4) (проба КРН007/в в табл. 3) (б).

ектов по всей имеющейся совокупности химических элементов. Максимальный петрологический смысл эти диаграммы имеют тогда, когда элементы расположены в порядке уменьшения их совместимости по отношению к источнику, т.е. в порядке увеличения комбинированных коэффициентов распределения элементов при анатексисе источников. Почти все предложенные в литера-

туре последовательности элементов на спайдерграммах базируются на характере их совместимости с мантией. Для нашего случая, когда источником магм, по крайней мере, для гранитоидов батолитового ядра области была континентальная кора, необходимо использовать степень несовместимости элементов именно с континентальной корой. Насколько нам известно, такая после-

довательность элементов не была предложена в литературе. Мы попытаемся восполнить этот пробел, используя те же методы, которые приняты для системы “континентальная кора + деплетированная мантия = примитивная мантия” (Hofman, 1988). Допускается, что верхняя континентальная кора образовалась при анатексисе средней континентальной коры с реститовым характером нижней континентальной коры и что степень накопления элементов в верхней коре и степень деплетирования нижней коры пропорциональны степени несовместимости этих элементов по отношению к средней коре. Этот принцип реализован на рис. 3а, где последовательность элементов определяется мерой снижения степени их накопления в верхней коре или увеличения комбинированных коэффициентов распределения по отношению к источнику (средней коре). На этой спайдерграмме последовательность тяжелых редкоземельных элементов, попадающих почти на горизонтальный участок спайдерграммы, принята обычной в соответствии с постепенностью изменения их свойств. Согласно данной диаграмме степень несовместимости элементов по отношению к средней коре падает в следующей последовательности:

$Cs > Rb > K = U = Th > Pb > Nb = Ba = Ta > Be > Hf =$   
 $= Zr = La = Ce > Pr > Nd > Li > Sr > Sm > Na > Si =$   
 $= Gd > Y > Tb = Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Al, Ga >$   
 $> Zn > Ca > Ti > Fe > Mg > Sc > Co, Cu > V > Ni, Cr.$

На рис. 3б показаны нормированные к средней континентальной коре средний состав континентальной коры Китая, пространственно сближенной с рассматриваемым регионом, и состав кристаллических сланцев пробы КРН007/в из осадочных пород Хентейского прогиба. В целом характер распределения химических элементов в этих двух составах похожий, за исключением общего несколько пониженного содержания большинства элементов в среднем составе коры Китая по сравнению с составом кристаллического сланца. Возможно, это связано с “разбавлением” состава коры Китая карбонатами. Не случайно в последней намечается максимум содержания кальция.

Степень несовместимости элементов к средней коре мы проконтролировали также по степени их накопления в верхней коре по отношению к элементу, комбинированный коэффициент которого при анатексисе средней коры близок к нулю и который практически не имеет сродства к летучей фазе в гранитоидных системах. В качестве такого элемента мы приняли ниобий, содержания которого всегда возрастают как в процессах корового анатексиса, так и в процессах кристаллизационной дифференциации гранитоидных магм, а также слабо поддаются влиянию вторичных

флюидных процессов. На рис. 4 показана степень накопления элементов в верхней коре по отношению к ниобию. Степень несовместимости элементов к средней коре при образовании верхней коры и по этому методу оказывается близкой к показанной на рис. 3а. В связи с этим последовательность элементов на спайдерграммах для различных типов гранитоидов раннемезозойской тектономагматической области ЦАСП принята такой, какая показана на рис. 3а и приведена выше в тексте.

Судя по данным табл. 3, представляющей наиболее типичные составы пород рассмотренных в первой статье (Коваленко и др., 2003) зон Монголо-Забайкальской области, существует отчетливая корреляция концентраций многих химических элементов (в том числе породообразующих) с содержанием кремнезема в гранитоидах ареала. Эта корреляция обычная и характерная для гранитоидов вообще: с ростом кремнекислотности гранитоидов ядра ареала в них падают содержания титана, железа, марганца, магния, кальция, фосфора, увеличиваются содержания калия, проходят через максимум концентрации глинозема и натрия. Обычно такая корреляция объясняется либо процессами фракционирования темноцветных минералов, а затем и полевых шпатов из более основной магмы (например, гранодиоритовой), либо снижением степени частичного плавления источника (или источников) гранитоидных магм, при котором растет содержание в магме кремнезема и калия, а большая часть темноцветных минералов и частично полевых шпатов сохраняются в источнике (рестите). Согласно представленным выше изотопным данным (рис. 2а), рост кремнекислотности гранитоидных магм отражает смену состава источников и снижение степени их плавления. Если считать, что существенную роль в источнике гранитоидов, судя опять же по изотопным данным (рис. 2а), играли осадки Хентейского прогиба (обр. КРН007/в, табл. 3), то ближе всего к этому источнику по породообразующим компонентам оказываются наиболее меланократовые и наименее кремнекислые гранитоиды гранодиорит-гранитового состава, что свидетельствует о наиболее высокой степени плавления осадков при их образовании. Все более кремнекислые гранитоиды ядра ареала отдаляются по составу от осадков, сохраняя в источнике, как уже упоминалось, все большее количество темноцветных минералов и полевых шпатов. При этом доля ювенильного плагиигранитового или дацитового компонента в наиболее кислых гранитоидах достигает 25–30% состава источника, в наименее кислых гранодиорит-гранитовых породах доля ювенильного компонента близка к нулю, а степень плавления близка к единице.

Аналогичный вывод следует из корреляции содержаний элементов-примесей и кремнезема в

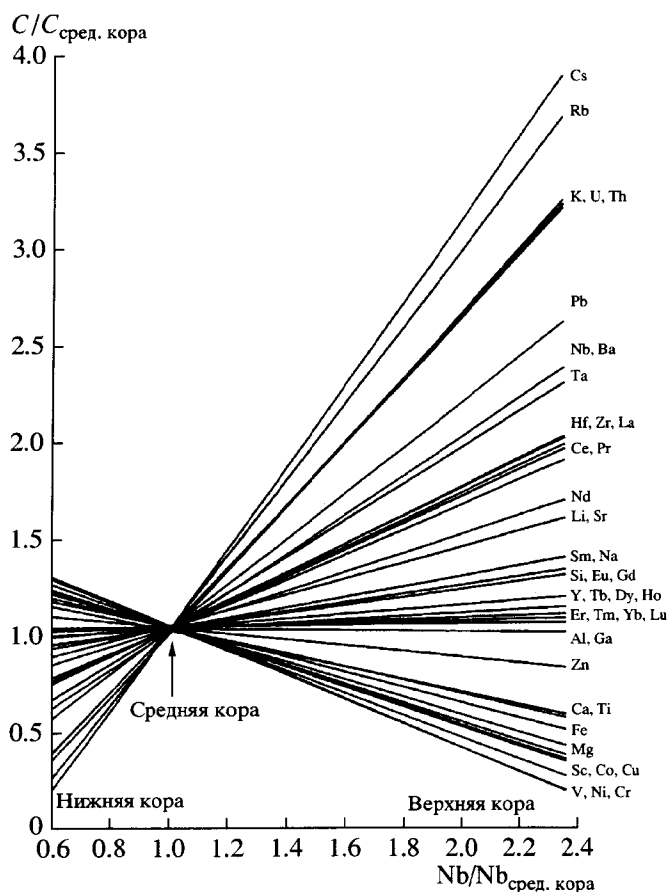


Рис. 4. Соотношение нормированных к средним содержаниям континентальной коры содержаний элементов-примесей с ниобием.

Порядок элементов сверху вниз отвечает уменьшению их степени несовместимости со средней континентальной корой.

гранитоидах ядра: при росте кремнекислотности в гранитоидах растут содержания Rb, Cs, Hf, Y, PЗЭ. По распределению элементов-примесей наиболее близки к осадкам опять же гранитоиды гранодиорит-гранитового состава батолитового ядра, что свидетельствует о наибольшей степени плавления источника именно для этих гранитоидов.

