

УДК 551.24:552.32(571.66)

## ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ: ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА

© 2015 г. А. В. Соловьев\*,\*\*, М. В. Луцицкая\*\*, О. Б. Селянгин\*\*\*, Дж. К. Хуриган\*\*\*\*

\*ОАО “Росгеология”, Москва, Россия

\*\*Геологический институт РАН, Москва, Россия

\*\*\*Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

\*\*\*\*Университет Калифорнии, Санта-Круз, США

e-mail: fission-track@mail.ru

Поступила в редакцию 26.06.2013 г., получена после доработки 07.04.2014 г.

Представлены новые результаты детального геолого-структурного, геохронологического, петрографического и петрогохимического изучения позднемеловых гранитоидов южной части Срединного хребта. U-Pb SIMS и LA-ICPMS датирование цирконов этих гранитоидов свидетельствует о том, что на юге Срединного хребта Камчатки в кампане (от  $83.1 \pm 2.0$  до  $76.2 \pm 1.5$  млн лет назад) широко проявился гранитоидный магматизм. Кампанские гранитоиды маркируют начало становления “новообразованной” континентальной коры Камчатки. Особенности состава позднемеловых гранитоидов указывают на их сходство с высокоглиноземистыми гранитами I-типа. Полученные данные позволяют выделить кампанский этап магматической активности на юге Камчатки.

**Ключевые слова:** кампанский этап, гранитоидный магматизм, U-Pb SIMS и LA-ICP-MS датирование, петрогохимия, Срединный хребет, Камчатка.

**DOI:** 10.7868/S0869592X15010081

### ВВЕДЕНИЕ

В последние годы благодаря использованию современных локальных геохронологических методов надежно обоснован позднемеловой возраст гранитоидных пород на юге Срединного хребта Камчатки. Кампанские гранитоиды широко проявлены среди наиболее глубоко метаморфизованных образований в южной части Срединного хребта (Соловьев, 2008; Луцицкая и др., 2008; Hourigan et al., 2009; Луцицкая, Соловьев, 2010). Таким образом, накопилось достаточно данных для выделения кампанского этапа гранитообразования на Камчатке.

Кампанские гнейсированные граниты выделены на юге Срединного хребта Камчатки в качестве крутогоровского комплекса и интрудируют метаморфические образования колпаковской серии (Ханчук, 1985; Рихтер, 1995; Луцицкая и др., 2008). Возраст позднемелового магматизма обоснован U-Pb датировками цирконов (табл. 1) и лежит в пределах от  $83.1 \pm 2.0$  до  $76.2 \pm 1.5$  млн лет назад. Гранитоиды маркируют начало становления “новообразованной” континентальной коры Камчатки. Цель настоящей работы – детальное геолого-структурное, геохронологическое, пет-

рографическое и петрогохимическое изучение позднемеловых гранитоидов южной части Срединного хребта, а также реконструкция геодинамической обстановки их формирования на основе петрогохимических и возрастных характеристик гранитоидов.

### МЕЛОВЫЕ ГРАНИТОИДЫ В СТРУКТУРЕ ЮГА СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ

Проявления позднемелового гранитоидного магматизма (Луцицкая и др., 2008; Hourigan et al., 2009) пространственно связаны с выходом метаморфических пород Камчатки в Малкинском поднятии Срединного хребта (рис. 1) (Карта..., 1999). Происхождение, возраст и природа протолита метаморфических пород Срединного хребта Камчатки являются предметом дискуссий на протяжении последних 30 лет (Лебедев, 1967; Марченко, 1975; Ханчук, 1985; Рихтер, 1995; Государственная..., 2006; Соловьев, 2008; Hourigan et al., 2009; Селянгин, 2009 и многие другие). Покровно-складчатое строение метаморфических комплексов Срединного хребта Камчатки впервые было установлено Г.В. Жегаловой (1978, 1981). В ходе последующих работ эти представления полу-

**Таблица 1.** Сводная таблица геохронологических данных по меловым магматическим и ортометаморфическим породам юга Срединного хребта Камчатки

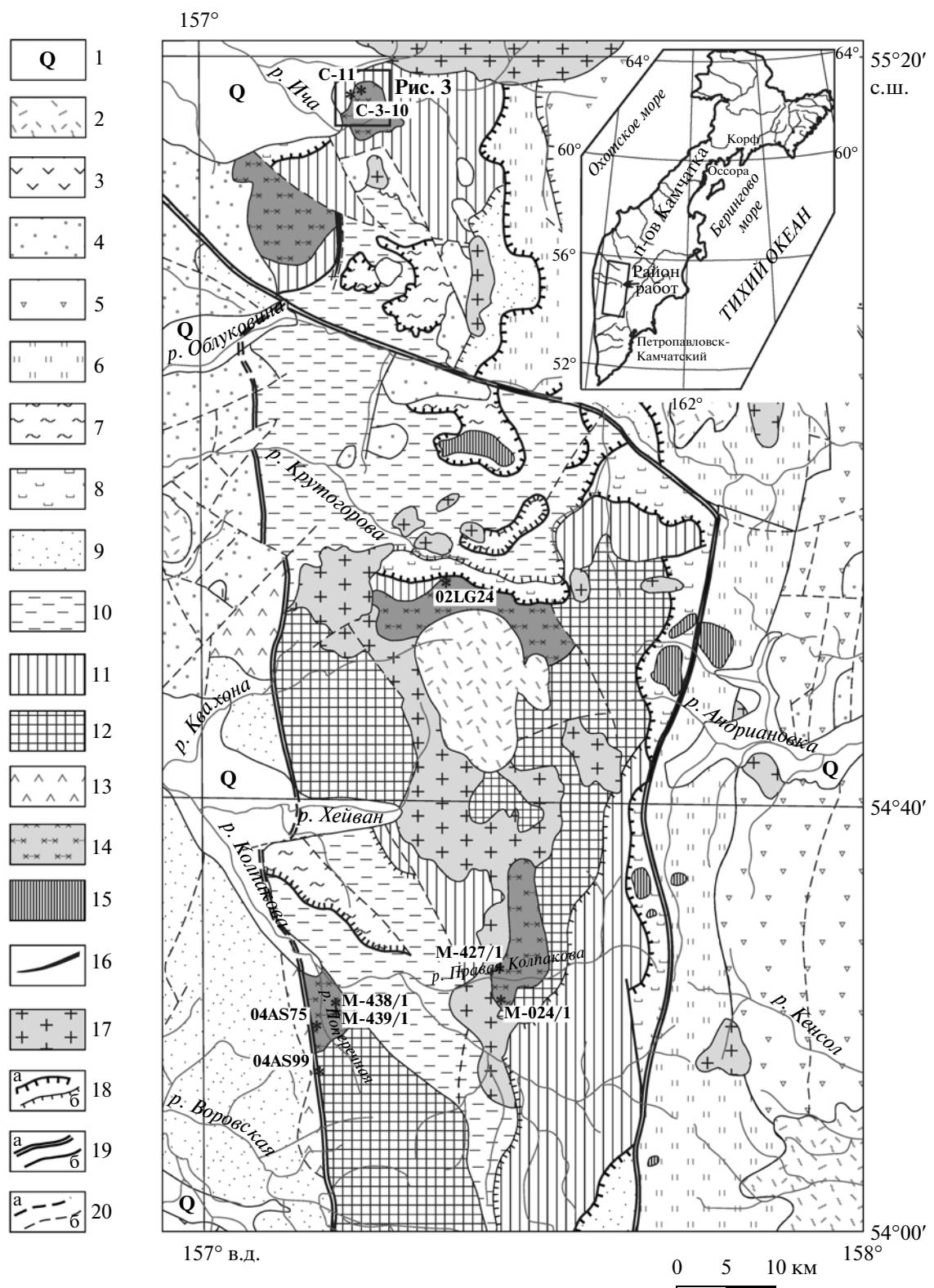
Образец	Комплекс и тип породы	Метод, минерал	Широта северная	Долгота восточная	Возраст, млн лет ( $\pm 2\sigma$ )	Ссылка
02LG24	Крутогоровский гранит	U-Pb SIMS, циркон	54°50.564'	157°22.754'	78.5 $\pm$ 1.5	Hourigan et al., 2009
M-024/1	Крутогоровский гранит	U-Pb SIMS, циркон	54°29.907'	157°25.994'	80.2 $\pm$ 0.9	Настоящая работа, табл. 2
04AS99	Крутогоровский гранит	U-Pb SIMS, циркон	54°23.895'	157°09.081'	79.2 $\pm$ 1.9	Настоящая работа, табл. 3
04AS75	Ортогнейс	U-Pb SIMS, циркон	54°27.047'	157°11.512'	79.3 $\pm$ 0.9	Настоящая работа, табл. 4
M-438/1	Гнейсированный гранит	U-Pb SIMS, циркон	54°27.405'	157°09.850'	83.1 $\pm$ 2.0	Лучицкая, Соловьев, 2010
M-439/1	Гнейсированный гранит	U-Pb SIMS, циркон	54°26.194'	157°09.650'	76.2 $\pm$ 1.5	Лучицкая, Соловьев, 2010
M-427/1	Двуслюдянной гранит	U-Pb SIMS, циркон	54°32.472'	157°24.272'	81.1 $\pm$ 1.8	Лучицкая, Соловьев, 2010
C10-3	Гнейсированный гранит	U/Pb LA-ICPMS, циркон		Месторождение Шануч	77.9 $\pm$ 1.4	Настоящая работа, табл. 5
C-11	Гнейсированный гранит	U/Pb LA-ICPMS, циркон		Месторождение Шануч	80.4 $\pm$ 1.2	Настоящая работа, табл. 5
	Крутогоровский гранит	U-Pb SIMS, циркон			80.0 $\pm$ 5.0	Государственная..., 2006
	Крутогоровский гранит	U-Pb SIMS, циркон			81.0 $\pm$ 2.5	Государственная..., 2006
	Кольский гранит	U-Pb SIMS, циркон			80.0 $\pm$ 2.0	Государственная..., 2006

чили дальнейшее развитие (Рихтер, 1995; Бондаренко, 1997; Кирмасов и др., 2004; Соловьев, 2008; Шапиро и др., 2008; Hourigan et al., 2009; Лучицкая, Соловьев, 2012). Согласно схеме, обоснованной структурными наблюдениями и геохронологическими данными, образования колпаковской серии, прорванные гранитоидами крутогоровского комплекса, перекрываются отложениями камчатской серии (шихтинской свиты) и хейванской свиты (рис. 1, 2) (Шапиро и др., 2008; Лучицкая, Соловьев, 2012). Эти подразделения вместе с неметаморфизованными отложениями хозгонской свиты относятся к автохтону. Аллохтон представлен образованиями андриановской, химкинской, ирунейской и кирганикской свит. Фактически метаморфические образования колпаковской серии, прорванные гнейсированными гранитоидами крутогоровского комплекса, являются фундаментом на юге Срединного хребта Камчатки.

Образования колпаковской серии, прорванные гнейсированными крутогоровскими гранитами, образуют нижний структурный этаж автохтона. Колпаковская серия представлена мигматизированными силлиманитовыми, кианитовыми, кордиеритовыми, кордиерит-гиперстеновыми, гра-

нат-биотитовыми и биотитовыми гнейсами и плагиогнейсами с редкими прослойками биотит-амфиболовых гнейсов, гранат-клинопироксеновых кристаллических сланцев, амфиболитов, гранатовых амфиболитов, метакарбонатных пород (Марченко, 1975; Ханчук, 1985; Тарапин, 2008). Образования колпаковской серии первично представляли собой преимущественно осадочные терригенные породы диорит-тоналитового состава с преобладанием железистых глинистых разностей (Ханчук, 1985) или вулканогенно-граувакково-глинистые (Тарапин, 1988; Рихтер, 1995). Протолитом амфиболитов, по-видимому, были высокотитанистые океанические базальты (Рихтер, 1995). Линзовидная форма амфиболитовых тел и присутствие метакарбонатных пород, встречающихся среди преимущественно метатерригенных пород, позволяют считать приконтинентальные субдукционно-аккреционные призмы возможными аналогами колпаковской серии (Ханчук, 1985).

Среди гранитоидов крутогоровского комплекса (Ханчук, 1985; Рихтер, 1995; Лучицкая и др., 2008), прорывающих отложения колпаковской серии, преобладают гнейсированные разности, хотя встречаются и равномернозернистые поро-



ды (Лучицкая, Соловьев, 2010). По составу круто-горовский комплекс представлен биотитовыми, двуслюдяными гранитами с гранатом и без него. Наши исследования показали, что граниты круто-горовского комплекса имеют большее распространение по площади, чем считалось ранее.

Данные о возрасте колпаковской серии противоречивы и обсуждаются в (Соловьев, 2008; Тарарин, 2008). На современной геологической карте возраст протолита колпаковской серии показан протерозойским, а возраст двух этапов ее метаморфизма соответствует 140–127 и 70–60 млн лет (Государственная..., 2006). U-Pb SIMS-датирование цирконов из пород колпаковской серии указывает на то, что протолит гнейсов накапливался до конца раннего–начала позднего мела (Соловьев, 2008; Hourigan et al., 2009). Возраст гнейсированных гранитоидов круто-горовского комплекса, прорывающих образования колпаковской серии, определен в интервале от  $83.1 \pm 2.0$  до  $76.2 \pm 1.5$  млн лет (рис. 1, табл. 1) и является верхним возрастным пределом формирования образований колпаковской серии. Отметим, что на правом борту р. Поперечная опробован ортогнейс, цирконы из которого дали конкордантный возраст  $79.3 \pm 0.9$  млн лет (табл. 1, рис. 1). В породах колпаковской серии отмечаются оторочки цирконов, для которых был определен возраст 77 млн лет (Bindeman et al., 2002). Близкие датировки круто-горовских гранитоидов и метаморфических преобразований пород колпаковской серии позволяют предполагать единство проявления процессов гранитообразования и метаморфизма.

Породы *камчатской серии* залегают на круто-горовских гранитах, прорывающих колпаковскую серию, с несогласием и базальными конгломератами в основании (Ханчук, 1985; Рихтер, 1995). Камчатская серия представлена преимущественно биотитовыми сланцами и плагиогнейсами с гранатом, ставролитом, кианитом, силлиманитом. Датировки цирконов (U-Pb SIMS) из пород камчатской серии указывают на то, что осадконакопление протолита камчатских сланцев происходило в палеоцене (Соловьев, 2008; Hourigan et al., 2009). *Хейванская свита* сложена

филлитами, метапесчаниками и метаалевролитами, реже аргиллитами и гравелитами и метаморфизована от хлоритовой субфации до биотит-гранатовых сланцев (Рихтер, 1995). Датирование цирконов (U-Pb SIMS) из сланцев хейванской свиты указывает на раннемеловой возраст протолита (Соловьев, 2008; Hourigan et al., 2009).