Теперь рассмотрим распределение элементов-примесей в гранитоидах центрального батолитового ядра и периферии (зона распыленного магматизма) области на графиках корреляции концентраций элементов с концентрациями ниобия (рис. 5), по соотношению несовместимых элементов (рис. 6), а затем на спайдерграммах с обоснованным выше порядком элементов (рис. 7). Графики рис. 5 и 6 имеют принципиальное значение для оценки соотношений несовместимых для гранитоидной магмы элементов, которые находятся в равновесии с минералами источника и должны быть близки к их соотношениям в источнике гранитоидов. Для этой оценки используется выражение (Hofman, 1997)

$$C_1/C_2 = [(D_2(1-F) + F)/(D_1(1-F) + F)](C_{1,0}/C_{2,0}), (1)$$

где  $C_1$  и  $C_2$  – концентрации элементов в расплаве,  $C_{1,0}$  и  $C_{2,0}$  – концентрации их же в источнике,  $D_1$ ,  $D_2$  – комбинированные коэффициенты распределения элементов между твердыми фазами источника и расплавом,  $F$  – доля расплава в системе. Если  $D_1, D_2$  близки к нулю (несовместимые по отношению к коре элементы),  $F$  близко к единице (очень высокая степень плавления источника) или  $D_{1,2} \ll F$ , то соотношение элементов в магме приближается к их соотношению в источнике (Hofman, 1997).

На рис. 5, 6 приведено сравнение соотношений несовместимых с корой элементов в гранитоидах батолитового ядра области (исключены литий-фтористые граниты, гранитоиды разделены по содержанию кремнезема на группы с  $\text{SiO}_2 < 67$  мас.% и  $\text{SiO}_2 > 67$  мас.%) с соотношениями этих элементов в плагиогранитах, дацитах островодужных офиолитов (точечное поле), представляющих, как было показано выше, ювенильный компонент каледонской континентальной коры, и в



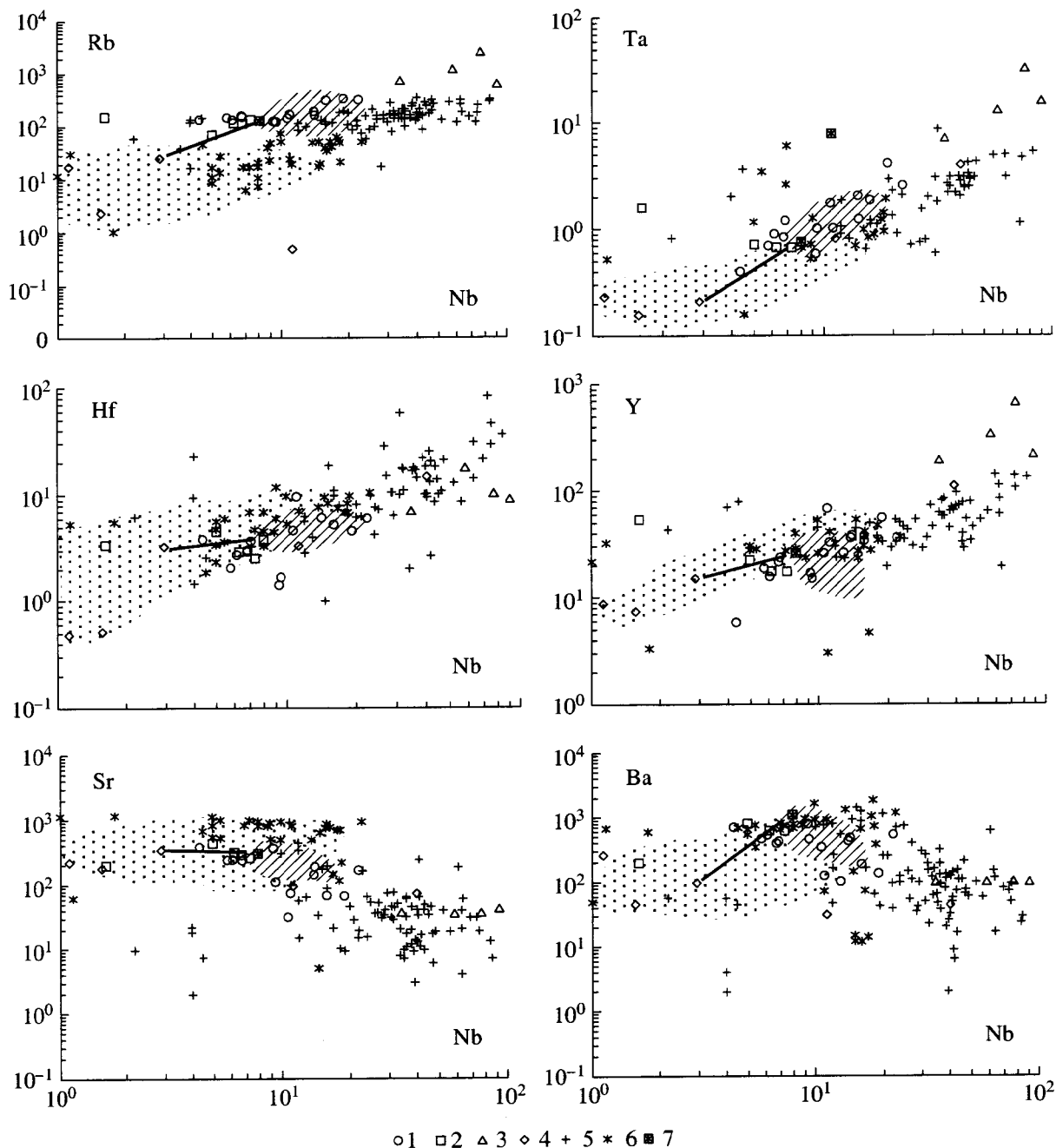


Рис. 5. Соотношение содержаний элементов-примесей с ниобием. Условные обозначения см. на рис. 2.

осадках офиолитов и кристаллических сланцах, представляющих пелитовый компонент этой коры (косо заштрихованное поле).

Распределение ниобия относительно породообразующих компонентов в гранитоидах батолитового ядра характеризуется резкой положительной корреляцией с кремнеземом и калием в области 0–20 ppm ниобия, такой же резкой, но отрицательной корреляцией с титаном, глиноземом, железом, марганцем, магнием, кальцием и фосфором. Отмеченные отрицательные корреляции имеют в первом приближении логарифмический характер: резкий спад в области низких концентраций ниобия и постепенное выполаживание линий корреляции в области высоких содержаний ниобия. Как и в случае корреляции породообразующих компонентов с кремнеземом, ближе всего к составу осадочных пород (пелитов), включая осадки Хентейского прогиба, оказываются наиболее основные и наименее кремнекислые породы гранодиорит-гранитового состава, что свидетельствует о наиболее высокой

осадках офиолитов и кристаллических сланцах, представляющих пелитовый компонент этой коры (косо заштрихованное поле).

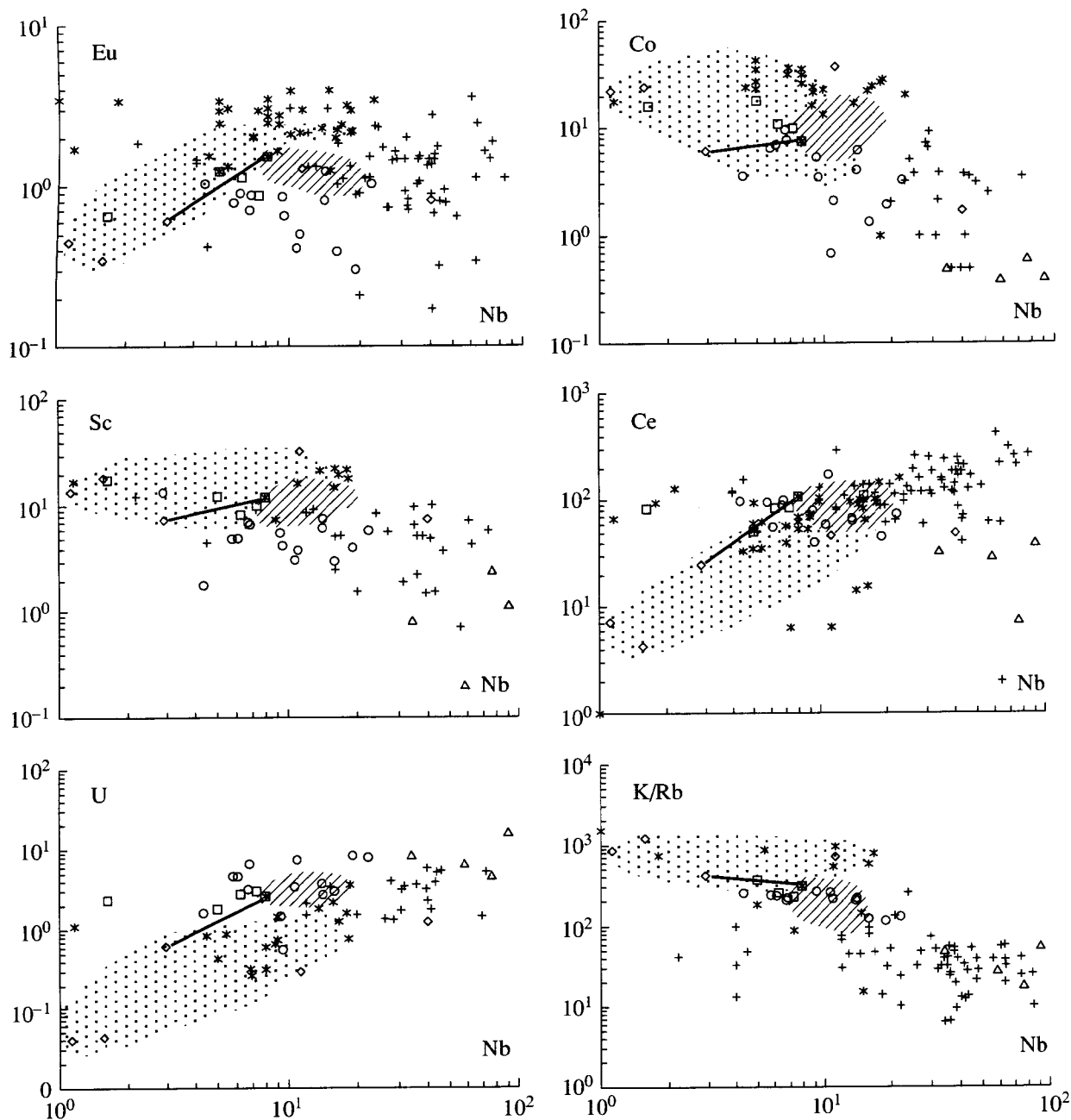
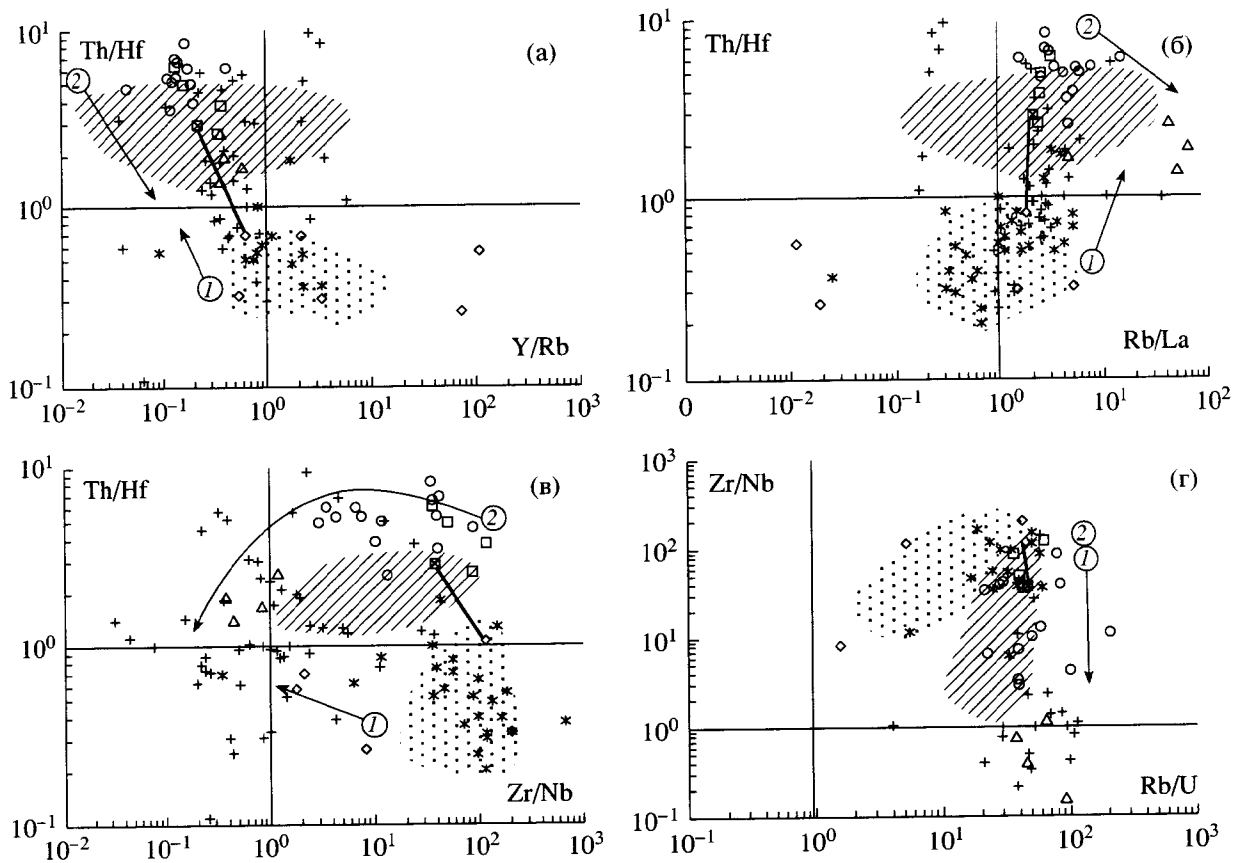


Рис. 5. (Окончание).

степени плавления источника их магм. Гранитоиды батолитового ядра резко отличаются от осадков по содержанию кальция (табл. 3): осадки и каледонская кора региона значительно беднее кальцием, чем гранитоиды гранодиорит-гранитового батолитового ядра. Это может быть объяснено только наличием в источнике магм последних резко обогащенного кальцием компонента. Скорее всего, таким компонентом в источнике плавления магм могли быть карбонатные породы, небольшая доля которых в источнике доста-

точно для объяснения повышенных концентраций кальция в гранитоидах батолита. Как и в случае корреляции породообразующих компонентов с кремнеземом, распределение породообразующих компонентов и ниобия не противоречит модели снижения степени частичного плавления упомянутого выше источника гранитоидных магм, состоящего из пелитового и небольшой доли карбонатного компонентов каледонской коры ЦАСП, по мере роста в магмах кремнезема.