В состав аллохтона Малкинского поднятия Срединного хребта Камчатки включены андриановская и химкинская (алисторская) свиты (Рихтер, 1995; Бондаренко, 1997; Шапиро и др., 2008). Убедительно показано, что отложения *андриановской свиты* надвинуты либо на круто-горовские граниты, либо на сланцы камчатской серии (шихтинской свиты), иногда в подошве надвига отмечается серпентинитовый меланж (Рихтер, 1995; Кирмасов и др., 2004). Андриановская свита сложена кварц-альбит-актинолит-хлоритовыми, кварц-полевошпат-амфиболовыми, эпидот-амфиболовыми, амфиболовыми, клинопироксен-амфиболовыми сланцами, кварцитами и амфиболитами. Протолит образований андриановской свиты, по-видимому, формировался в раннем–позднем мелу (Соловьев, 2008; Кузьмин и др., 2009). *Химкинская свита* представлена альбит-актинолитовыми сланцами хлоритовой субфации по туфам, туффитам, метапесчаникам, а также кварцитами. Ее фациальным и возрастным аналогом считают *алисторскую свиту*, сложенную амфиболовыми сланцами (Ханчук, 1985; Бондаренко, 1997). Геохронологические данные о возрасте химкинской свиты отсутствуют.

Синколлизионный раннеэоценовый метаморфизм проявился  $52 \pm 2$  млн лет назад (Соловьев, 2008; Hourigan et al., 2009). В раннем эоцене на юге Срединного хребта Камчатки происходили процессы мигматизации, внедрение гранитоидов и интрузий норит-кордилитовой формации (рис. 2) (Конников и др., 2006; Лучицкая, Соловьев, 2012).

Отложения барабской свиты, представленные континентальными конгломератами и с несогласием перекрывающие метаморфические комплексы, являются неоавтохтоном в покровно-складчатой структуре Срединного хребта (рис. 1, 2). Дати-

Рис. 1. Схема геологического строения южной части Срединного хребта Камчатки (Карта..., 1999; Шапиро и др., 2008).

1 – четвертичные отложения; 2 – миоплиоцен–четвертичные вулканиты; 3 – эоценовые (?) эфузивы г. Черная и чепановской свиты; 4 – эоцен–олигоценовые морские и континентальные отложения; 5–8 – **аллохтон**: 5 – вулканогенные и осадочно-вулканогенные отложения кирганикской свиты (маастрихт–палеоцен), 6–8 – сантон–кампанские кремнисто-вулканогенные отложения и их метаморфизованные аналоги ириунской (6), химкиской (7) и андриановской свит (8); 9–12 – **автохтон**: 9–11 – верхнемеловые–палеоценовые терригенные отложения и их метаморфические аналоги хозгонской (9), хейванской и стопольниковской (10) свит, камчатской серии (шихтинской свиты) (11), 12 – нижне- и верхнемеловые метаморфические образования колпаковской серии; 13 – верхнеюрские–раннемеловые (?) вулканогенные образования квахонской серии; 14 – позднемеловые гнейсированные граниты и гранитогнейсы круто-горовского комплекса; 15 – позднемеловые (кампан–маастрихт) интрузивы пироксен–габбро–сиенитового состава; 16 – раннеэоценовые (?) гипербазит–базитовые интрузивы; 17 – раннеэоценовые гранитоиды; 18 – надвиги: а – главный между автохтоном и аллохтоном, б – второстепенные; 19 – субвертикальные разрывы: а – главные, б – второстепенные; 20 – предполагаемые разрывы: а – главные, б – второстепенные.

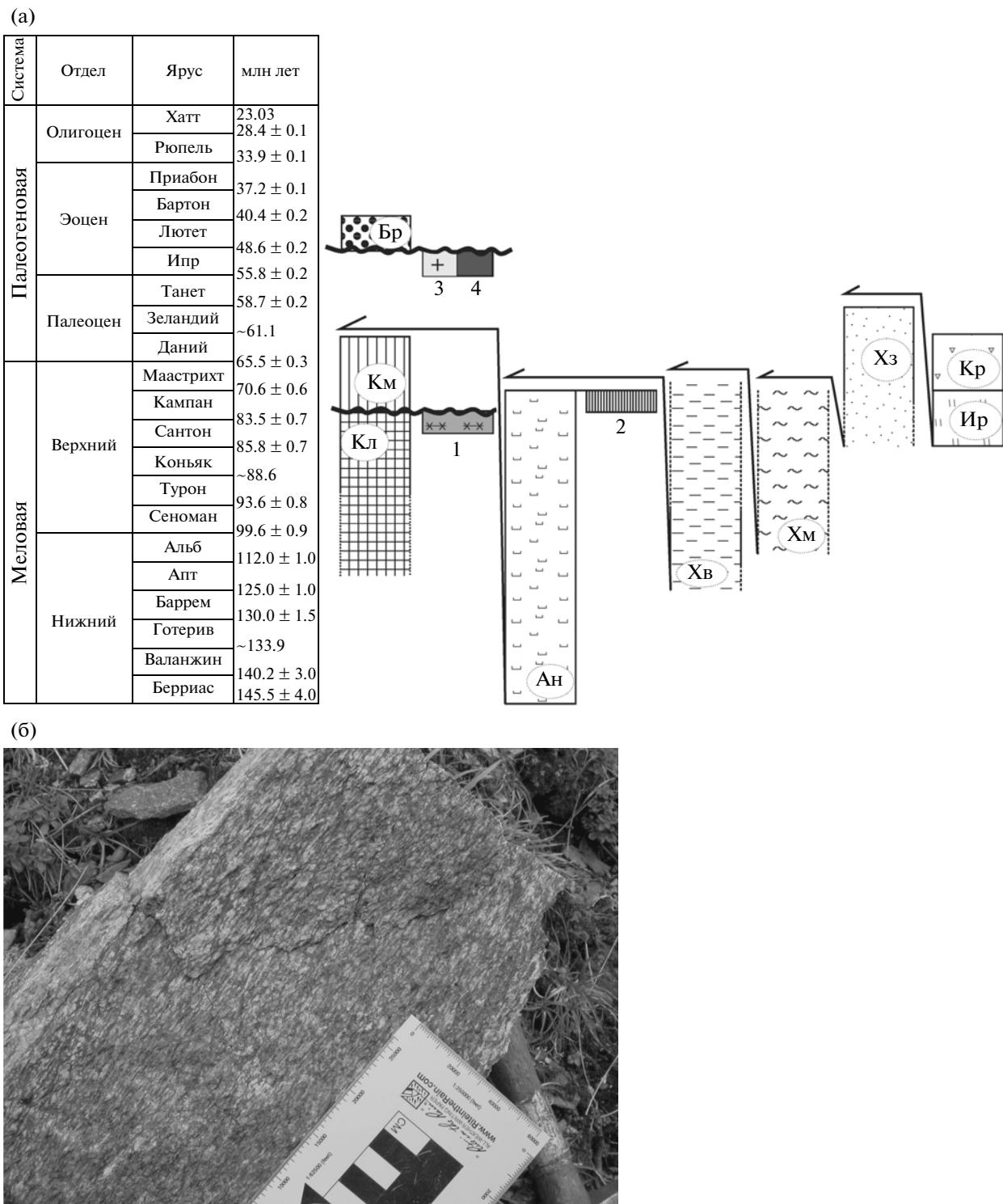


Рис. 2. (а) Схема возрастных и структурных взаимоотношений комплексов юга Срединного хребта Камчатки; (б) ми-лонитизированный двуслюдянный гранит (образец 04AS99,  $79.2 \pm 1.9$  млн лет).

**Неоавтохтон:** Бр – терригенные отложения барабской свиты; **аллохтон:** Кр – вулканогенные и осадочно-вулканогенные отложения кирганикской свиты; Ир, Xm, Ан – кремнисто-вулканогенные отложения и их метаморфизованные аналоги ирунейской, химкинской и андриановской свит соответственно; **автохтон:** Хз, Хв, Км – терригенные отложения и их метаморфические аналоги хозгонской, хейванской свит и камчатской серии (шихтинской свиты) соответственно; Кл – метаморфические образования колпаковской серии; **магматические породы:** 1 – гнейсированные граниты и гранитогнейсы крутогоровского комплекса ( $83.1 \pm 2.0$ – $76.2 \pm 1.5$  млн лет; табл. 1); 2 – интрузии пироксен-габбро-сиенитового состава ( $70.4 \pm 0.7$ – $63.0 \pm 0.6$  млн лет; Хоуриган и др., 2004); 3 – интрузии норит-кортландитовой формации (55–49 млн лет; Конников и др., 2006; Лучицкая, Соловьев, 2012); 4 – гранитоиды ( $54.9 \pm 0.5$ – $50.1 \pm 1.7$  млн лет; Лучицкая, Соловьев, 2012). Стрелками показаны надвиги.

**Таблица 2.** U-Pb SIMS изотопные данные для цирконов из гнейсированных гранитов (обр. М-024/1) Крутогоровского комплекса, река Правая Колпакова ( $54^{\circ}29.907'$  с.ш.,  $157^{\circ}25.994'$  в.д., альтитуда 880 м)

Номер точки	$^{206}\text{Pb}_{\text{обыкн.}}$ , %	U, мкг/г	Th, мкг/г	Th/U	Некорректированные		$^{207}\text{Pb}$ корректированные	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн лет	
					$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$			
M024/1-1	0.47	76	36	0.49	$86.26 \pm 2.8$	$0.0512 \pm 0.0049$	$74.0 \pm 2.1$	†	
M024/1-2	0.17	1245	51	0.04	$81.52 \pm 1.1$	$0.0489 \pm 0.0012$	$78.5 \pm 0.9$		
M024/1-3	0.39	225	109	0.50	$79.60 \pm 1.7$	$0.0507 \pm 0.0028$	$80.2 \pm 1.4$		
M024/1-4	0.46	314	247	0.81	$79.11 \pm 1.5$	$0.0513 \pm 0.0023$	$80.6 \pm 1.2$		
M024/1-5	—	607	35	0.06	$78.62 \pm 1.4$	$0.0471 \pm 0.0016$	$81.5 \pm 1.1$		
M024/1-6	0.71	514	29	0.06	$79.28 \pm 1.3$	$0.0533 \pm 0.0019$	$80.2 \pm 1.1$		
M024/1-7	—	377	105	0.29	$78.73 \pm 1.4$	$0.0464 \pm 0.0020$	$81.5 \pm 1.2$		
M024/1-8	0.18	232	80	0.36	$79.54 \pm 1.7$	$0.0490 \pm 0.0026$	$80.4 \pm 1.4$		
M024/1-9	—	238	46	0.20	$82.04 \pm 1.7$	$0.0452 \pm 0.0026$	$78.3 \pm 1.3$		
M024/1-10	—	354	51	0.15	$77.90 \pm 1.5$	$0.0444 \pm 0.0020$	$82.6 \pm 1.2$		
M024/1-11	0.57	324	31	0.10	$79.12 \pm 1.5$	$0.0522 \pm 0.0022$	$80.5 \pm 1.2$		
M024/1-12	0.05	245	33	0.14	$79.92 \pm 1.7$	$0.0480 \pm 0.0025$	$80.1 \pm 1.3$		
M024/1-13	—	99	33	0.35	$82.75 \pm 2.4$	$0.0448 \pm 0.0039$	$77.7 \pm 1.9$		
					Средневзвешенный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст $80.2 \pm 0.9$ млн лет (95%-ный интервал)				
					$n = 12/13$				
					СКВО = 1.27, вероятность 0.23%				

Примечание. † – отклоненные дискордантные возрасты.

рование цирконов (U-Pb SIMS) из туфа базального горизонта барабской свиты дает возраст  $50.5 \pm 1.2$  млн лет (Соловьев и др., 2004), что соответствует концу раннего эоцена. Отметим, что из барабских конгломератов трековым методом датирован циркон из гальки гранитоидов (Соловьев и др., 2007). Полученный возраст ( $83.3 \pm 4.3$  млн лет ( $\pm 1\sigma$ )) соответствует интервалу формирования крутогоровских гранитоидов. Таким образом, можно констатировать, что в раннем эоцене позднемеловые гранитоиды уже были выведены на поверхность в область эрозии.

### МЕЛОВЫЕ ГРАНИТОИДЫ ЮГА СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ

Крутогоровский plutонический гнейсо-пла-гиогранитовый комплекс на геологической карте третьего поколения (Государственная..., 2006) ошибочно отнесен к раннему мелу, хотя даже в объяснительной записке к карте упоминается о кампанских возрастах, полученных из крутогоровских гранитоидов. На настоящий момент накопилось достаточное количество данных (табл. 1–5), позволяющих утверждать, что круто-

горовский гнейсо-плагиогранитный и кольский плахиогранит-гранодиоритовый комплексы формировались одновременно в позднем мелу. Отметим, что все U-Pb датировки цирконов из гранитоидов как крутогоровского, так и кольского комплексов указывают на очень узкий временной диапазон проявления гранитоидного магматизма в кампане (табл. 1).

Меловые гранитоиды распространены в южной (район рек Правая Колпакова и Поперечная), центральной (верховья р. Крутогорова), северной (район рек Облуковина и Ича) частях Малкинского поднятия Срединного хребта Камчатки (рис. 1). Наиболее крупные массивы Лево-озерновский, Крутогоровский, Правокольский приурочены соответственно к Шанучскому, Хангарскому, Пымтинскому гранитогнейсовым куполам (Государственная..., 2006). Массивы сложены преимущественно гнейсированными плахиогранитами, гранодиоритами, тоналитами, гранитами, редко диоритами.

Петротипическим для комплекса является Крутогоровский массив, расположенный в центральной части Хангарского купола (Ханчук, 1985; Государственная..., 2006). Массив представ-

**Таблица 3.** U-Pb SIMS изотопные данные для цирконов из милонитизированных гранитов (обр. 04AS99) Крутогоровского комплекса, река Поперечная ( $54^{\circ}23.895'$  с.ш.,  $157^{\circ}09.081'$  в.д., альтитуда 1130 м)

Номер точки	$^{206}\text{Pb}_{\text{обыкн.}}$ , %	U, мкг/г	Th, мкг/г	Th/U	Некорректированные		$^{207}\text{Pb}$ корректированные	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн лет
					$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		
AS99-1	0.74	269	64	0.25	$87.25 \pm 1.7$	$0.0534 \pm 0.0027$	$72.9 \pm 1.2$	†
AS99-2	—	369	92	0.26	$78.49 \pm 1.4$	$0.0466 \pm 0.0020$	$81.7 \pm 1.2$	
AS99-3	0.13	1787	80	0.05	$83.97 \pm 1.1$	$0.0486 \pm 0.0010$	$76.2 \pm 0.8$	†
AS99-4	0.32	310	69	0.23	$75.74 \pm 1.5$	$0.0503 \pm 0.0023$	$84.3 \pm 1.3$	†
AS99-5	0.38	439	101	0.24	$81.24 \pm 1.4$	$0.0506 \pm 0.0019$	$78.6 \pm 1.1$	
AS99-6	0.01	2508	222	0.09	$68.82 \pm 1.0$	$0.0480 \pm 0.0007$	$93.0 \pm 0.9$	†
AS99-7	0.28	1769	436	0.25	$75.13 \pm 1.0$	$0.0499 \pm 0.0009$	$85.0 \pm 0.9$	†
AS99-8	—	1116	277	0.26	$77.57 \pm 1.1$	$0.0463 \pm 0.0011$	$82.7 \pm 0.9$	†
AS99-9	—	657	93	0.15	$74.41 \pm 1.2$	$0.0472 \pm 0.0014$	$86.1 \pm 1.1$	†
AS99-10	0.07	201	47	0.24	$79.45 \pm 1.8$	$0.0482 \pm 0.0027$	$80.6 \pm 1.4$	
AS99-11	—	703	142	0.21	$81.14 \pm 1.2$	$0.0460 \pm 0.0014$	$79.1 \pm 1.0$	
AS99-12	0.06	438	135	0.32	$81.02 \pm 1.4$	$0.0480 \pm 0.0018$	$79.0 \pm 1.1$	
AS99-13	—	303	45	0.15	$81.04 \pm 1.5$	$0.0439 \pm 0.0021$	$79.4 \pm 1.2$	
AS99-14	0.98	211	71	0.35	$80.68 \pm 1.7$	$0.0553 \pm 0.0029$	$78.6 \pm 1.4$	
AS99-15	0.23	432	4	0.01	$82.80 \pm 1.4$	$0.0494 \pm 0.0019$	$77.2 \pm 1.1$	
Средневзвешенный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст $79.2 \pm 1.9$ млн лет (95%-ный интервал)   $n = 8/15$   СКВО = 1.34, вероятность 0.23%								

Примечание. † – отклоненные дискордантные возрасты и зерна с высоким содержанием урана.