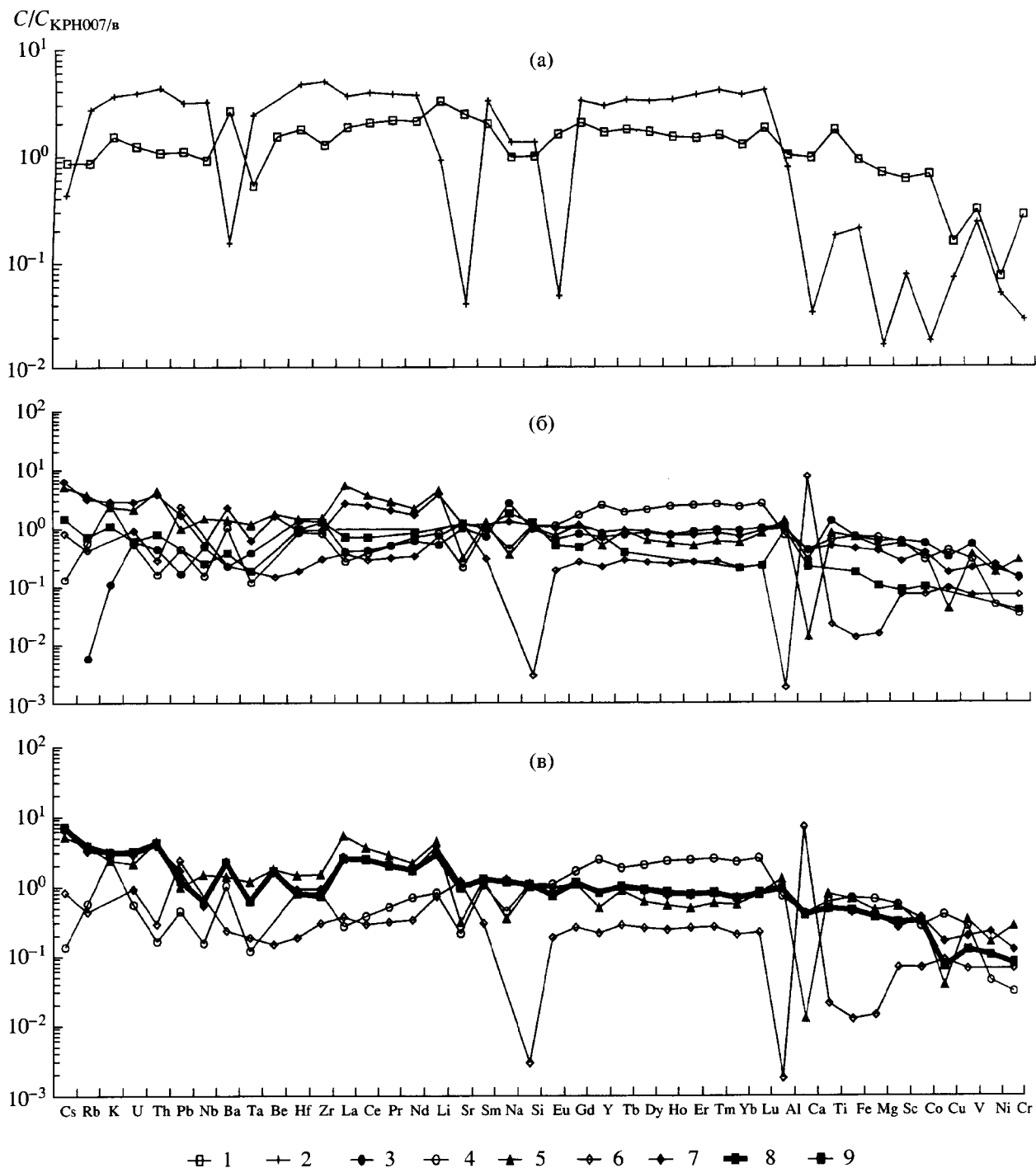


**Рис. 6.** Составы магматических пород области на диаграмме в координатах “отношение–отношение” элементов-примесей.

Стрелками показано направление дифференциации магм или уменьшение их степени плавления, цифры в кружках: 1 – направление дифференциации мантийных бимодальных ассоциаций (базальт-комендит-щелочногранитовых), 2 – направление дифференциации или уменьшение степени плавления гранитоидов. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

Корреляция элементов-примесей с ниобием в гранитоидах батолитового ядра ареала показана на рис. 5. Такие несовместимые для континентальной коры элементы, как рубидий, свинец, тантал, гафний, иттрий, имеют прямую корреляцию с ниобием (рис. 5а), в которой участвуют и составы источника (в первую очередь осадков). Соотношения этих элементов с ниобием в гранитоидах батолитового ядра в соответствии с уравнением (1) в первом приближении близки к их соотношениям в источнике. Это подтверждается прямолинейной корреляцией концентраций этих элементов с ниобием во всех типах гранитоидов и в осадках источника (рис. 5а). По-видимому, общая для всех типов гранитоидов корреляция обусловлена низкими величинами комбинированных коэффициентов распределения рассматриваемых элементов между источником и магмами, в связи с чем отношения этих элементов в магмах при разной степени плавления источников или дифференциации должны выравниваться. Соотношения с ниобием таких элементов, как стронций, ба-

рий, европий и группы железа (Cr, Co, Sc, Cu), в отличие от упомянутых выше, отвечают отрицательной зависимости. Эти отрицательные корреляции, как уже отмечалось для FeO, MnO, MgO, CaO, в первом приближении имеют логарифмический характер, то есть отражают резкий спад содержания этих элементов в области низких концентраций ниобия и постепенное выполаживание линий корреляции в области высоких содержаний ниобия. Подчеркнем близость значений соотношений этих элементов с ниобием в рассматриваемых гранодиоритах батолита и их источнике. В более кремнекислых гранитоидах значения отношения рассматриваемых элементов к ниобию снижаются в связи с уменьшением степени плавления их источника (или увеличением степени дифференцированности для литий-фтористых гранитоидов) и соответствующим изменением минерального состава рести́та в источнике и комбинированного коэффициента распределения рассматриваемых элементов между рести́том и магмой. Как и для породообразующих



**Рис. 7.** Спайдерграммы составов магматических и осадочных пород.

(а) – базальты и комендита Дашибалбарского массива Северо-Гобийской зоны Монголо-Забайкальской области; (б) – пелиты, карбонатные породы, дациты и плагиогранит; (в) – то же, что и (б), совместно с составом гранодиорита КРН008 (табл. 3).

1 – базальт, 2 – комендит, 3, 4 – осадки офиолитов, 5 – пелиты, 6 – карбонатные породы Русской и Китайской платформ (Ронов, Мигдисов, 1996), 7 – дацит каледонского офиолита, 8 – гранодиорит КРН008 (табл. 3), 9 – плагиогранит (табл. 3).

компонентов, здесь можно говорить о постепенном увеличении в рестите темноцветных минералов и плагиоклаза по мере снижения степени плавления источника. Отметим, что аналогичное поведение характерно для  $K/Rb$  отношения в зависимости от содержания ниобия (рис. 5б).

Поведение  $U$ ,  $Th$ , легких и тяжелых РЗЭ (рис. 5б) в зависимости от содержания ниобия также сходно в породах гранодиорит-гранитового состава и в источнике (в первую очередь представленном осадками). При этом соотношение легких РЗЭ к ниобию снижается в наиболее кремнекислых гранитоидах, возможно, за счет сохранения в минералах рестита легких РЗЭ. Отношение тяжелых РЗЭ, как и иттрия, к ниобию сохраняется в целом во всех гранитоидах, кроме литий-фтористых, близким к таковому в их источнике. Такое поведение не противоречит высказанным выше выводам.

Прежде чем перейти к анализу спайдерграмм (рис. 7), кратко рассмотрим положение составов гранитоидов на диаграммах соотношений различных элементов (рис. 6). Для этого подобраны соотношения таких элементов, которые наиболее контрастно характеризуют осадочный и ювенильный компоненты каледонской континентальной коры, являющейся главным источником гранитоидов батолитового ядра. Мы используем соотношения  $Th/Hf-Y/Rb$ ,  $Th/Hf-Rb/La$ ,  $Zr/Nb-Rb/U$ ,  $Zr/Nb-Th/Hf$  (рис. 6). На этом рисунке выделим левый верхний "коровый" квадрант составов и нижние "мантийные" квадранты. Практически все гранитоиды батолитового ядра магматической области концентрируются в "коровом" квадранте, и в первую очередь в области пелитовых осадков. К "мантийному" квадранту, наоборот, тяготеют составы магматических и осадочных пород офиолитов и многие составы бимодальных базальт-комендит-щелочногранитных ассоциаций периферических зон области. При этом поле составов многих кислых членов бимодальных ассоциаций практически совпадает с полем составов базитовых членов, что подтверждает, как и изотопные данные, генетическую связь между ними. Можно было бы считать, что общая вытянутость поля составов бимодальных ассоциаций периферии области обусловлена увеличением степени дифференцированности их магм. Но этому противоречит появление базальтов в области наиболее дифференцированных составов, наряду с кислыми агпайтовыми породами. В связи с этим для объяснения вытянутости поля составов бимодальных ассоциаций целесообразнее привлечь модель смешения компонентов (рис. 6а). При этом коровый и мантийный компоненты могли смешиваться как в ходе ассимиляции коры базитовыми магмами, так и при рециклинге корового вещества в мантии. Некоторые составы щелочных гранитоидов Брянского массива попадают в

область коровых источников, что согласуется с изотопными данными (Ярмолюк и др., 2001). Таким образом, из рис. 6а видно, что источниками гранитоидов батолитового ядра служили в основном осадочные толщи типа пелитов, а для бимодальных ассоциаций или щелочных гранитоидов периферии области источником была смешанная мантия типа DM (или HIMU) + EMII + примесь континентальной коры (Коваленко и др., 2001).

Литий-фтористые гранитоиды на рис. 6а также близки к области составов осадков. Общая вертикальная вытянутость поля их составов, скорее всего, обусловлена снижением в них  $Th/Hf$  отношения в процессе дифференциации.

Сделанные выше выводы об источниках различных типов магматических пород подтверждаются и другими графиками (рис. 6в–6г). Несмотря на то, что на этих графиках поля мантийных и коровых (осадочных) источников могут частично перекрываться, на них отчетливо видно влияние дифференциации магм на вариации состава литий-фтористых гранитов и пород бимодальных ассоциаций (рис. 6г).

По соотношениям калия, рубидия, цезия, тантала, гафния, легких РЗЭ и фтора с ниобием, характеризующим состав источника, гранитоиды отклоняются от среднего состава континентальной коры в сторону вмещающих батолит кристаллических сланцев, что свидетельствует о существенном участии последних в источнике гранитоидов. В связи с этим нормирование составов гранитоидов на спайдерграммах мы производим по составу ороговикованных кристаллических сланцев образца КРН007/в в табл. 3.

На рис. 7 показаны: (а) – составы типичных базальтов и комендитов бимодальных ассоциаций периферических рифтогенных зон на примере обрамления Дашибалбарского массива щелочных гранитов; (б) – компоненты источников магм гранитоидов батолита: составы осадочных пород (пелитов) рифея Баян-Хонгорской зоны и осадочных пород, переслаивающихся с магматическими породами офиолитов Озерной зоны, средний состав карбонатных пород Русской и Китайской платформ, а также составы кислых магматических пород офиолитовых комплексов (дацитов и плагиогранитов); (в) – состав гранодиоритов пробы КРН008 (табл. 3) Хентей-Даурского батолитового ядра области в сравнении с охарактеризованными выше породами источника. Для базальтов бимодальных рифтогенных ассоциаций периферии области типичен состав внутриплитных базитов при отсутствии ниобиевого минимума и при наличии титанового, бариевого и стронциевого максимумов. Для связанных с этими базальтами комендитов общее содержание большинства элементов, кроме группы железа, повышенное, однако отмечаются глубокие мини-

мумы бария, стронция, европия, кальция, магния, кобальта и хрома (рис. 7а), что характерно для глубоко дифференцированных магм с фракционированием полевых шпатов, темноцветных минералов, окислов железа. Именно такое фракционирование типично для остаточных кислых дифференциатов, образованных из исходных базитовых магм.

Составы осадочных пород (рис. 7б), нормированные по составу образца КРН007/в, заметно варьируют. Осадки офиолитов ближе по составу к обр. КРН007/в, чем пелиты позднего рифея Баян-Хонгорской зоны. Последние не сильно отличаются от ороговикованного кристаллического сланца Хентейского прогиба. На спайдерграмме рис. 7в видно также, что наименьшие отклонения от единицы или от состава ороговикованного кристаллического сланца Хентейского прогиба имеют наиболее распространенные для батолитового ядра породы (на примере образца КРН008) гранодиорит-гранитового состава (см. также в табл. 3 образцы КРН002 с  $\text{SiO}_2 < 67$  мас. %, КРН003, КРН006, КРН007 с  $\text{SiO}_2 \sim 67$  мас. %). Более богатые кремнеземом гранитоиды батолитового ядра гораздо более дифференцированы по разным элементам, что свидетельствует либо о влиянии на их состав процессов кристаллизационной дифференциации, либо об их образовании при более низких степенях плавления по сравнению с породами гранодиорит-гранитового состава. Несомненно, процессы кристаллизационной дифференциации интенсивно проявлены в литий-фтористых гранитоидах (Коваленко и др., 1999а). Об этом свидетельствует близость изотопного состава неодима и стронция во всех разновидностях этих гранитоидов (см. выше), а также максимальный разброс (накопление и деплетирование) концентраций элементов. Наиболее дифференцированные разности гранитоидов (с наиболее высокими содержаниями ниобия и с низкими величинами калий-рубидиевого отношения) характеризуются обогащением несовместимыми элементами (Rb, Cs, Ta, Hf, Na, Li, Y, Th, U, Be, Pb, наиболее тяжелыми РЗЭ, фтором) и деплетированием совместимыми с нижней континентальной корой элементами (Ti, Fe, Mg, Ca, P, Sc, Ba, Sr, Zr, Eu, легкими РЗЭ, элементами группы железа). При этом подчеркнем, что степень несовместимости элементов при дифференциации литий-фтористых гранитоидов меняется даже по сравнению с коровым анатексисом: совместимыми становятся легкие РЗЭ, стронций, барий, калий, цирконий за счет фракционирования или участия в источнике полевых шпатов, циркона и других аксессуарных минералов.

Судя по спайдерграмме рис. 7в, наименее дифференцированные гранитоиды гранодиорит-гранитового состава, слагающие батолит, ближе всего по составу к ороговикованным кристалличес-

ким сланцам Хентейского прогиба. Для них отмечаются в целом немного более низкие содержания большинства элементов по сравнению с кристаллическими сланцами, за исключением небольших максимумов урана, тория, кальция и иногда меди, никеля и бериллия. Содержания породообразующих элементов в этой группе гранитоидов практически совпадают с их содержаниями в кристаллических сланцах, что может свидетельствовать в пользу предположения о высокой (близкой к единице) степени их плавления из кристаллических сланцев. Слегка пониженные содержания в них большинства элементов-примесей могут быть объяснены двояко: либо произошло неполное плавление сланцев, либо в источнике не учтен компонент, резко обедненный большинством элементов-примесей. Значительное обогащение рассматриваемых гранитоидов кальцием указывает на то, что таким дополнительным компонентом в источнике, как уже упоминалось выше, наряду с кристаллическими сланцами, могли быть карбонатные породы, являющиеся типичными для континентальной коры. Карбонаты могли не только обогащать источник кальцием, но и разубоживать его в отношении большинства элементов-примесей.

## ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

В соответствии с полученными результатами можно говорить, что формирование магматического ареала Монголо-Забайкальской области происходило в течение ~38 млн. лет в период между 228 и 190 млн. лет (Коваленко и др., 2003), причем магматическая активность более или менее синхронно проявлялась по всей площади ареала. Важно подчеркнуть, что этот интервал определил возрастные рамки Хентей-Даурского гранитоидного батолита, одного из крупнейших в Азии, для которого впервые получены надежные датировки U-Pb методом по цирконам. Таким образом, доказывается раннемезозойский возраст всего многообразия слагающих батолит гранитоидов от гранодиоритов до лейкогранитов и литий-фтористых редкометалльных гранитоидов. Синхронно с формированием батолита по его периферии в зонах распыленного магматизма протекала магматическая активность, результатом которой стали вулканические и вулканоплутонические ассоциации и массивы гипабиссальных гранитоидов, среди которых преобладают породы субщелочного и щелочного рядов (щелочные гранитоиды, комендиты, пантеллериты), в том числе их бимодальные ассоциации с базитами. Структуру этих зон определяют системы магматических поясов вдоль продольных разломов и связанных с ними даек, а также грабены, впадины и сопряженные с ними горсты и поднятия. По своему строе-