лен гнейсированными плагиогранитами, гранодиоритами, тоналитами, гранитами, диоритами. Гранитоиды массива прорывают гнейсы и мигматиты колпаковской серии. Границы иногда четкие, в основном нечеткие со сложными взаимоотношениями с гнейсами. Процессы мигматизации и частичного плавления превратили приконтактовую зону и апикальную часть интрузии в смесь гнейсогранитоидов с мигматитами. В зоне контакта иногда присутствуют апофизы гранитоидов во вмещающих породах и большое количество ксенолитов последних. Ориентировка плоскости контакта обычно параллельна гнейсовидности в интрузиях и гнейсах (Государственная..., 2006).

Крутогоровский массив и вмещающие породы колпаковской серии перекрываются образованиями камчатской серии (шихтинской свиты) (Ханчук, 1985; Рихтер, 1995). Стратиграфический контакт между ними несогласный, с конгломератами в основании. Гнейсовидность в гранитах выражена ориентированным расположением слюд, пластика и реже роговой обманки. Ориентировка

гнейсовидности гранитоидов и вмещающих гнейсов колпаковской серии совпадает, что, по мнению А.И. Ханчука (1985), свидетельствует о временной близости метаморфизма колпаковской серии и становления крутогоровских гранитов. Ориентировка вторичной сланцеватости в крутогоровских гранитах и породах малкинской серии совпадает, что отражает более поздний этап тектонических движений и метаморфизма, общий для гранитов и пород малкинской серии (Рихтер, 1995). По цирконам из гнейсовидных гранитов (образец 02LG24, рис. 1, табл. 1) крутогоровского комплекса, отобранных в верховьях реки Крутогорова, получен возраст  $78.5 \pm 1.2$  млн лет (Hourigan et al., 2009).

По пробам, отобранным в южной части Малкинского поднятия (район рек Правая Колпакова и Поперечная) из гнейсовидных (обр. М-438/1 и М-439/1) и равномернозернистых (обр. М-427/1) гранитоидов, получены возрасты  $83.1 \pm 2.0$ ,  $76.2 \pm 1.5$  и  $81.0 \pm 1.8$  млн лет соответственно (рис. 1, табл. 1) (Лучицкая, Соловьев, 2010).

**Таблица 4.** U-Pb SIMS изотопные данные для цирконов из ортогнейса (обр. 04AS75) Крутогоровского комплекса, река Поперечная ( $54^{\circ}27.047'$  с.ш.,  $157^{\circ}11.512'$  в.д., альтитуда 1034 м)

Номер точки	$^{206}\text{Pb}_{\text{обыкн.}}$ , %	U, мкг/г	Th, мкг/г	Th/U	Некорректированные		$^{207}\text{Pb}$ корректированные	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн лет
					$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		
AS75-1	0.84	232	69	0.31	$78.44 \pm 1.7$	$0.0543 \pm 0.0027$	$81.0 \pm 1.4$	
AS75-2	0.44	421	243	0.60	$82.14 \pm 1.4$	$0.0510 \pm 0.0020$	$77.7 \pm 1.1$	
AS75-3	0.06	317	184	0.60	$79.41 \pm 1.5$	$0.0481 \pm 0.0021$	$80.6 \pm 1.2$	
AS75-4	0.28	678	500	0.76	$79.56 \pm 1.2$	$0.0498 \pm 0.0014$	$80.3 \pm 1.0$	
AS75-5	0.38	242	26	0.11	$82.12 \pm 1.6$	$0.0505 \pm 0.0025$	$77.7 \pm 1.3$	
AS75-6	—	191	57	0.31	$76.01 \pm 1.8$	$0.0450 \pm 0.0026$	$84.5 \pm 1.5$	†
AS75-7	—	208	103	0.51	$80.11 \pm 1.7$	$0.0453 \pm 0.0026$	$80.2 \pm 1.4$	
AS75-8	0.31	273	62	0.24	$81.76 \pm 1.6$	$0.0500 \pm 0.0024$	$78.1 \pm 1.2$	
AS75-9	—	555	367	0.68	$55.12 \pm 1.2$	$0.0466 \pm 0.0013$	$116.2 \pm 1.4$	†
AS75-10	—	1345	49	0.04	$74.91 \pm 1.1$	$0.0470 \pm 0.0010$	$85.6 \pm 0.9$	†
AS75-11	0.00	142	26	0.19	$84.07 \pm 2.0$	$0.0475 \pm 0.0031$	$76.2 \pm 1.6$	
AS75-12	0.77	238	106	0.46	$80.12 \pm 1.6$	$0.0537 \pm 0.0026$	$79.4 \pm 1.3$	
AS75-13	—	463	281	0.63	$79.52 \pm 1.3$	$0.0473 \pm 0.0017$	$80.6 \pm 1.1$	
Средневзвешенный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст $79.3 \pm 0.9$ млн лет (95%-ный интервал)								
$n = 10/13$								
СКВО = 1.55, вероятность 0.12%								

Примечание. † – отклоненные дискордантные возрасты и зерна с высоким содержанием урана.

В северной части Малкинского поднятия, в районе медно-никелевого месторождения Шануч (Селянгин, 2006), гнейсовидные граниты распространены в пределах массива горы Верхняя Тхонжа (рис. 3) и к югу от него, на левобережье р. Ича. Гнейсовидные граниты на севере Малкинского поднятия внедрены в вышележащую толщу кристаллосланцев, которая может быть отнесена как к камчатской, так и к колпаковской серии, что требует уточнения. Вместе со сланцами эти гнейсированные гранитоиды являются вмещающими породами для раннеоценовых интрузивов рудносного гипербазит-базитового дукукского комплекса (Конников и др., 2006; Селянгин, 2006) и равномернозернистых гранитов.

Ввиду интенсивной пликативно-дизъюнктивной дислоцированности и недостаточной обнаженности гнейсовидных гранитов и кристаллосланцев, относительно достоверное представление об их структурных соотношениях дают результаты картирования района г. Верхняя Тхонжа (Шаповаленко, 1994) (рис. 3). Ориентировка гнейсовидности гранитов и сланцеватости метатерригенных пород показывают гармоничную согласованность, свидетельствующую об их сов-

местной дислоцированности в процессе метаморфизма. По очертаниям выходов, вертикальному срезу и данным бурения для гнейсовидных гранитов можно предполагать исходную плитообразную форму согласного или полусогласного внедрения мощностью до 1 км. Одной из разведочных скважин на месторождении Шануч, пройденной по гнейсированным гранитам в зону выклинивания рудоносного тела, на глубине около 200 м от поверхности пересечен их контакт со сланцевой толщей. Контакт закалочный, судя по приконтактовой кристаллизации граната в необычных оторочках силлиманита в кварц-полевошпат-биотитовом сланце.

Таким образом, позднемеловые гранитоиды широко распространены на юге Срединного хребта Камчатки и указывают на то, что кампанийский магматизм был значимым событием в развитии Камчатки.

#### АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Для U-Pb датирования было отобрано около 50 зерен циркона из каждого образца. Цирконы из образцов и цирконы стандарта R33 помещали

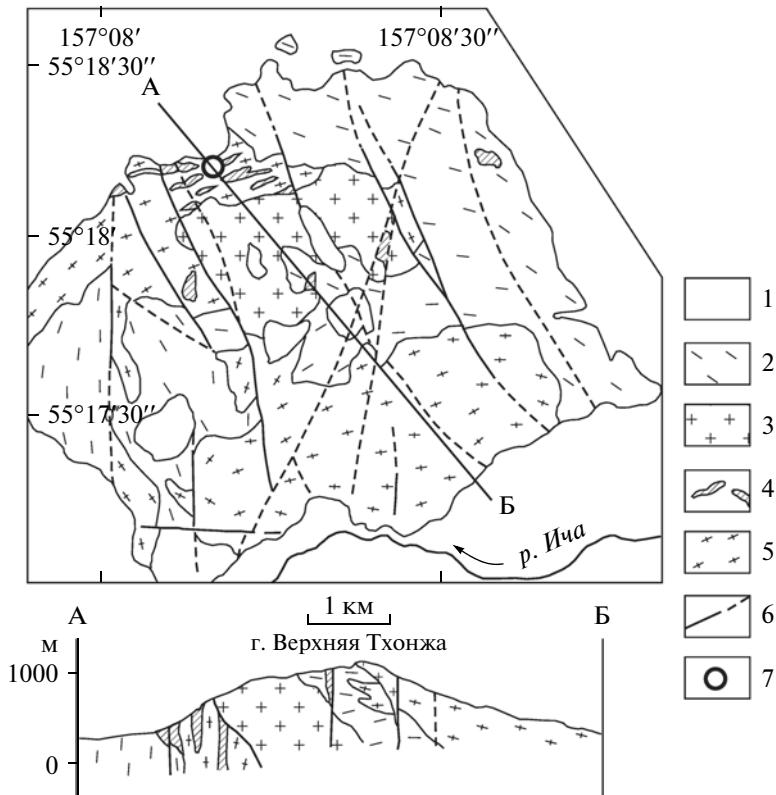


Рис. 3. Геологическая карта массива г. Верхняя Тхонжа (Шаповаленко, 1994), с изменениями.

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — биотит-полевошпат-кварцевые кристаллические сланцы с гранатом, ставролитом и графитом камчатской или колпаковской серий; 3 — равномернозернистые гранитоиды; 4 — малые интрузивы дукукского комплекса; 5 — гнейсированные граниты крутогоровского комплекса; 6 — разрывные нарушения; 7 — месторождение Шануч.

в эпоксидную смолу и полировали. Зерна циркона проверяли на отсутствие трещин и включений в отраженном и проходящем свете при увеличении  $\times 20$ . Для изучения зональности и внутренней структуры полированных цирконов использовали катодолюминесцентный детектор, смонтированный на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM 5600 (рис. 4, 5, 6).

Изотопные измерения проводили на SHRIMP-RG (Sensitive High Resolution Ion Micro-Probe—Reverse Geometry — чувствительный ионный зонд высокого разрешения с обратной геометрией) в микроаналитическом центре Стэнфорд—USGS (<http://shrimprg.stanford.edu/>) по стандартной методике (Muir et al., 1996; Ireland, Gibson, 1998). Согласно этой методике, пучок отрицательных молекул кислорода диаметром  $\sim 30$  мкм используется для ионизации вещества анализируемого кристалла. Индивидуальные определения  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраста имеют аналитическую точность 2%, которая выше для более древних зерен, где отношение  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  измеряется точнее. Низкое содержание  $^{207}\text{Pb}$  в молодых зернах определяет значительную неточность при

измерениях  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , поэтому для зерен моложе 1 млрд лет принимаются  $^{207}\text{Pb}$ -корректированные  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возрасты (табл. 2—4).  $^{207}\text{Pb}$ -корректировка базируется на допущении, что измеренные изотопные отношения представляют собой простые смеси обычного и радиогенного свинца в момент кристаллизации, а измеренное отношение  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  используется для контроля обычного свинца.

U-Pb датирование цирконов методом лазерной абляции (LA-ICPMS) проводили в лаборатории Университета Калифорнии, Санта-Круз. Эта лаборатория оборудована ICP-MS спектрометром Element XR и установкой лазерной абляции Photon Machines Analyte. Н с эксимерным лазером с длиной волны 193 нм и камерой Helex-2. Испаренное вещество проходит по внутренней тefлоновой трубке диаметром 4 мм, а аргон, превращающий образец в аэрозоль, — по внешней трубке. Энергия вспышки лазера ATLEX составляет 4.5 мДж. Контроль плотности энергии обеспечивается калибруемым аттенюатором. При подготовке лабораторной шашки цирконы наносили рядами на двустороннюю липкую ленту с помо-

Таблица 5. Результаты U-Pb LA-ICPMS изотопных анализов циркона из гнейсированных гранитов (Срединный хребет, район месторождения Шанучу)