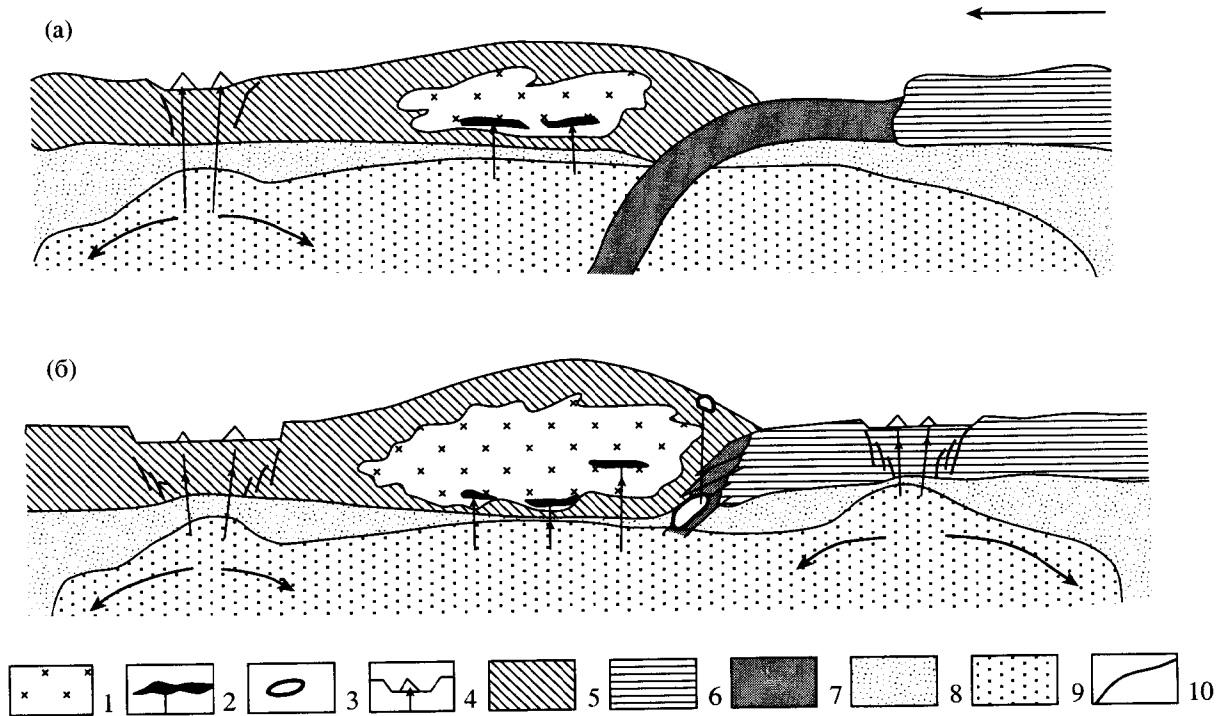


Рис. 8. Модель формирования раннемезозойской Монголо-Забайкальской магматической области в условиях столкновения литосферных блоков над мантийным плюмом: (а) – перед закрытием Джаргалантуинского прогиба, (б) – после закрытия, стрелками показаны направления движения вещества в плюме.

1 – область палингенеза и батолитообразования; 2 – синплутонические интрузии базитов; 3 – плагиограниты и очаг их зарождения; 4 – зоны рифтогенного магматизма; 5–7 – типы коры: 5 – континентальная к северу от Джаргалантуинского прогиба; 6 – то же к югу от прогиба; 7 – ювенильная кора Джаргалантуинского прогиба; 8 – мантия; 9 – “горячая” мантия плюма; 10 – разломы.

нию и составу магматических ассоциаций эти зоны характеризуются как рифтогенные. Следует напомнить, что в пределах ЦАСП широко распространены позднепалеозойские рифтовые структуры (Ярмолюк, Коваленко, 1991; Kovalenko et al., 1995; Коваленко и др., 1999б; Dergunov et al., 2001) и что высказывались представления об их преемственном, унаследованном из позднего палеозоя характере развития на протяжении раннего мезозоя (Занвилевич и др., 1985). Однако геохронологические исследования однотипных, но разновозрастных щелочно-гранитовых и бимодальных рифтогенных ассоциаций Северной Монголии и Западного Забайкалья показали, что позднепалеозойские и раннемезозойские их проявления пространственно и структурно разобщены (Ярмолюк и др., 2001), что свидетельствует о независимости их развития. Таким образом, полученные геохронологические данные по гранитоидам Монголо-Забайкальской области определенно доказывают синхронность образования раннемезозойских магматических ассоциаций Хентей-Даурского гранитоидного батолита, слагающего центральную часть области, и рифтогенных магматических ассоциаций, окаймляющих батолит с севера, запада и юга, т.е. доказывают зональную

структуру области. Другими словами, несомненные пространственные и временные связи зон раннемезозойского рифтогенного магматизма (или зон распыленного магматизма) между собой и с Хентей-Даурским батолитом заставляют искать причину их возникновения в общей картине магматических, корообразующих и геодинамических событий раннего мезозоя.

Таким образом, специфика геодинамического режима формирования раннемезозойской области состоит в синхронном проявлении зонально распределенных условий растяжения (периферическая система рифтовых зон) вокруг центральной области сжатия (сводового поднятия и батолитового ядра). На наш взгляд, причина возникновения подобной контрастной тектонической обстановки связана с разноглубинным – литосферным и подлитосферным – размещением источников соответствующих усилий (рис. 8). Так, **внутрилитосферная обстановка** сжатия, сопровождавшаяся батолитообразованием, была вызвана коллизией Центрально-Гобийского блока, который с юга ограничивал Джаргалантуинский прогиб, с Сибирским континентом, определявшим северную границу прогиба. Еще в раннем

триасе этот прогиб, по-видимому, имел размеры, значительно превосходившие современные (Zogin, 1999). Об этом свидетельствует возрастание в пределах прогиба к северу “мористости” его триасовых отложений (Мезозойская и ..., 1975). На это указывает также то, что, согласно изотопным данным, при закрытии Джаргалантуинского прогиба в процессах магмообразования принимала участие молодая ювенильная океаническая кора, следы которой в современной структуре Хентея отсутствуют. Закрытие прогиба происходило, по-видимому, с полным поглощением его ювенильного основания в обстановке субдукции (рис. 8а) и завершилось столкновением обрамлявших прогиб бортов. Судя по наличию раннесреднетриасовых морских отложений в прогибе, а также плагиогранитов в Жанчивланском районе с возрастом 207 млн. лет, закрытие прогиба и коллизия его бортов происходили практически в то же время, что и образование батолита. Изотопный состав пород батолита, а также распределение в них элементов-примесей в основном отвечают составу вмещающих его раннекаледонских коровых источников Хентейского прогиба, и, следовательно, весьма вероятно, что образование гранитов было связано с процессами анатексиса, охватившего обширную зону в области коллизионного столкновения. Изотопные данные и распределение элементов-примесей в гранитоидах батолита также указывают на то, что ведущую роль в источнике гранитоидов играли терригенные осадки Хентейского прогиба, степень плавления которых при образовании наиболее основных гранодиоритов батолита была близка к единице. Судя по наличию кальциевого максимума в гранитоидах батолита (рис. 7б), к терригенным осадкам в источнике гранодиоритов добавлялись в небольшом количестве известняки, а также ювенильные магматические породы каледонских офиолитов. Последние фиксируются по изотопии неодима и кислорода (рис. 2) в наиболее кислых гранитоидах батолита (лейкогранитах и литий-фтористых гранитах). По соотношению элементов-примесей в гранитоидах различие между источниками гранодиоритов и лейкогранитов не отмечается (рис. 6). Но по всем признакам для гранитоидов батолита главным источником были осадочные породы модифицированной каледонской континентальной коры (рис. 2, 6, 7). Модификация последней заключалась в том, что в процессе ее эволюции, начиная от раннего палеозоя, когда каледонская континентальная кора была только что сформирована, и до раннего мезозоя, доля докаледонского сиалического компонента в ней возрастала, а доля ювенильного компонента убывала либо за счет возрастающего размыва окружающих континентальных масс, либо за счет тектонического скупивания при не-

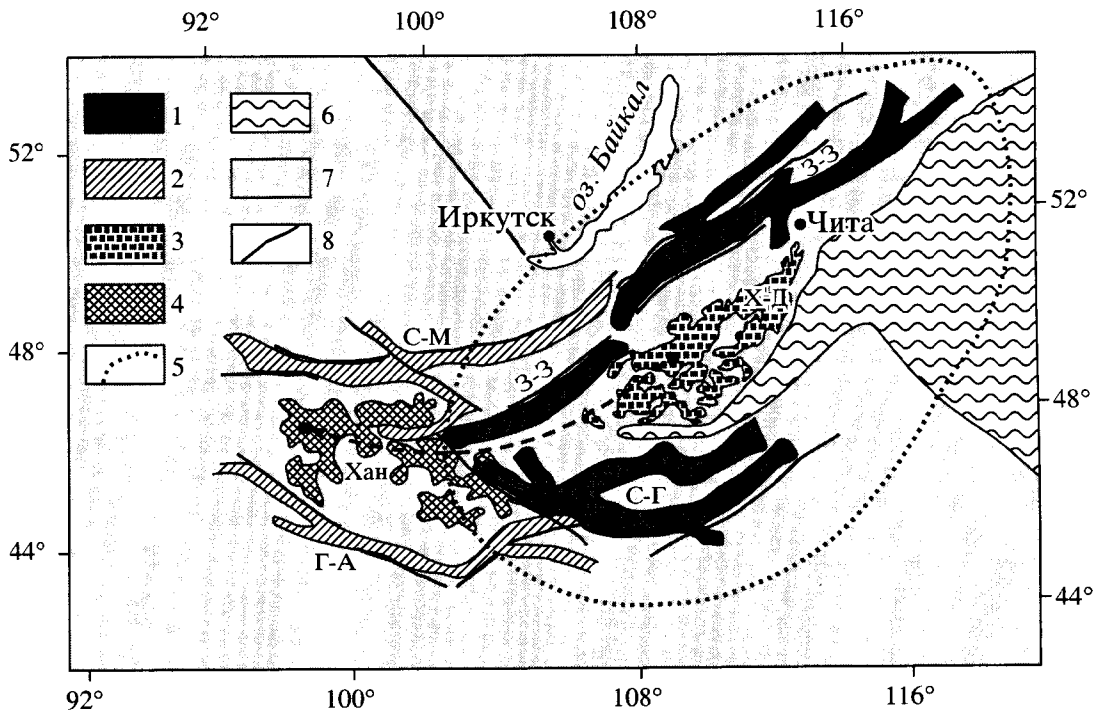
однократной коллизии рифейской коры микроконтинентов и ювенильной коры каледонид.

Доля частичного плавления осадочных пород при образовании все более кислых и более поздних гранитоидов батолита, видимо, снижалась. Если принять комбинированный коэффициент распределения ниобия между источником и расплавом равным нулю, а исходные содержания ниобия в источнике и магне равными содержаниям этого элемента в образцах КРН007/в и ЖЖ4428 (наиболее богатый ниобием лейкогранит батолита в табл. 3), то минимальная степень плавления осадочных пород при образовании лейкогранитовых магм составит 0.75–0.60.

Как уже говорилось, литий-фтористые гранитоиды имеют величины  $\epsilon_{Nd}(T)$  близкие к таковым для лейкогранитов. Однако в Жанчивланском массиве те и другие породы заметно оторваны друг от друга во времени, в связи с чем литий-фтористые граниты, по крайней мере, этого массива не могли образоваться при дифференциации лейкогранитовых магм. Нами ранее было показано, что литий-фтористые граниты, скорее всего, выплавлялись из реликтов коры после экстракции из нее более ранних гранитовых магм (Коваленко и др., 1999а). Соответственно суммарная (включающая все эпизоды частичного плавления кристаллического сланца КРН007/а) степень плавления источника не превышает 0.4–0.5. Напомним также, что по изотопному составу неодима гранитоиды батолита отнесены к  $\epsilon(+)$ - и  $\epsilon(-)$ -гранитам (Коваленко и др., 1996а) в зависимости от доли ювенильного и древнего сиалического компонентов в источнике.

Результатом воздействия *подлитосферного источника* растяжения стало образование рифтовых зон, сопровождавшихся мантийным базальтовым и бимодальным, в том числе щелочногранитовым, магматизмом. Рифтовые зоны обрамляют батолитовое ядро ареала (рис. 9) и характеризуются достаточно однородным изотопным составом мантийных расплавов, указывающим на существование в раннем мезозое смешанных источников: DM (HIMU) + EMII, возможно, с примесью, как уже упоминалось, континентальной коры (Коваленко и др., 2001, 2002). Этот факт позволяет полагать, что магматический ареал, занимающий территорию около 1500 × 800 км, отвечал проекции крупного подлитосферного источника магматических расплавов или мантийного плюма. Следовательно, плюм воздействовал на все основание магматической области, и в частности на коллизионную зону (рис. 8б). В пределах последней в условиях сжатия мантийные расплавы не могли проникнуть к поверхности и, вероятно, поднимались не выше уровня низов коры. Однако, являясь носителем глубинного тепла, они должны были стимулиро-





**Рис. 9.** Схема размещения раннемезозойского и позднепалеозойского зональных магматических ареалов в южном обрамлении Сибирской платформы.

Как следует из рисунка, одинаково построенные разновозрастные ареалы смещены относительно друг друга на ~800 км, что соответствует вращению континента над мантийным плюмом по часовой стрелке.

1–2 – рифтовые зоны: 1 – раннемезозойские, 2 – позднепалеозойские; 3–4 – батолиты: 3 – раннемезозойский (Хентей-Даурский), 4 – позднепалеозойский (Хангайский); 5 – проекция мантийного плюма; 6 – морской бассейн; 7 – континент, 8 – разломы.

Рифтовые зоны: раннемезозойские – 3-3 – Западно-Забайкальская, С-Г – Северо-Гобийская; позднепалеозойские – С-М – Северо-Монгольская, Г-А – Гоби-Алтайская; батолиты – Х-Д – Хентей-Даурский, Хан – Хангайский.

вать процессы анатектического плавления коры. По-видимому, подтверждением участия мантийных расплавов в образовании гранитоидов батолита могут служить синплутонические базиты, слагающие его ранние фазы, а также диориты Хархоринского массива, имеющие изотопный состав кислорода, характерный скорее для мантии, чем для континентальной коры (табл. 3). Мы полагаем, что коровый анатексис под влиянием подлитосферных источников тепла стал ответственным также за образование гранитоидов лейкогранитовых ассоциаций (литий-фтористых и лейкогранит-граносиенитовых) в периферических зонах магматической области. Эти гранитоиды, ассоциирующие с проявлениями бимодального и щелочно-гранитового магматизма, имеют вещественные характеристики, близкие к параметрам соответствующих гранитоидов батолита, и, следовательно, формировались из коровых источников. Относительно небольшие размеры соответствующих массивов, очаговый характер проявления, а также резко выраженная лейкогранитовая специализация обусловлены, как уже го-

ворилось выше, относительно малыми степенями плавления и, как следствие, обогащенностью выплавов лейкократовыми и литофильными компонентами.

Появление мантийного плюма в основании Монголо-Забайкальской магматической области следует рассматривать в общем контексте геологической истории региона. Подробно этот вопрос обсуждался в работах (Коваленко и др., 1999б; Ярмолюк и др., 2000, 2002). Здесь напомним, что внутриплитная активность в позднем палеозое и раннем мезозое Центральной Азии была связана с мантийным плюмом, перекрытым южным краем позднепалеозойского Северо-Азиатского континента. В ходе этого перекрытия зона внутриплитной активности последовательно на протяжении перми перемещалась вглубь континента, и в поздней перми процессы рифтогенеза охватили территорию Центральной Монголии (Ярмолюк, Коваленко, 1991). В раннем мезозое характер движения литосферной плиты изменился, и, вследствие ее вращения по часовой стрелке, над мантийным плюмом оказались ее участки, отве-

чающие территориям Западного и Восточного Забайкалья и Северо-Восточной Монголии (Ярмолук и др., 2000). Эта часть континента в раннем мезозое была охвачена коллизионными процессами, вызванными сближением Сибирского и Северо-Китайского континентов, и поэтому взаимодействие плюма и континентальной литосферы происходило на фоне литосферного столкновения. В результате возник рассмотренный нами зональный Монголо-Забайкальский магматический ареал. Перемещение литосферной плиты над центром мантийного плюма, проекция которого зафиксирована позднепермским Хангайским и раннемезозойским Хентейско-Даурским батолитами (на рис. 9 показано дугой со стрелкой), происходило в западном направлении в течение примерно 20 млн. лет (между 250 и 230 млн. лет). Амплитуда перемещения составила около 800 км, и, следовательно, вращательное движение этой части плиты происходило со скоростью около 4 см/год. Того же порядка смещение устанавливается и для соответствующих по возрасту ареалов щелочно-гранитового-бимодального магматизма в обрамлении обоих батолитов. Таким образом, возникновение зонально построенных магматических ареалов (позднепермского и поздне триасового-раннеюрского) мы связываем с динамикой взаимодействия южного края Северо-Азиатского континента и устойчиво функционировавшего мантийного плюма. С этим выводом согласуются данные об изотопно-геохимической однородности источников базитовых расплавов в позднепалеозойских и раннемезозойских внутриплитных магматических ассоциациях (Ярмолук, Коваленко, 2000).