Номер анализа	U, мкг/г	Th, мкг/г	U/Th	Изотопные отношения				Каждущиеся возраста, млн лет				Возраст, млн лет	$\pm 2\sigma$				
				$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}^*}$	$\pm$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}^*}$	$\pm$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}^*}$	$\pm$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	$\pm$						
Образец C10-3																	
C10_3_1	1396.0	66.9	21.2	0.1127	0.0037	0.1564	0.0075	0.0101	0.0005	0.36	64.6	2.9	147.2	6.6	1843.4	46.6	x
C10_3_3	267.5	36.9	7.4	0.1376	0.0094	0.1970	0.0160	0.0105	0.0005	0.20	67.1	3.2	180.0	13.0	2197.2	113.6	x
C10_3_1	1736.0	156.3	11.2	0.0877	0.0024	0.1274	0.0055	0.0107	0.0005	0.46	68.7	3.3	121.8	5.0	1375.9	35.1	x
C10_3_5	385.2	138.3	2.9	0.0504	0.0024	0.0769	0.0044	0.0111	0.0005	0.04	71.4	3.2	75.3	4.1	213.5	101.1	71.2
C10_3_6	936.0	107.6	8.9	0.0535	0.0018	0.0832	0.0040	0.0112	0.0005	0.11	71.8	3.2	81.0	3.7	350.1	59.2	x
C10_3_1	604.0	108.2	5.7	0.0553	0.0020	0.0876	0.0044	0.0114	0.0005	0.36	73.0	3.2	85.1	4.1	424.4	68.6	x
C10_3_2	862.0	92.2	9.3	0.0505	0.0015	0.0806	0.0038	0.0113	0.0005	0.27	72.7	3.2	78.8	3.6	218.1	55.0	72.4
C10_3_4	739.0	398.0	2.1	0.0493	0.0016	0.0779	0.0037	0.0114	0.0005	0.37	72.8	3.2	76.2	3.6	162.1	56.9	72.6
C10_3_1	595.1	163.0	3.8	0.0496	0.0027	0.0770	0.0047	0.0114	0.0005	0.03	73.2	3.3	75.4	4.5	176.3	117.6	72.9
C10_3_4	326.0	48.5	6.8	0.0729	0.0028	0.1197	0.0061	0.0119	0.0005	0.00	76.0	3.4	114.7	5.6	1011.2	66.7	x
C10_3_2	884.0	65.6	14.0	0.0756	0.0034	0.1276	0.0076	0.0119	0.0005	0.45	76.4	3.4	121.2	6.8	1084.5	79.6	x
C10_3_4	296.1	90.6	3.3	0.0506	0.0018	0.0801	0.0040	0.0116	0.0005	0.29	74.2	3.3	78.1	3.8	222.6	68.6	73.9
C10_3_2	325.2	92.9	3.5	0.0581	0.0027	0.0945	0.0055	0.0118	0.0005	0.27	75.5	3.4	91.0	5.0	533.5	90.4	x
C10_3_4	307.1	96.6	3.2	0.0544	0.0022	0.0891	0.0047	0.0118	0.0005	0.13	75.5	3.4	87.1	4.4	387.6	78.4	x
C10_3_8	457.0	43.9	9.9	0.0482	0.0030	0.0778	0.0054	0.0117	0.0005	0.11	74.9	3.4	76.6	5.1	109.1	137.2	74.9
C10_3_3	421.3	120.0	3.8	0.0479	0.0015	0.0769	0.0036	0.0117	0.0005	0.22	75.1	3.3	75.2	3.4	94.3	59.3	75.0
C10_3_1	851.0	200.0	4.4	0.0535	0.0024	0.0889	0.0050	0.0118	0.0005	0.05	75.9	3.4	86.4	4.6	250.1	93.0	x
C10_3_1	926.0	246.0	4.2	0.0467	0.0025	0.0758	0.0046	0.0118	0.0005	-0.01	75.3	3.4	73.9	4.3	33.9	118.0	75.4
C10_3_3	1004.0	113.7	9.1	0.1046	0.0071	0.1900	0.0160	0.0127	0.0006	0.73	81.2	3.6	174.0	13.0	1707.3	119.6	x
C10_3_2	224.7	44.7	5.0	0.0583	0.0034	0.0976	0.0064	0.0119	0.0006	0.05	76.5	3.5	94.7	6.0	541.1	120.0	x
C10_3_3	1885.0	224.0	8.9	0.0485	0.0016	0.0791	0.0038	0.0118	0.0005	0.36	75.8	3.3	77.4	3.6	123.7	63.1	75.7
C10_3_2	536.4	120.7	4.5	0.0476	0.0017	0.0805	0.0039	0.0118	0.0005	0.17	75.9	3.4	78.5	3.7	79.4	74.8	75.9
C10_3_2	229.7	66.9	3.7	0.0551	0.0014	0.0914	0.0039	0.0120	0.0005	0.42	76.7	3.4	89.0	3.6	417.9	36.1	x
C10_3_4	478.0	107.4	4.5	0.0576	0.0049	0.0939	0.0084	0.0122	0.0006	0.00	77.8	3.6	90.4	7.8	514.6	183.1	x
C10_3_5	782.0	146.8	5.5	0.0553	0.0021	0.0937	0.0048	0.0121	0.0005	0.13	77.7	3.5	90.9	4.4	424.4	68.6	x
C10_3_2	210.3	45.4	5.0	0.0511	0.0043	0.0867	0.0079	0.0121	0.0006	0.10	77.3	3.7	83.8	7.3	245.3	189.3	77.0
C10_3_2	100.9	30.1	3.3	0.0476	0.0011	0.0803	0.0034	0.0121	0.0005	0.38	77.3	3.4	78.4	3.2	78.4	31.4	77.3
C10_3_1	129.3	35.1	3.8	0.0475	0.0018	0.0804	0.0042	0.0121	0.0005	0.25	77.4	3.4	78.3	3.9	74.4	75.1	77.3
C10_3_2	1750.0	186.4	9.3	0.0481	0.0012	0.0805	0.0034	0.0121	0.0005	0.41	77.6	3.4	78.6	3.2	102.2	33.9	77.5
C10_3_9	475.0	55.9	8.2	0.0495	0.0015	0.0844	0.0039	0.0122	0.0005	0.25	78.1	3.4	82.1	3.6	171.6	51.9	77.9
C10_3_3	2166.0	176.0	12.6	0.0493	0.0012	0.0831	0.0035	0.0122	0.0005	0.32	78.2	3.4	81.1	3.3	162.6	34.6	78.0
C10_3_7	2092.0	115.6	18.2	0.0474	0.0016	0.0802	0.0038	0.0122	0.0005	0.26	78.1	3.5	78.3	3.6	69.4	65.2	78.1
C10_3_4	317.8	86.0	3.8	0.0470	0.0014	0.0796	0.0036	0.0122	0.0005	0.27	78.3	3.4	77.7	3.4	49.2	55.9	78.4
C10_3_1	444.0	104.4	4.5	0.0526	0.0021	0.0911	0.0048	0.0124	0.0006	0.20	79.2	3.5	88.3	4.4	311.6	77.9	x

Таблица 5. Продолжение

Номер анализа	U, мкг/г	Th, мкг/г	U/Th	Изотопные отношения				Каждущиеся возрасты, млн лет				$\pm 2\sigma$						
				$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}^*$	$\pm$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm$	ерог согр.	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$\pm$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm$				
C10_3_4	1284.0	85.2	16.0	0.0490	0.0022	0.0855	0.0048	0.0124	0.0006	0.16	79.6	3.7	83.1	4.5	147.8	95.7	79.5	3.7
C10_3_3	862.0	90.4	9.7	0.0737	0.0042	0.1358	0.0091	0.0129	0.0006	0.28	82.9	3.9	128.1	8.1	1033.3	109.7	x	x
C10_3_4	418.0	73.3	5.8	0.0478	0.0019	0.0824	0.0043	0.0125	0.0006	0.19	80.2	3.6	80.2	4.0	89.4	79.3	80.2	3.6
C10_3_4	540.0	224.0	2.4	0.0569	0.0025	0.1007	0.0058	0.0127	0.0006	0.31	81.4	3.7	97.4	5.4	487.7	85.3	x	x
C10_3_1	1095.0	68.0	14.7	0.0511	0.0024	0.0897	0.0052	0.0127	0.0006	0.15	81.1	3.7	86.9	4.9	245.3	99.2	80.7	3.7
C10_3_4	452.0	221.0	2.5	0.0475	0.0019	0.0826	0.0043	0.0126	0.0006	0.12	80.8	3.6	80.6	4.0	74.4	85.1	80.8	3.6
C10_3_2	267.2	64.9	4.4	0.0500	0.0013	0.0883	0.0039	0.0127	0.0006	0.28	81.2	3.5	85.9	3.6	192.7	40.5	80.9	3.5
C10_3_1	1572.0	81.5	19.9	0.0481	0.0013	0.0850	0.0037	0.0127	0.0006	0.32	81.3	3.6	82.9	3.5	101.7	41.3	81.3	3.6
C10_3_4	1628.0	87.7	18.9	0.0536	0.0018	0.0969	0.0048	0.0128	0.0006	0.25	82.0	3.6	93.7	4.5	354.3	63.2	x	x
C10_3_3	265.0	118.0	2.6	0.0469	0.0024	0.0828	0.0051	0.0127	0.0006	0.18	81.3	3.7	80.7	4.8	44.1	112.1	81.4	3.8
C10_3_2	655.0	87.4	8.2	0.0463	0.0016	0.0807	0.0040	0.0127	0.0006	0.25	81.5	3.6	78.9	3.7	13.3	67.5	81.6	3.6
C10_3_3	372.6	49.6	7.6	0.0503	0.0020	0.0905	0.0048	0.0130	0.0006	0.11	83.5	3.7	87.7	4.4	208.9	78.4	83.2	3.7
C10_3_3	229.7	64.9	3.7	0.0478	0.0012	0.0863	0.0037	0.0130	0.0006	0.45	83.5	3.7	84.1	3.5	90.4	35.2	83.4	3.7
C10_3_1	330.0	50.2	6.7	0.0465	0.0022	0.0846	0.0051	0.0131	0.0006	0.27	83.9	3.8	82.4	4.7	23.6	103.2	84.0	3.8
C10_3_3	308.0	58.3	6.5	0.0483	0.0020	0.0877	0.0048	0.0132	0.0006	0.25	84.4	3.8	85.1	4.4	114.0	83.0	84.4	3.8
C10_3_2	343.0	79.8	4.2	0.0470	0.0021	0.0858	0.0050	0.0132	0.0006	0.27	84.7	3.9	83.9	4.5	49.2	96.5	84.6	3.9

Средневзвешенный $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ возраст 77.9 $\pm$ 1.4 млн лет ( $\pm 2\sigma$ ), $n = 31/50$ , СКВО = 4.7, вероятность 1.8%																		
Образец C-11																		
C11_11	246.7	43.5	6.0	0.0472	0.0028	0.0730	0.0050	0.0112	0.0005	0.17	71.8	3.2	72.0	4.8	59.4	131.3	71.9	3.3
C11_42	226.7	59.2	4.0	0.0507	0.0028	0.0786	0.0050	0.0115	0.0005	0.06	73.5	3.3	76.5	4.7	227.2	118.5	73.2	3.3
C11_6	231.0	61.6	3.7	0.0485	0.0015	0.0764	0.0036	0.0116	0.0005	0.24	74.0	3.2	74.8	3.4	123.7	53.4	73.9	3.3
C11_7	806.0	50.6	15.3	0.0472	0.0025	0.0780	0.0050	0.0117	0.0005	0.23	74.8	3.4	76.5	4.8	59.4	116.1	74.9	3.4
C11_47	189.0	53.8	3.3	0.0555	0.0036	0.0891	0.0063	0.0119	0.0005	0.00	76.3	3.5	87.1	5.8	432.4	136.5	x	x
C11_48	241.0	73.0	3.9	0.0462	0.0032	0.0765	0.0059	0.0118	0.0006	0.10	75.7	3.5	74.3	5.5	8.1	161.5	75.9	3.5
C11_34	273.2	89.2	3.2	0.0601	0.0029	0.0994	0.0057	0.0121	0.0005	0.12	77.3	3.5	96.2	5.3	607.2	93.6	x	x
C11_17	303.0	101.6	2.8	0.0484	0.0023	0.0802	0.0046	0.0120	0.0005	0.07	76.7	3.5	78.9	4.3	118.9	102.3	76.6	3.4
C11_45	199.4	33.8	5.8	0.0483	0.0015	0.0801	0.0037	0.0120	0.0005	0.13	76.8	3.4	78.3	3.5	114.0	58.6	76.8	3.4
C11_50	126.2	20.2	6.3	0.0516	0.0029	0.0873	0.0057	0.0121	0.0006	0.04	77.3	3.5	84.6	5.3	267.7	120.0	76.9	3.6
C11_2	626.0	217.0	3.0	0.0480	0.0016	0.0789	0.0038	0.0120	0.0005	0.22	77.0	3.4	77.0	3.6	99.3	64.1	76.9	3.4
C11_22	670.8	112.7	6.1	0.0534	0.0029	0.0886	0.0057	0.0122	0.0006	0.03	78.4	3.5	86.2	5.3	345.8	114.4	x	x
C11_32	295.3	40.6	7.6	0.0486	0.0015	0.0817	0.0037	0.0122	0.0005	0.18	78.2	3.4	79.8	3.5	128.6	53.3	78.1	3.4
C11_37	432.0	89.7	4.7	0.2060	0.0190	0.4940	0.0560	0.0153	0.0008	0.81	97.7	5.1	379.0	38.0	2874.3	142.0	x	x
C11_49	2468.0	140.2	17.6	0.0486	0.0013	0.0816	0.0035	0.0123	0.0005	0.05	78.7	3.4	79.6	3.3	127.6	40.7	78.6	3.4
C11_43	316.0	59.6	5.1	0.0488	0.0021	0.0823	0.0046	0.0123	0.0006	0.13	78.7	3.5	80.4	4.2	138.2	91.4	78.6	3.5
C11_16	692.5	34.5	27.5	0.0440	0.0029	0.0739	0.0054	0.0123	0.0006	0.02	78.7	3.7	72.6	5.2	-110.7	151.1	79.0	3.7
C11_44	743.0	27.9	29.6	0.0488	0.0014	0.0828	0.0037	0.0124	0.0005	0.25	79.6	3.5	80.7	3.5	137.3	46.7	79.5	3.4

Таблица 5. Окончание

Номер анализа	U, мкг/г	Th, мкг/г	U/Th	Изотопные отношения				Каждущиеся возраста, млн лет				$\pm 2\sigma$
				$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}^*$	$\pm$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$\pm$	
C11_25	245.1	58.1	4.3	0.0478	0.0011	0.0822	0.0035	0.0124	0.0006	0.48	79.5	3.3
C11_10	1234.0	81.1	15.1	0.0482	0.0013	0.0819	0.0036	0.0124	0.0005	0.17	79.6	3.4
C11_1	1086.0	75.3	14.2	0.0491	0.0013	0.0840	0.0036	0.0124	0.0005	0.18	79.6	3.4
C11_20	1057.0	60.0	17.7	0.0477	0.0019	0.0805	0.0043	0.0124	0.0006	0.07	79.7	3.5
C11_12	1321.0	62.4	21.8	0.0479	0.0013	0.0821	0.0036	0.0125	0.0006	0.33	80.1	3.4
C11_33	514.0	85.1	6.1	0.0491	0.0015	0.0856	0.0039	0.0126	0.0006	0.22	80.7	3.5
C11_41	1222.0	70.3	17.6	0.0476	0.0025	0.0810	0.0049	0.0126	0.0006	0.04	80.6	3.7
C11_35	313.0	117.1	2.7	0.0486	0.0013	0.0841	0.0037	0.0126	0.0006	0.27	80.8	3.5
C11_18	1226.0	101.3	11.8	0.0469	0.0015	0.0827	0.0039	0.0127	0.0006	0.20	81.2	3.6
C11_40	590.1	78.1	7.5	0.0483	0.0024	0.0862	0.0053	0.0127	0.0006	0.14	81.4	3.7
C11_15	719.0	75.1	10.0	0.0478	0.0014	0.0836	0.0038	0.0128	0.0006	0.15	82.3	3.6
C11_46	1387.0	76.6	18.3	0.0464	0.0016	0.0829	0.0041	0.0128	0.0006	0.35	82.2	3.6
C11_14	1196.0	57.8	21.1	0.0484	0.0013	0.0855	0.0037	0.0130	0.0006	0.31	82.9	3.6
C11_36	251.0	71.3	3.5	0.0474	0.0013	0.0850	0.0037	0.0130	0.0006	0.37	83.2	3.6
C11_4	917.0	74.5	12.5	0.0494	0.0031	0.0877	0.0064	0.0131	0.0006	0.16	83.6	3.9
C11_38	652.0	98.3	7.2	0.0476	0.0026	0.0850	0.0055	0.0130	0.0006	0.19	83.5	3.8
C11_5	1255.0	88.9	13.8	0.0466	0.0015	0.0842	0.0040	0.0130	0.0006	0.16	83.5	3.7
C11_9	155.9	34.2	4.6	0.0495	0.0013	0.0894	0.0039	0.0131	0.0006	0.20	83.8	3.7
C11_19	281.0	65.2	4.8	0.0413	0.0036	0.0738	0.0070	0.0130	0.0006	0.17	82.9	3.9
C11_27	136.4	47.3	3.2	0.0489	0.0022	0.0881	0.0050	0.0131	0.0006	0.20	84.0	3.8
C11_23	586.0	46.3	12.5	0.0482	0.0017	0.0888	0.0043	0.0132	0.0006	0.23	84.4	3.7
C11_39	1900.0	102.4	17.4	0.0470	0.0029	0.0836	0.0058	0.0132	0.0006	0.16	84.5	3.9
C11_28	211.7	41.8	5.2	0.0479	0.0012	0.0883	0.0038	0.0133	0.0006	0.39	85.3	3.7
C11_13	382.0	69.4	6.1	0.0475	0.0012	0.0871	0.0038	0.0133	0.0006	0.51	85.4	3.8
C11_30	1683.0	94.3	18.0	0.0486	0.0020	0.0881	0.0048	0.0134	0.0006	0.28	85.6	3.9
C11_31	1758.0	169.5	10.8	0.0476	0.0012	0.0884	0.0038	0.0135	0.0006	0.35	86.7	3.8
C11_29	1070.0	84.8	12.7	0.0481	0.0013	0.0893	0.0039	0.0136	0.0006	0.34	87.0	3.6
C11_24	986.0	97.7	9.9	0.0475	0.0013	0.0897	0.0040	0.0137	0.0006	0.35	87.4	3.9
C11_21	170.9	64.3	2.7	0.0547	0.0018	0.3002	0.0150	0.0402	0.0018	0.24	254.1	11.0
C11_3	56.1	18.0	3.2	0.1194	0.0028	4.5530	0.1900	0.2794	0.0130	0.63	1587.0	63.0

Средневзвешенный  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст **80.4 ± 1.2 млн лет** ( $\pm 2\sigma$ ), **n = 41/48, СКВО = 4.7, вероятность 1.5%**

Примечание. Все ошибки определений приведены на уровне  $\pm 2\sigma$  и включают только ошибки измерений. Константы распада и соотношения изотопов урана:  $^{238}\text{U} = 9.845 \times 10^{-10}$ ,  $^{235}\text{U} = 1.55125 \times 10^{-10}$ ,  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137.88$ . “Возраст” в предпоследней графе означает  $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст.  $\text{x}$  – отклоненные дискордантные возрасты.

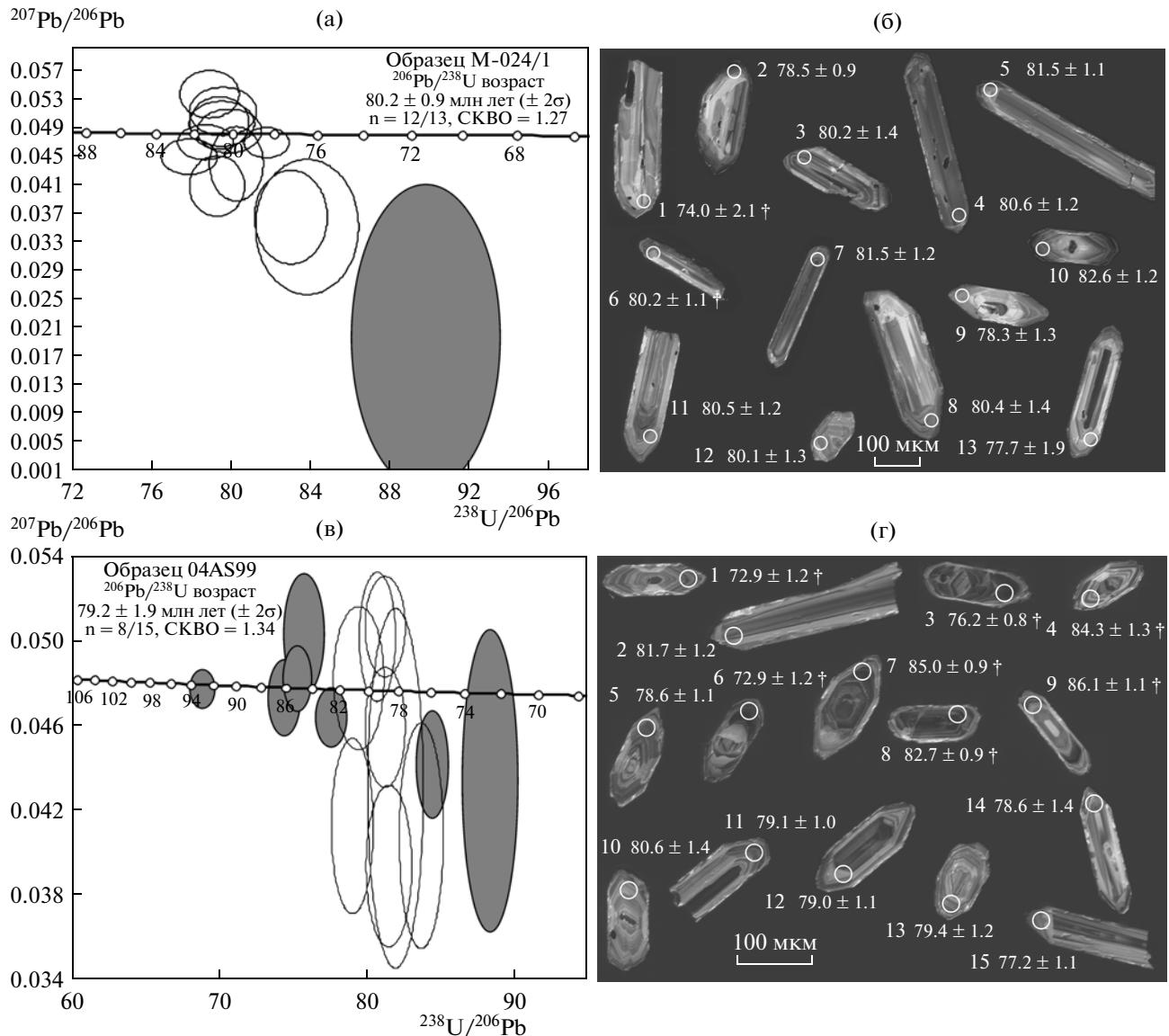


Рис. 4. Диаграммы Тера-Вассербурга (а, в) и катодолюминесцентные изображения цирконов (б, г) для образцов М-024/1 (а, б) и 04AS99 (в, г).

На диаграммах горизонтальная линия — конкордия, эллипсы соответствуют погрешностям определений отношений для каждого зерна  $\pm 2\sigma$ , серым цветом выделены эллипсы для дискордантных определений, исключенных из расчетов средневзвешенного возраста. На катодолюминесцентных изображениях белыми кружками показаны точки SHRIMP анализов, их номера соответствуют номерам анализов в табл. 2 (обр. М-024/1) и 3 (обр. 04AS99); возраст (млн лет) показан с погрешностью  $\pm 2\sigma$ ;  $\dagger$  — отклоненные дискордантные возрасты.

шью шаблона из пленки. В центре шашки устанавливали цирконы стандартов SL2 (563 млн лет; Gehrels et al., 2008) и Plešovice (337 млн лет; Slama et al., 2008). Затем зерна помещали в кольцевую форму и заливали эпоксидной смолой Struers EpoFix. Затвердевшую шашку обрезали на токарном станке до нужного размера. Поверхность шашки с зернами циркона полировали сначала наждачной бумагой с зерном 1500  $\mu\text{m}$ , а затем полировальными пастами Struers с зерном 9 и 3  $\mu\text{m}$  на полировальной машине LaboPol.

Четыре замера первичного стандарта SL2 (Gehrels et al., 2008) и четыре замера вторичного стандарта Plešovice (Slama et al., 2008) выполняли в начале и в конце каждой сессии. Измерения первичного стандарта делали после каждого пятого зерна с неизвестным возрастом, совместно с вторичным стандартом — после каждого десятого зерна с неизвестным возрастом. Согласно протоколу измерений, 15 зерен циркона вторичного стандарта использовали для контроля качества и точности анализа для каждого 100 зерен циркона с

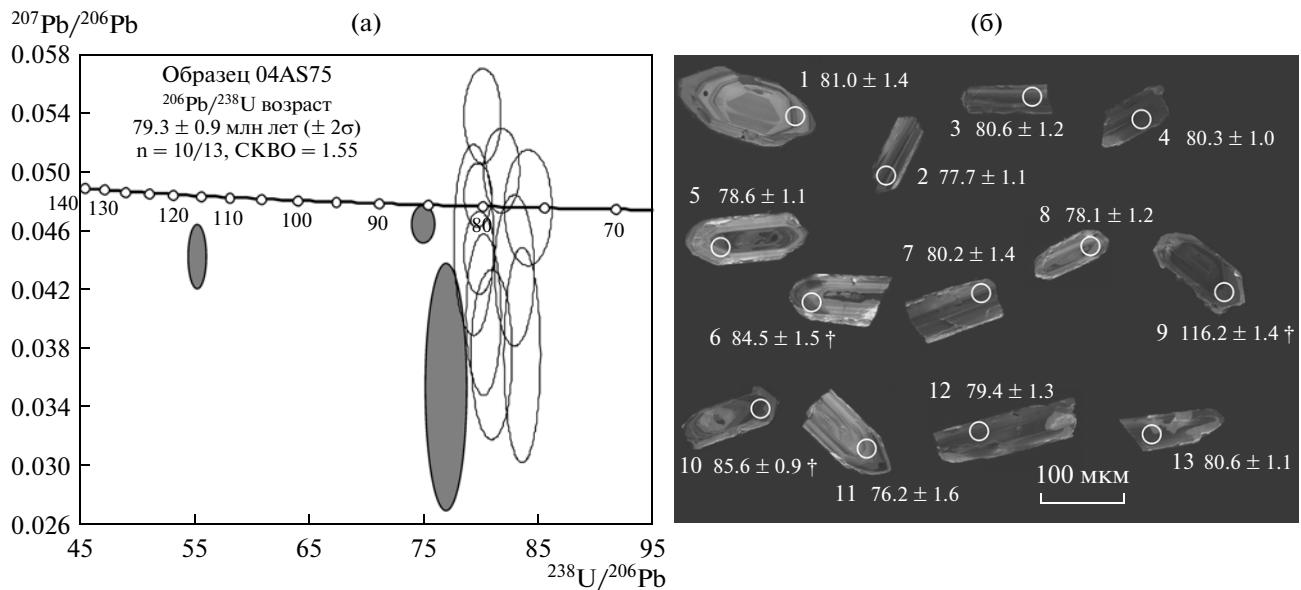


Рис. 5. Диаграмма Тера-Вассербурга (а) и катодолюминесцентные изображения цирконов (б) для образца 04AS75.

На диаграмме горизонтальная линия – конкордия, эллипсы соответствуют погрешностям определений отношений для каждого зерна  $\pm 2\sigma$ , серым цветом выделены эллипсы для дискордантных определений, исключенных из расчетов средневзвешенного возраста. На катодолюминесцентных изображениях белыми кружками показаны точки SHRIMP анализов, их номера соответствуют номерам анализов в табл. 4; возраст (млн лет) показан с погрешностью  $\pm 2\sigma$ ; † – отклоненные дискордантные возрасты.

неизвестным возрастом. Полученные с прибора данные обрабатывали в приложении Iolite для Igor Pro (Paton et al., 2010).

Содержания главных элементов в породах определены в лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН (зав. лабораторией С.М. Ляпунов) методом весового силикатного анализа.

Определение концентраций микроэлементов выполнено в ИМГРЭ методом масс-спектрометрии в индуктивно-связанной плазме (ICP-MS), аналитик Д.З. Журавлев. Контроль качества ICP-MS анализа осуществляли с помощью параллельных анализов стандартной горной породы BCR-2, показавших хорошую точность и воспроизводимость. Предел обнаружения для большинства элементов с массой более 80 а.е.м. составлял около 0.001–0.005 мкг/г, для легких элементов он ухудшался до 0.003–0.005 мкг/г (для бериллия). Для всех анализировавшихся элементов уровень загрязнения был пренебрежимо мал. Все кислоты, использовавшиеся для разложения и разбавления проб, были дважды перегнаны в кварцевых и тефлоновых аппаратах; применялась только дезионизированная вода. Пробы, разбавленные относительно сухого веса в 1000 раз в полунармальной азотной кислоте, анализировались на масс-спектрометре ELAN 6100 DRC в стандартном режиме измерений (PerkinElmer, ELAN 6100 DRC, Software Kit, 2000). Калибровку измерительных ка-

налов осуществляли по синтетическим стандартам, приготовленным из растворов индивидуальных элементов, поставленных фирмой PerkinElmer.

Содержания и изотопные составы Sm и Nd были определены методом изотопного разбавления в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты). Перед разложением проб к навеске анализируемого образца добавляли смешанный трассер  $^{149}\text{Sm}/^{150}\text{Nd}$ . Образцы разлагались в смеси HF + HNO<sub>3</sub> (или +HClO<sub>4</sub>) в тефлоновых блюксах при температуре 100°C в термостате до полного растворения. Дальнейшее выделение Sm и Nd проводили по стандартной методике двухступенчатого ионно-обменного и экстракционно-хроматографического разделения с использованием ионно-обменной смолы “Dowex” 50 × 8 на хроматографических колонках, где применялась 2.3 N и 4.5 N HCl в качестве элюента. Отобранные фракции Sm и Nd переводили в нитратную форму, после чего препараты были готовы к масс-спектрометрическому анализу. Все измерения изотопного состава Nd и концентраций Sm и Nd методом изотопного разбавления проводили на семиканальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan-MAT 262 (RPQ) в статическом двухленточном режиме на коллекторах с использованием Ta + Re лент. В качестве ионизаторов применяли рениевые ленты, а пробу наносили на ленту из tantalа с предварительным нанесением на нее микрокапли разбавленной H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub>. Погрешность определений вос-

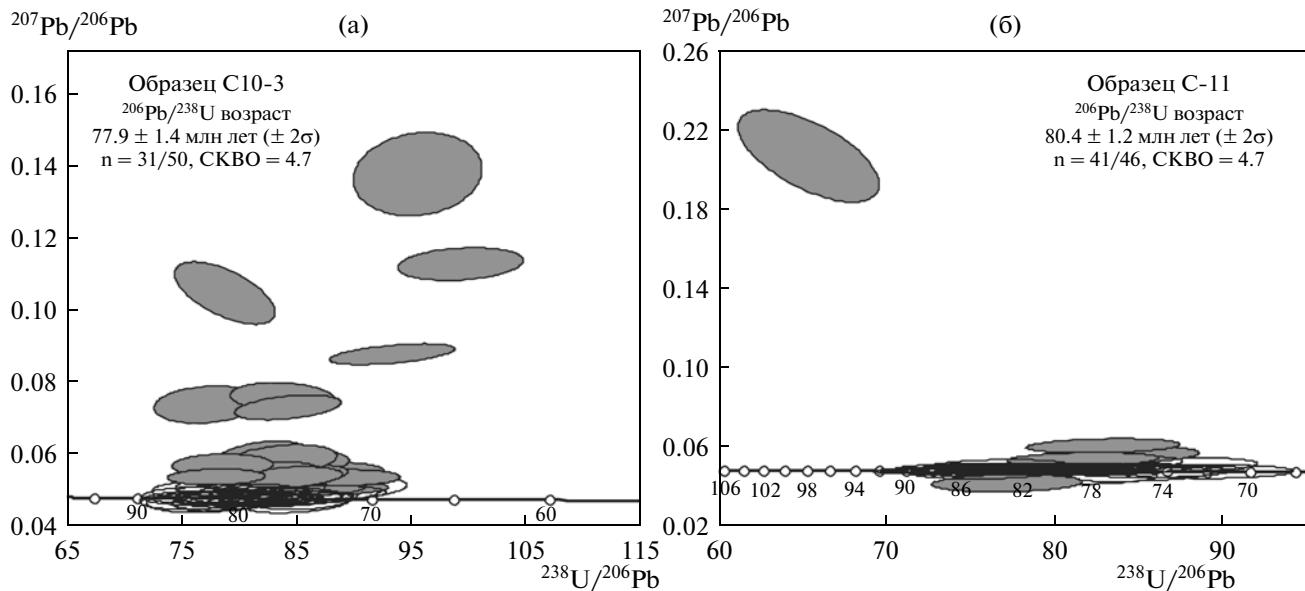


Рис. 6. Диаграммы с конкордией для образцов C10-3 (а) и C-11 (б).