Отметим также, что развитие магматической области, по имеющимся геохронологическим данным, завершилось примерно 190 млн. лет назад, что указывает на прекращение взаимодействия плюма и литосферы региона. Палеогеографические реконструкции показывают, что примерно с этого времени территория Северной Азии начала быстрое перемещение к востоку. По-видимому, в результате этого Монголо-Забайкальская область оказалась как бы сорванной с плюмового основания, что и стало причиной прекращения магматической деятельности (Ярмолук и др., 2000). По времени это событие совпало с началом процесса дробления раннемезозойской Пангеи, и в частности с расколами в Центральной Атлантике (между 200 и 175 млн. лет) и между Восточной и Западной Гондваной (~185 млн. лет), и выталкиванием континентов из области раскола (Scotese, 1994).

## ВЫВОДЫ

1. Формирование батолита и периферических зон растяжения происходило синхронно, но при

участии разных источников магматических расплавов. Гранитоиды батолита возникли в результате анатексиса пород коры. Источником или протолитом для них служили в основном осадочные породы раннекаледонской континентальной коры Хентейского прогиба. Эта кора представляла смесь ювенильного компонента (каледонские офиолиты) и докаледонского сиалического (осадочного) компонента. С увеличением кремнекислотности гранитоидов батолита, судя по изотопным составам неодима и кислорода, несколько возрастала доля ювенильного компонента в источнике, а также снижалась степень плавления источника. При формировании наиболее основных для батолита гранодиоритов степень плавления осадков источника была близка к единице.

2. В зоне Джаргалантуинского прогиба, на продолжении которого установлены плагиограниты, по изотопным данным фиксируется наличие океанической коры ( $\epsilon Nd = +8$  с модельным возрастом  $T_{Nd} (DM-2st) = 330$  млн. лет), образованной в ходе индосинийского тектогенеза. Прогиб в современном его виде фиксирует зону столкновения континентальных глыб. Синхронность процессов столкновения и возникновения в пределах зоны его влияния батолита определяет важную роль коллизии в образовании гранитового ядра магматической области. Плавление коры в условиях коллизии стало возможным благодаря тепловому воздействию на нее мантийного плюма.

3. Магматизм периферических рифтогенных зон области протекал при ведущем участии мантийных расплавов, продуктом которых стали базальтовые и бимодальные базальт-командитовые с щелочными гранитоидами ассоциации пород. Однако в образовании щелочных гранитоидов северного обрамления батолита участвовал также коровый материал, который контаминировал мантийные расплавы и их дифференциаты, и в результате возникали значительные вариации изотопных составов щелочных гранитоидов даже в пределах одного (например, Харитоновского) массива. В строении периферических зон широко проявлены также субщелочные гранитоиды – граносиениты, лейкограниты, литий-фтористые граниты. Полученные и пока немногочисленные изотопные характеристики этих пород свидетельствуют об их образовании за счет коровых источников. Пространственная и возрастная сопряженность этих пород с проявлениями мантийного магматизма позволяет предполагать, что, по-видимому, их материнские расплавы образовались под влиянием теплового воздействия мантийных магм на породы коры и последующего их анатексиса.

4. Формирование магматической области в целом стало результатом взаимодействия подлитосферных и внутрилитосферных процессов, отве-

чающих соответственно мантийному плюму и зоне континентальной коллизии, возникшей в результате закрытия Джаргалантуинского прогиба. За пределами области коллизии воздействие плюма на литосферу вело к образованию зон растяжения и проникновению мантийных расплавов к поверхности. В пределах зоны коллизии мантийные расплавы, по-видимому, не поднимались выше низов коры. Их тепловое воздействие на породы коры вызывало масштабный анатексис и в конечном итоге определило образование батолита.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 03-05-65041, 00-05-72011, 01-05-65267, 00-15-98628, 02-05-64191, 02-05-64196).*

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гусев Г.С., Песков А.И. Геохимия и условия образования офиолитов Восточного Забайкалья // Геохимия. 1996. № 8. С. 723–738.
- Занвилевич А.Н., Литвиновский Б.А., Андреев Г.В. Монголо-Забайкальская щелочногранитоидная провинция. М.: Наука, 1985. 232 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Т. 2. М.: Недра, 1990. 334 с.
- Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В. и др. Источники магм и изотопная (Sr и Nd) эволюция редкометалльных Li-F гранитоидов // Петрология. 1999а. Т. 7. № 4. С. 401–429.
- Коваленко В.И., Кузьмин В.И., Антипин В.С. Мезозойский магматизм Монголо-Охотского пояса и его возможная геодинамическая интерпретация // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 7. С. 93–107.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd изотопные данные // Геохимия. 1996а. № 8. С. 14–30.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Коробразующие процессы и структура коры и мантии при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. 1999б. № 3. С. 21–41.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Царева Г.М. и др. Влияние дифференциации магм редкометалльных литий-фтористых гранитов на первичный изотопный состав стронция (на примере Югодзырского массива, Монголия) // Докл. РАН. 1997. Т. 351. № 1. С. 85–87.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Пухтель И.С. и др. Магматические породы и источники магм офиолитов Озерной зоны (Монголия) // Петрология. 1996б. Т. 4. № 5. С. 453–495.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Иванов В.Г. Источники магм щелочных гранитоидов и связанных с ними пород внутриплитных магматических ассоциаций Центральной Азии // Докл. РАН. 2001. Т. 377. № 5. С. 672–676.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Владыкин Н.В. и др. Эпохи формирования, геодинамическое положение и источники редкометалльного магматизма Центральной Азии // Петрология. 2002. № 3. С. 227–253.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др. Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектоно-магматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: геологическая характеристика и изотопная геохронология // Петрология. 2003 (в печати).
- Коваль П.В. Региональный геохимический анализ гранитоидов. Новосибирск: НИЦ ОИИГМ, 1998. 487 с.
- Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975. 305 с.
- Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. М.: Наука, 2000. 227 с.
- Ронов А.Б., Мигдисов А.А. Количественные закономерности строения и состава осадочных толщ Восточно-Европейской платформы и Русской плиты и их место в ряду древних платформ мира // Литология и полезные ископаемые. 1996. № 5. С. 451–475.
- Тэйлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 379 с.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Геохимические и изотопные параметры аномальной мантии Северной Азии в позднем палеозое–раннем мезозое (данные изучения внутриплитного базитового магматизма) // Докл. РАН. 2000. Т. 375. № 4. С. 525–530.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. Nd-изотопная систематика коровых магматических протолитов Западного Забайкалья и проблема рифейского корообразования в Центральной Азии // Геотектоника. 1999. № 4. С. 3–20.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3–29.
- Ярмолюк В.В., Литвиновский Б.А., Коваленко В.И. и др. Этапы формирования и источники щелочногранитоидного магматизма Северо-Монгольского-Забайкальского рифтового пояса в перми и триасе // Петрология. 2001. Т. 9. № 4. С. 350–380.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др. Тектоно-магматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо-Забайкальской области // Геотектоника. 2002. № 4. С. 42–63.
- De Paolo D.J. Neodymium isotope geochemistry: An introduction. New York: Springer-Verlag, 1988. 67 p.
- Dergunov A.B., Kovalenko V.I., Ruzhentsev S.V., Yarmolyuk V.V. Tectonics, Magmatism, and Metallogeny of Mongolia.

London and New York: Routledge. Taylor and Francis Group, 2001. P. 288.

*Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 87. P. 249–265.

*Hofman A.W.* Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature.* 1997. V. 385. № 16. P. 219–229.

*Hofman A.W.* Chemical differentiation of the Earth: The relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 90. P. 297–314.

*Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 67. P. 137–150.

*Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Bogatkov O.A.* Magmatism, Geodynamics and Metallogeny of Central Asia. Moscow: MICO, 1995. 272 p.

*Scotese C.R.* Continental Drift // *The PALEOMAP Project.* 1994. 80 p.

*Tomurtogoo O., Gerel O.* Geotraverse through a terrane collage in southern Hangay // *Excursion Guidebook.* July 26 to August 3, Mongolia. 1999. 91 p.

*Zorin Yu.A.* Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // *Tectonophysics.* 1999. V. 306. P. 33–56.

*Wyllie P.J.* Magma genesis, plate tectonics, and chemical differentiation of the Earth // *Rev. of Geophys.* 1988. V. 26. № 3. P. 370–404.