На диаграммах эллипсы соответствуют погрешностям определений отношений для каждого зерна  $\pm 2\sigma$ , серым цветом выделены эллипсы для дискордантных определений, исключенных из расчетов средневзвешенного возраста.

производимости одиннадцати анализов изотопного состава Nd стандарта La Jolla =  $0.511833 \pm 6$  ( $2\sigma$ , N = 11) не превышала  $0.0024\%$  ( $2\sigma$ ). Такая же погрешность получена при измерении сорока четырех параллельных анализов нового японского стандарта JNd<sub>i</sub>1 =  $0.512072 \pm 2$  ( $2\sigma$ , N = 44). Ошибка в  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  отношениях при статистическом расчете концентраций Sm и Nd в стандарте BCR-1 составляет  $0.2\%$  ( $2\sigma$ ) – среднее значение из семи измерений. Холостое внутрилабораторное загрязнение составляло 0.3 нг для Nd и 0.06 нг для Sm. Измеренные изотопные отношения Nd нормализованы по отношению  $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.241570$ , а затем пересчитаны на отношение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в стандарте LaJolla = 0.511860.

## РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ

Для образцов M-024/1, 04AS99, 04AS75 было проведено U-Pb изотопное датирование цирконов на SHRIMP-RG в микроаналитическом центре Стэнфорд-USGS (<http://shrimprg.stanford.edu/>). Циркон из образцов C10-3 и C-11 датирован U-Pb LA-ICPMS методом в лаборатории Университета Калифорнии, Санта-Круз.

Гнейсовидные биотитовые граниты (обр. M-024/1, рис. 1), отобранные в среднем течении р. Правая Колпакова, содержат зональные цирконы с возрастом  $80.2 \pm 0.9$  млн лет (табл. 2, рис. 4а, 4б). На западном склоне Срединного хребта, в непосредственной близости от разлома, отделяющего метаморфические образования от неметаморфизо-

ванных (рис. 1, 2б), отобран образец милонитизированного двуслюдяного гранита 04AS99, возраст циркона из которого составил  $79.2 \pm 1.9$  млн лет (табл. 3, рис. 4в, 4г). На правом берегу р. Поперечная опробован ортогнейс (обр. 04AS75), по цирконам из которого определен конкордатный возраст  $79.3 \pm 0.9$  млн лет (табл. 4, рис. 5а, 5б).

Образец C10-3 отобран из керна вблизи устья скважины, в 50 м ниже пересеченного ею контакта гранитоидов с базитовым интрузивом месторождения Шануч (рис. 1, 3) (Селянгин, 2006). Образец C-11 отобран в 10 см от “горячего” контакта с массивной рудой месторождения Шануч (рис. 1, 3). Цирконы из гнейсовидных гранитоидов образцов C10-3 и C-11 датированы U-Pb LA-ICPMS методом (табл. 5). Возраст циркона из обр. C10-3 составил  $77.9 \pm 1.4$  млн лет (рис. 6а), из образца C-11 –  $80.4 \pm 1.2$  млн лет (рис. 6б). Некоторый возрастной разброс (СКВО = 4.7) может быть связан с природной гетерогенностью изучаемых гранитоидов. Корреляции между содержанием материнского нуклида и возрастом не наблюдается. Обычно потери радиогенного свинца характерны для частей кристаллов с высоким содержанием урана или тория, так как радиогенные нарушения в кристаллической решетке способствуют потере свинца. В нашем случае потери радиогенного свинца за счет диффузии, скорее всего, не происходило.

Таким образом, с учетом опубликованных и новых данных (табл. 1) можно с уверенностью выделять кампанский этап гранитообразования на Камчатке.

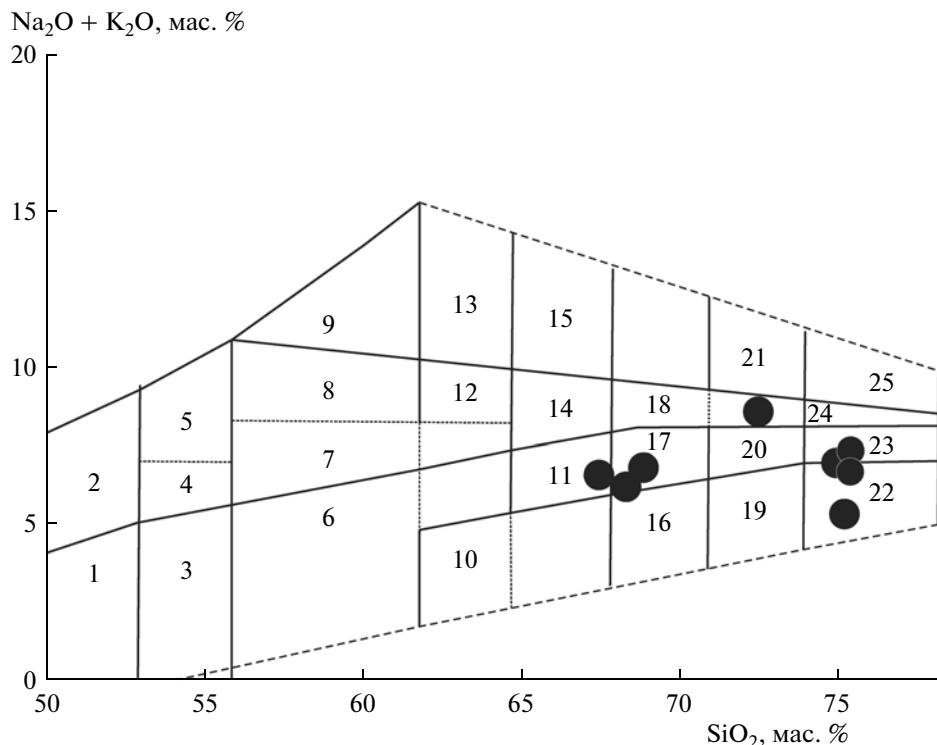


Рис. 7. Диаграмма  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$  (Петрография..., 2001) для кампанских гранитоидов Малкинского поднятия Срединного хребта.

Поля на диаграмме: 1 – габбро-нориты; 2 – монцогаббро; 3 – диориты, 4 – монцодиориты; 5 – монzonиты; 6 – кварцевые диориты; 7 – кварцевые монцодиориты; 8 – сиениты; 9 – щелочные сиениты; 10 – тоналиты; 11 – гранодиориты; 12 – кварцевые сиениты; 13 – щелочные кварцевые сиениты; 14 – граносиениты; 15 – щелочные граносиениты; 16 – трондjemиты; 17 – адамеллиты; 18 – субщелочные граниты; 19 – плагиограниты; 20 – граниты; 21 – щелочные граниты; 22 – плагиоклазовые лейкограниты; 23 – лейкограниты; 24 – аляскиты; 25 – щелочные аляскиты.

### ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ

Как было отмечено выше, большинство кампанских гранитоидов имеют гнейсовидную текстуру, что выражено ориентированным расположением слюдистых минералов, преимущественно биотита, с реликтами первичной магматической структуры. Реже встречаются равномернозернистые породы.

Гранитоиды имеют гипидиоморфнозернистую структуру и представлены биотитовыми и двуслюдяными двуполевошпат-кварцевыми породами с рассеянным альмандиновым гранатом и без него, в качестве аксессориев присутствуют апатит, циркон, сфен, ортит. Для некоторых гранитоидов характерна кварц-бластопорфировидная структура, выраженная присутствием в породе 35–40 об. % крупных, длиной до 2–2.5 см, веретенообразных и параллельно ориентированных выделений полизернистого кварца и вкрапленниками олигоклаза и ортоклаза (1.2–1.5 мм) в кварц-полевошпатовой равномерно-мелкозернистой (0.2–0.5 мм) микрогранобластовой основной

массе с лепидобластовыми полосками и линзочками слюд.

Проанализированные гранитоиды по соотношению кремнезема и суммы щелочей относятся к породам нормального ряда, один образец – к субщелочным, и соответствуют гранодиоритам, адамеллитам, лейкогранитам и субщелочным гранитам (Петрография..., 2001) (рис. 7, табл. 6). По степени насыщения Al относительно суммы Ca, K и Na гранодиориты и адамеллиты являются умеренно-глиноземистыми породами (индекс глиноземистости ASI = 0.99–1.08), а лейкограниты – высокоглиноземистыми (ASI = 1.16–1.20) (рис. 8).

Согласно классификации Б.Р. Фроста с соавторами (Frost et al., 2001), изучаемые гранитоиды относятся к магнезиальным образованиям ( $\text{Fe}^* = \text{FeO}_t / (\text{FeO}_t + \text{MgO}) = 0.65–0.81$ ) (рис. 9а), при этом они являются преимущественно щелочно-известковистыми по соотношению модифицированного индекса Пикока (MALI =  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO} = 2.8–6.3$ ) и  $\text{SiO}_2$ ; по одной фигурационной точке попадает в поле известково-щелоч-

**Таблица 6.** Петрогенные компоненты (мас. %) и элементы-примеси (мкг/т) в кампанских гранитоидах Малкинского поднятия Срединного хребта Камчатки

Обр.	M-438/1	M-424/1	M-438/4	M-427/1	M-439/1	C-11	C10-3	M-437/2
SiO <sub>2</sub>	66.23	66.98	67.96	71.20	73.76	74.1	74.2	74.71
TiO <sub>2</sub>	0.34	0.73	0.50	0.21	0.10	0.18	0.15	0.19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.49	14.54	15.90	14.90	14.54	14.2	14.3	13.91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.73	2.00	1.54	0.70	1.52	1.07	1.05	0.42
FeO	2.92	3.45	1.73	0.86	0.66	0.97	0.61	1.64
MnO	0.06	0.07	0.07	0.04	0.04	0.037	0.039	0.04
MgO	1.62	1.23	1.67	0.65	0.44	0.48	0.37	0.78
CaO	3.51	3.28	2.96	1.54	1.00	1.0	0.86	2.76
Na <sub>2</sub> O	4.43	3.81	3.90	4.49	4.33	4.4	4.0	4.32
K <sub>2</sub> O	2.00	2.24	2.80	3.92	2.50	2.2	3.2	0.95
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.21	0.22	0.12	0.13	0.04	0.085	0.080	0.04
П.п.п.	1.00	0.80	0.76	0.75	0.90	1.23	1.3	0.22
Сумма	99.54	99.35	99.91	99.39	99.83	99.88	100.05	99.98
Be	4.0	2.2	—	7.9	1.1	2.6	2.6	1.5
V	45.0	66.9	—	23.7	7.2	9.3	7.2	20.2
Cr	26.6	25.1	—	22.3	28.7	11.6	18.5	24.0
Co	9.6	10.5	—	2.2	1.7	2.1	1.3	3.7
Ni	16.9	15.6	—	19.0	45.1	48.0	13.3	26.5
Cu	13.7	14.2	—	2.8	3.0	681	13.8	3.0
Zn	62.7	62.5	—	51.8	41.1	21	25.7	34.6
Ga	21.4	20.9	—	22.0	21.1	14.7	16.9	15.1
Rb	87	91	—	168	60	69	131	47
Sr	251	192	—	257	151	74	54	294
Y	6	42	—	9	27	20	20	5
Zr	195	396	—	75	74	60	55	30
Nb	8	10	—	6	18	5.6	9.7	4
Mo	0.8	0.8	—	0.7	0.7	1.2	1.2	0.8
Cs	4.2	4.0	—	9.2	1.3	1.9	7.4	3.3
Ba	314	632	—	446	652	436	331	185
Hf	4.8	10.1	—	2.30	2.8	2.5	2.4	1.0
Ta	0.8	0.7	—	1.11	0.3	0.83	1.06	0.4
Th	10.4	9.9	—	5.17	5.6	6.1	6.4	5.6
U	1.7	2.3	—	3.33	1.1	3.5	5.0	0.8
La	42.19	29.80	—	17.41	16.72	11.4	10.9	14.02
Ce	83.41	68.64	—	32.67	39.28	28.0	27.1	29.86
Pr	8.97	8.28	—	4.06	4.68	3.4	3.3	3.32
Nd	31.75	32.98	—	14.70	17.99	13.6	13.3	12.05
Sm	4.39	7.53	—	3.20	4.35	3.7	3.6	2.26
Eu	1.03	1.12	—	0.64	0.44	0.28	0.27	1.14
Gd	2.63	7.30	—	2.58	4.47	3.9	3.7	1.75
Tb	0.25	1.14	—	0.35	0.75	0.67	0.66	0.21
Dy	1.00	6.67	—	1.67	4.38	4.4	4.2	0.94
Ho	0.16	1.37	—	0.28	0.89	0.87	0.82	0.15
Er	0.44	3.73	—	0.64	2.34	2.6	2.5	0.38
Tm	0.07	0.56	—	0.09	0.32	0.39	0.38	0.05
Yb	0.44	3.57	—	0.52	1.90	2.6	2.6	0.28
Lu	0.07	0.53	—	0.07	0.27	0.38	0.37	0.04
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	63.56	5.59	—	22.47	5.88	2.90	2.81	33.07
Eu <sub>N</sub> /Eu <sup>*</sup>	0.93	0.47	—	0.69	0.31	0.23	0.23	1.77

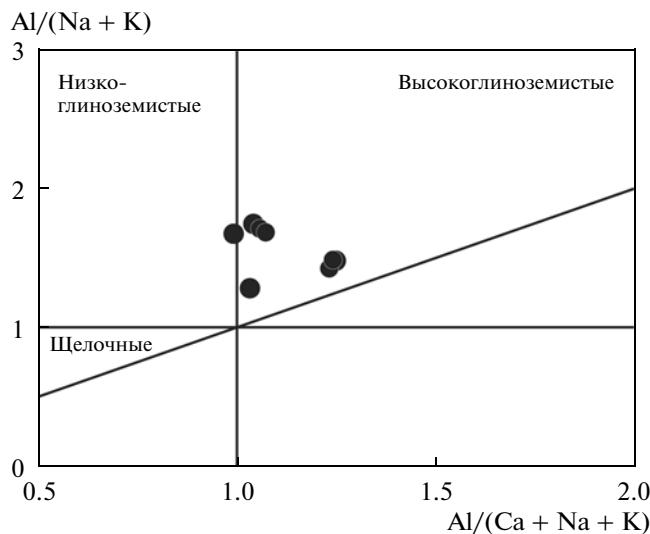


Рис. 8. Диаграмма  $\text{Al}/(\text{Na} + \text{K})$  –  $\text{Al}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$  для кампанских гранитоидов Малкинского поднятия Срединного хребта.

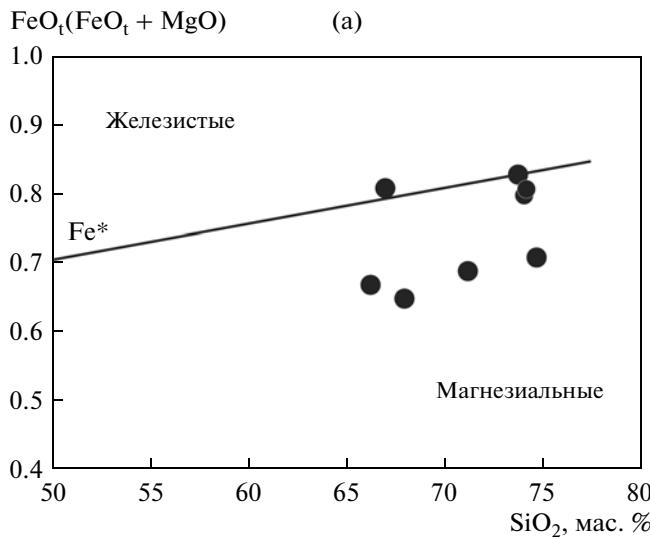


Рис. 9. Диаграммы  $(\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t + \text{MgO}) – \text{SiO}_2$  (а) и  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} – \text{CaO}) – \text{SiO}_2$  (б) для кампанских гранитоидов Малкинского поднятия Срединного хребта.

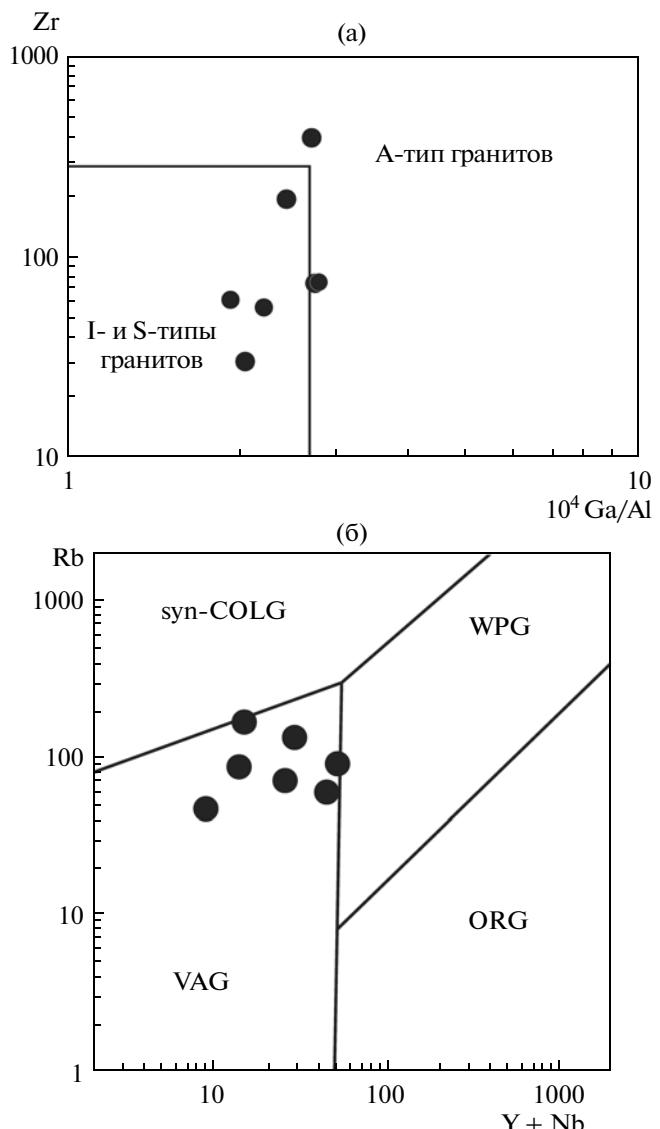


Рис. 10. Диаграммы (а)  $\text{Zr} – 10^4 \text{Ga/Al}$  (Whalen et al., 1987) и (б)  $\text{Rb} – (\text{Y} + \text{Nb})$  (Pearce et al., 1984) для кампанских гранитоидов Малкинского поднятия Срединного хребта.

(б): типы гранитов: syn-COLG – синеклизионные, VAG – вулканических дуг, WPG – внутриплитные, ORG – океанических хребтов.

ных ( $\text{MALI} = 6.9$ ) и известковистых ( $\text{MALI} = 2.5$ ) образований (рис. 9б).

На классификационной диаграмме Дж. Вейлина (Whalen et al., 1987) фигурационные точки гранитоидов располагаются в поле гранитов S- и I-типов (рис. 10а), а на диаграмме Дж. Пирса (Pearce et al., 1984) – в поле гранитов вулканических дуг, близко к границе с полем синеклизионных гранитов (рис. 10б).

Для гранитоидов установлено два типа хондритнормализованных спектров распределения РЗЭ.

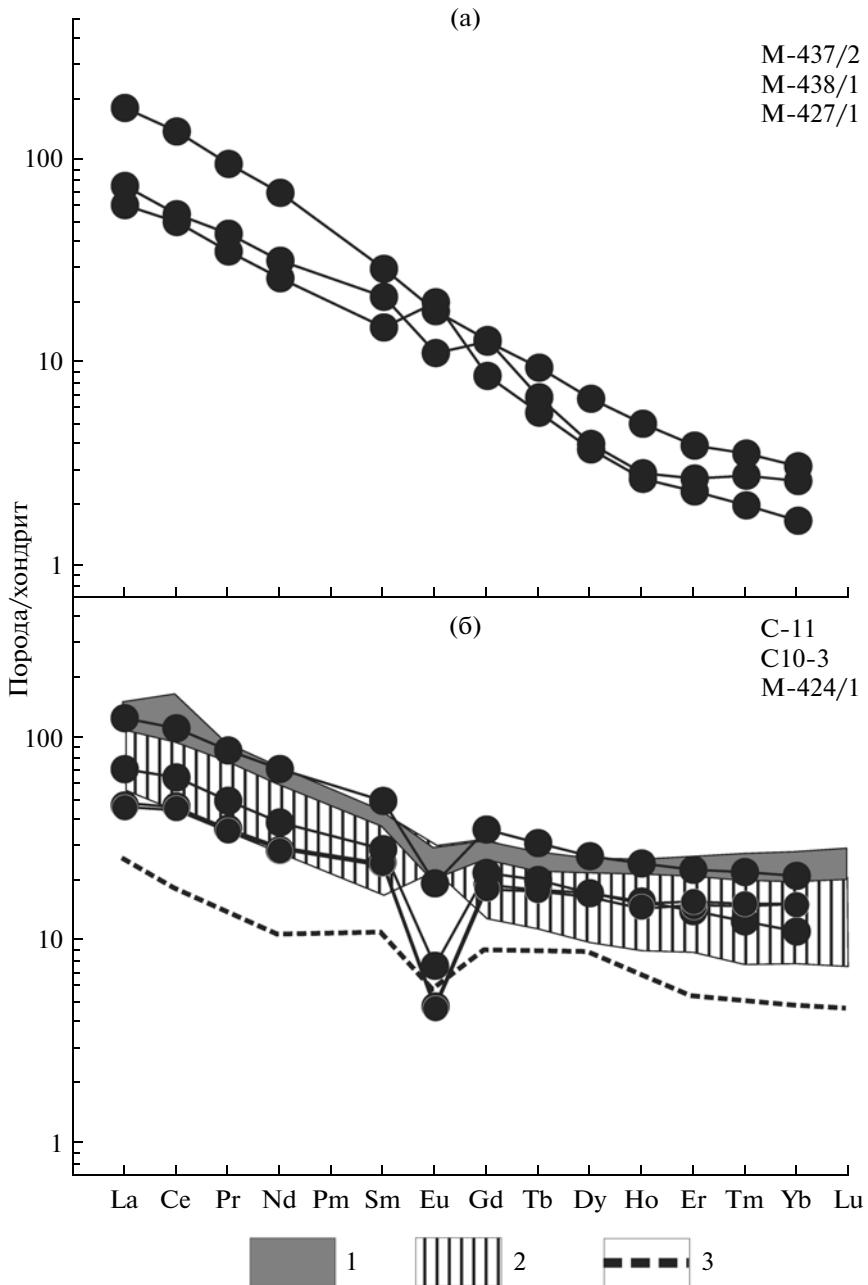


Рис. 11. Хондритнормализованные (по Sun, Donough, 1989) спектры РЗЭ кампанских гранитоидов Малкинского поднятия Срединного хребта.

(а) – обр. М-438/1, М-427/1, М-437/2; (б) – обр. С-11, С10-3, М-424/1, 1, 2 – метатерригенные породы колпаковской (1) и камчатской (2) серий, 3 – миоценовые лейкограниты Манаслу, Гималаи (Crawford, Windley, 1990).

Первый тип характеризуется фракционированным распределением РЗЭ ( $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 22.47-63.56$ ) и как положительной ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.77$ ), так и небольшой отрицательной Eu-аномалией ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.69-0.93$ ) (рис. 11а).

Для второго типа характерны умеренно фракционированные спектры РЗЭ и наличие хорошо выраженной отрицательной Eu-аномалии

( $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 2.81-5.88$ ,  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.23-0.47$ ) (рис. 11б). Спектры распределения гранитоидов сходны с таковыми для вмещающих метатерригенных пород колпаковской серии, отличаясь более глубокой отрицательной Eu-аномалией (рис. 11б), и со спектром распределения лейкогранитов Манаслу Гималаев (Crawford, Windley, 1990), отличаясь более высокими суммарными содержаниями РЗЭ.

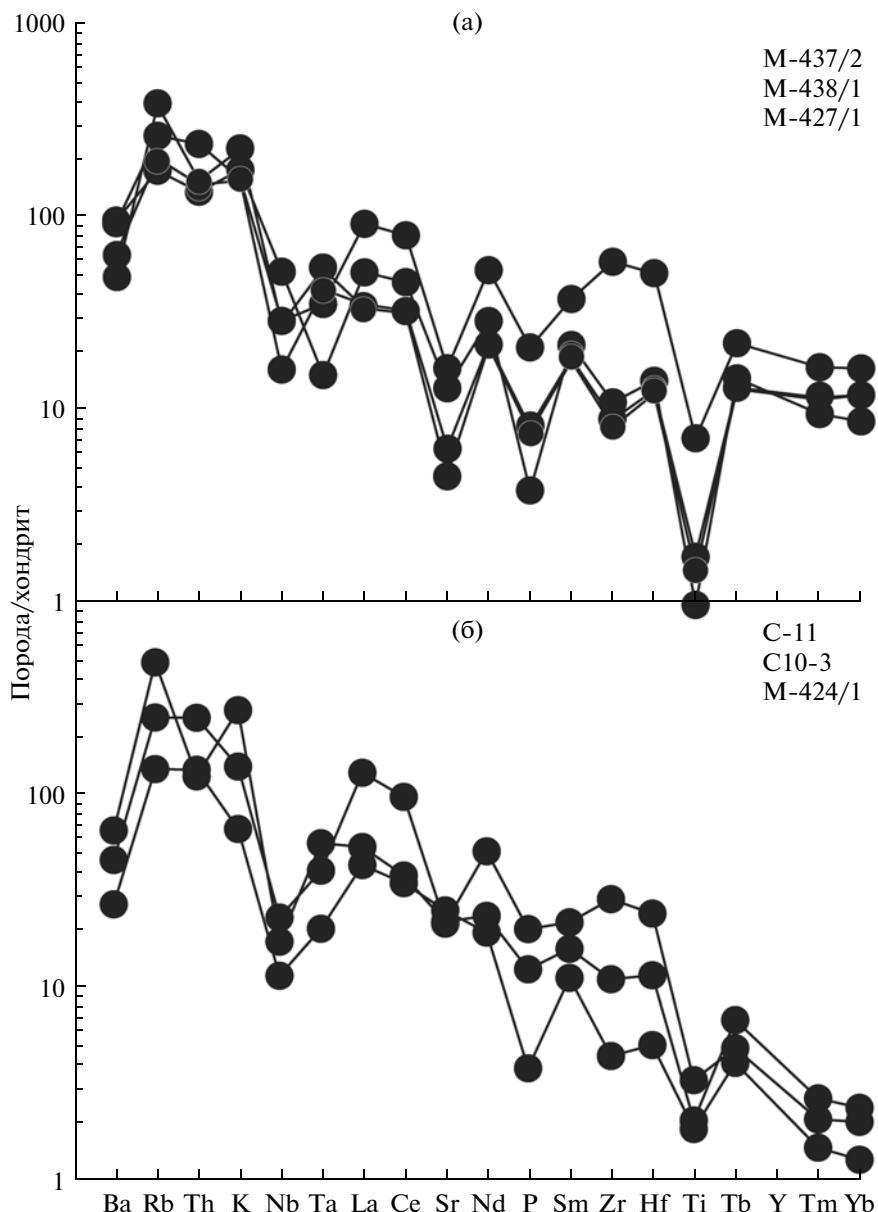


Рис. 12. Спайдер-диаграммы нормированных на состав хондриита (Sun, Donough, 1989) элементов-примесей в кампанических гранитоидах.

(а) – обр. M-438/1, M-427/1, M-437/2; (б) – обр. C-11, C10-3, M-424/1.

Спайдер-диаграммы элементов-примесей, нормированные на состав хондриита, для гранитоидов с разным спектром распределения РЭЭ характеризуются общим трендом обогащения крупно-ионными лиофильными элементами относительно высокозарядных, максимумами Rb, Th, La, Ce и минимумами Ba, Nb, Sr, P, Ti, различаясь в области тяжелых редких земель и Y (рис. 12а, 12б).

Для четырех образцов двуслюдянных и биотитовых гранитов и четырех образцов метаморфических пород камчатской серии, представленных биотитовыми и двуслюдянными сланцами с грана-

том, были получены Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные (табл. 7). Граниты незначительно различаются по изотопному составу Nd и характеризуются небольшими положительными (от 0.85 до 1.59) и отрицательными (-0.36) значениями  $\epsilon_{Nd}(T)$ . Изотопные отношения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  в двух образцах гранитов составляют 0.705465 и 0.706303. Величины  $T_{Nd}(DM)$  для гранитов варьируют от 590 до 993 млн лет. Породы камчатской серии имеют более низкие отрицательные значения  $\epsilon_{Nd}(T)$  от -1.63 до -3.2, более высокие изотопные отношения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  от 0.706226 до 0.7079470, а ве-

Таблица 7. Результаты Sr-Nd изотопного анализа кампанских гранитоидов юга Срединного хребта Камчатки

№ обр.	Описание	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	$T_{\text{Nd}}^{\text{DM}}$ (млн лет)	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
M-427/1	Bi-Mu гранит	4.966	28.05	0.10699	0.512589	-0.36	804	152.2	235.7	1.86843	0.706303
M-424/2	Bi гранит гнейсовидный	7.473	33.57	0.134565	0.512687	1.59	895	—	—	—	—
M-439/1	Bi-Mu гранит с Gar	4.480	19.81	0.136669	0.51265	0.85	993	—	—	—	—
M-438/1	Bi гранит гнейсовидный	4.238	31.04	0.08254	0.512644	1.28	590	83.41	229.1	1.05328	0.705465
M-445/1	Bi сланец	3.070	12.37	0.15001	0.512457	-3.2	1660	144.2	281.5	1.48282	0.707947
M-439/2	Bi сланец с Gar	5.948	29.57	0.12158	0.512527	-1.63	1033	53.68	353.3	0.43963	0.706226
M-422/1	Bi-Mu сланец с Gar	5.934	28.89	0.12417	0.51245	-3.16	1194	77.16	258.7	0.86291	0.707372
M-415/1	Bi-Mu сланец с Gar	6.591	31.21	0.12764	0.512454	-3.1	1235	84.96	286.0	0.85936	0.706764

личины  $T_{\text{Nd}}^{\text{DM}}$  для них составляют от 1033 до 1660 млн лет.

## ОБСУЖДЕНИЕ

По петрографическому составу и петрохимическим особенностям кампанские гранитоиды являются промежуточными между гранитами I- и S-типов (Chappell, White, 1992). С гранитами I-типа их сближают наличие гранодиоритов, аадамеллитов, в которых темноцветным минералом является биотит, величины  $\text{Fe}^* < 0.8$ , позволяющие отнести гранитоиды к магнезиальным образованиям (рис. 9а), повышенные содержания Sr, Ba, V, пониженные содержания Rb (табл. 6), соотношение Zr и Ga/Al (рис. 10а), сходство с гранитами вулканических дуг по соотношению Rb и суммы Y и Nb (рис. 10б), изотопный состав Nd, невысокие отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} (< 0.708)$ . С другой стороны, присутствие лейкогранитов с высокими содержаниями  $\text{SiO}_2$ , наличие мусковита и граната, высокая глиноземистость указывают на сходство кампанских гранитоидов с гранитами S-типа.

В работе (Chappell et al., 2012) отмечается, что половина всех низкотемпературных серий гранитов I-типа Восточной Австралии содержит высокоглиноземистые разности наряду с более мafическими низкоглиноземистыми гранитоидами. Б. Чэппел и др. (Chappell et al., 2012) считают, что, согласно экспериментальным исследованиям, расплавы, генерированные при частичном плавлении базальтового или андезитового источника в коровых условиях, являются преимущественно высокоглиноземистыми. Во время дегидратационного плавления пород источника гранитов I-типа при давлениях ниже поля стабильности

граната, биотит и амфибол плавятся инконгруэнтно и образуются пироксены. Избыток алюминия переходит при этом в расплав, который становится высокоглиноземистым. Наблюдаемый переход высокоглиноземистых составов гранитоидов в низкоглиноземистые, по мнению Б. Чэппела и др. (Chappell et al., 2012), может происходить в существенно изотопно закрытых системах либо при повышении температуры плавления, растворении кальция и других компонентов клинопроксена, либо при захвате расплавом реститовых минералов (пироксенов и плагиоклаза), приводя к понижению глиноземистости расплава. Таким образом, кампанские гранитоиды, по-видимому, надо относить к высокоглиноземистым гранитам I-типа, согласно (Chappell et al., 2012).

Спектры распределения РЭ адамеллита и лейкогранитов с низким  $\text{La}_N/\text{Yb}_N$  отношением и хорошо проявленной отрицательной Eu-аномалией (обр. С-11, С10-3, М-424/1, М-439/1) сходны со спектрами распределения РЭ гранитов, образование которых связывают с частичным плавлением метаосадочного протолита, например со спектром распределения РЭ синеклизаационных миоценовых лейкогранитов Манаслу, Гималаи (Crawford, Windley, 1990). Сходство спектров распределения РЭ гранитоидов и вмещающих метатерригенных пород колпаковской серии, а также перекрывающих ее метатерригенных пород камчатской серии подтверждает это предположение (рис. 11б). По данным (Рихтер, 1995), первичные породы колпаковской серии имели граувакковый состав, а таковые камчатской серии представляли собой глины с редкими прослоями от полимиктовых до аркозовых песчаников (Тарарин, 1988, 2008).

Фракционированные спектры РЗЭ гранодиоритов, адамеллитов, обедненные тяжелыми лантаноидами, с высоким  $La_N/Yb_N$  отношением, с отсутствием или положительной Eu-аномалией (обр. M-438/1, M-427/1, M-437/2; рис. 11а), позволяют предполагать, что выплавление гранитоидов происходило в равновесии с реститом, в котором присутствовали гранат и (или) роговая обманка, и на большей глубине, чем в случае лейкогранитов. Подобные спектры имеют высокоглиноземистые тоналиты, трондемиты, гранодиориты, полученные в результате экспериментов по частичному плавлению метабазитов (например, Rapp, Watson, 1995 и мн. др.).

Как было указано выше, образования колпаковской серии, в которые внедрялись кампанские гранитоиды, могут быть аналогами приконтинентальных субдукционно-аккреционных призм, на что указывает наличие среди преимущественно метатерригенных пород серии линзовидных тел амфиболитов, имеющих первичный состав океанических базальтов, и метакарбонатных пород. Таким образом, в источник плавления кампанских гранитоидов могло вовлекаться как осадочное вещество аккреционной призмы, так и присутствующие в ней фрагменты базальтового материала.

Незначительные различия гранитоидов по Nd-изотопному составу указывают на то, что их коровий протолит не мог существенно различаться по возрасту. Близкие к нулевым ( $-0.36$ ) или невысокие положительные значения  $\varepsilon_{Nd}(T)$  (до 1.59) в сочетании с невысокими отношениями  $^{87}Sr/^{86}Sr$  (0.706303, 0.705465), а также модельные возрасты гранитоидов (590–993 млн лет) свидетельствуют о формировании пород за счет источников с короткой коровой предысторией, а также о том, что древнее коровое вещество не вовлекалось в процесс плавления при образовании гранитоидных магм.

## ВЫВОДЫ

Геохронологические данные указывают на то, что позднемеловые гранитоиды (от  $83.1 \pm 2.0$  до  $76.2 \pm 1.5$  млн лет) широко распространены на юге Срединного хребта Камчатки. Это позволяет выделить кампанский этап магматической активности на юге Камчатки и считать этот этап началом формирования “новообразованной” континентальной коры. По петрографическому составу и петрохимическим характеристикам кампанская гранитоиды можно сопоставить с высокоглиноземистыми гранитами I-типа, согласно (Chappell et al., 2012). Данные о строении и составе вмещающих толщ позволяют предполагать, что гранитоиды внедрялись в комплексы аккреционной призмы, а данные по распределению РЗЭ гранитоидов указывают на то, что в их петро-

генезисе могло участвовать осадочное и базальтовое вещество аккреционной призмы.

**Благодарности.** Авторы признательны И.С. Ипатьевой и Н.Я. Щербачевой (ГИН РАН) за выделение мономинеральных фракций циркона и А.Н. Ларионову и Ю.А. Костицыну за детальные рецензии, которые помогли существенно улучшить статью.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант № 13-05-00485, 13-05-00249), а также программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН №№ 4 и 6.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бондаренко Г.Е. Ультраосновные и основные метавулканиты Срединного хребта Камчатки: положение в разрезе и обстановка формирования // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72. Вып. 3. С. 32–40.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Объяснительная записка. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Лист N-57 – Петропавловск-Камчатский. Ред. Литвинов А.Ф., Марковский Б.А. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 312 с.
- Жегалова Г.В. Новые данные о тектонической структуре Центральной Камчатки (Хим-Кирганикская рудная зона) // Труды Всесоюзного заочного политехнического института. 1978. Вып. 117. С. 116–118.
- Жегалова Г.В. Меланж в массивах габбро-норит-кортландитового комплекса Срединного хребта Центральной Камчатки // Геотектоника. 1981. № 3. С. 105–112.
- Карта полезных ископаемых Камчатской области. Масштаб 1 : 500000. Ред. Литвинов А.Ф., Патока М.Г., Марковский Б.А. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.
- Кирмасов А.Б., Соловьев А.В., Хоуриган Дж.К. Коллизионная и постколлизионная структурная эволюция Андриановского шва (Срединный хребет, Камчатка) // Геотектоника. 2004. № 4. С. 64–90.
- Конников Э.Г., Чубаров В.М., Травин В.А. и др. Время проявления никеленосной норит-кортландитовой формации на востоке Азиатского континента // Геохимия. 2006. № 5. С. 564–570.
- Кузьмин В.К., Шокальский С.П., Родионов Н.В., Сергеев С.А. Новые данные о U-Pb возрасте метабазитов Камчатки // Вулканализм и геодинамика. Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. Т. 1. С. 388–391.
- Лебедев М.М. Верхнемеловые кристаллические сланцы Камчатки // Советская геология. 1967. № 4. С. 57–69.
- Лучицкая М.В., Соловьев А.В. Кампанийский этап гранитообразования на юге Срединного хребта Камчатки: новые U-Pb SHRIMP данные // Докл. АН. 2010. Т. 430. № 3. С. 352–358.
- Лучицкая М.В., Соловьев А.В. Раннеэоценовый магматизм Срединного хребта Камчатки: состав и геодинамические аспекты // Петрология. 2012. Т. 20. № 2. С. 1–42.
- Лучицкая М.В., Соловьев А.В., Хоуриган Дж.К. Два этапа формирования гранитоидов Срединного хребта Кам-

- чатки: их тектоническая и геодинамическая позиция // Геотектоника. 2008. № 4. С. 49–69.
- Марченко А.Ф. О тектонической природе, возрасте и структурном положении метаморфических комплексов Камчатки // Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 234–246.
- Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород. Ред. Попов В.С., Богатиков О.А. М.: Логос, 2001. 768 с.
- Ruxthor A.B. Структура метаморфического комплекса Срединно-Камчатского массива // Геотектоника. 1995. № 1. С. 71–78.
- Селянгин О.Б. Кортландит-амфиболовая пироксенит-горнбледитовая серия расслоенного никеленосного интрузива Восточно-Геофизический, Шанучское рудное поле, Камчатка // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. № 2. Вып. 8. С. 9–29.
- Селянгин О.Б. О тектонической позиции никеленосных интрузивов Срединно-Камчатского массива // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009. № 1. Вып. 13. С. 123–138.
- Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит: методы трехового датирования и структурного анализа. М.: Наука, 2008. 319 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 577).
- Соловьев А.В., Хоуриган Дж.К., Брэндон М.Т. и др. Возраст барабской свиты по данным U/Pb (SHRIMP) датирования (Срединный хребет, Камчатка): геологические следствия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 4. С. 110–117.
- Соловьев А.В., Палечек Т.Н., Шапиро М.Н. и др. Новые данные о возрасте барабской свиты (Срединный хребет, Камчатка) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 1. С. 118–125.
- Тарарин И.А. Эволюция метаморфизма в Срединно-Камчатской метаморфической зоне // Тихоокеанская геология. 1988. № 1. С. 63–70.
- Тарарин И.А. Гранулиты колпаковской серии Срединного хребта Камчатки – миф или реальность? // Петрология. 2008. Т. 16. № 2. С. 207–224.
- Ханчук А.И. Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 138 с.
- Хоуриган Дж.К., Соловьев А.В., Леднева Г.В. и др. Датирование сиенитовых интрузий восточного склона Срединного хребта Камчатки (скорость выведения аккреционных структур на поверхность) // Геохимия. 2004. № 2. С. 131–140.
- Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Хоуриган Дж.К. Латеральная изменчивость тектонических структур в зоне эоценовой коллизии островной дуги с континентом (Камчатка) // Геотектоника. 2008. № 6. С. 70–91.
- Шаповаленко В.Н. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на Шанучском месторождении за 1991–1994 годы. Петропавловск-Камчатский: ФГУ “ТФИ по Камчатской области и КАО”, 1994. 184 с.
- Bindeman I.N., Vinogradov V.I., Valley J.W. et al. Archean protolith and accretion of crust in Kamchatka: SHRIMP dating of zircons from Sredinny and Ganal Massifs // J. Geol. 2002. V. 110. P. 27–289.
- Chappell B.W., White A.J.R. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt // Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci. 1992. V. 83. P. 1–26.
- Chappell B.W., Bryant C.J., Wyborn D. Peraluminous I-type granites // Lithos. 2012. V. 158. P. 142–153.
- Crawford M.B., Windley B.F. Leucogranites of the Himalaya/Karakoram: implications for magmatic evolution within collisional belts and the study of collision-related leucogranite petrogenesis // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1990. V. 44. P. 1–19.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol. 2001. V. 42. № 11. P. 2033–2048.
- Gehrels G.E., Valencia V., Ruiz J. Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation–multicollector–inductively coupled plasma–mass spectrometry // Geochem. Geophys. Geosyst. 2008. V. 9. Q03017. doi:10.1029/2007GC001805
- Hourigan J.K., Brandon M.T., Soloviev A.V. et al. Eocene arc-continent collision and crustal consolidation in Kamchatka, Russian Far East // Am. J. Sci. 2009. V. 309. P. 333–396.
- Ireland T.R., Gibson G.M. SHRIMP monazite and zircon geochronology of high-grade metamorphism in New Zealand // J. Metam. Geol. 1998. V. 16. P. 149–167.
- Muir R. J., Ireland T. R., Weaver S. D., Bradshaw J. D. Ion microprobe dating of Paleozoic granitoids: Devonian magmatism in New Zealand and correlations with Australia and Antarctica // Chem. Geol. 1996. V. 127. № 1–3. P. 191–210.
- Paton C., Woodhead J.D., Hellstrom J.C. et al. Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust down-hole fractionation correction // Geochem. Geophys. Geosyst. 2010. V. 11. Q0AA06, doi:10.1029/2009GC002618
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. № 4. P. 956–983.
- Rapp R.P., Watson E.B. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust–mantle recycling // J. Petrol. 1995. V. 36. P. 891–931.
- Slama J., Kosler J., Condon D.J. et al. Plesovice zircon – a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // Chem. Geol. 2008. V. 249. P. 1–35. doi:10.1016/j.chemgeo.2007.11.005
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the oceanic basins. Eds. Saunders A.D., Norry M.J. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Miner. Petrol. 1987. V. 95. P. 407–419.

Рецензенты А.Н. Ларионов, Ю.А. Костицын