

УДК 552.13

ХРОНОЛОГИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД ГАББРО-СИЕНИТ-ГРАНИТНОЙ СЕРИИ ОШУРКОВСКОГО ПЛУТОНА, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ

© 2013 г. Г. С. Рипп*, И. А. Избродин*, А. Г. Дорошкевич*, Е. И. Ласточкин*,
М. О. Рампилов*, С. А. Сергеев**, А. В. Травин***, В. Ф. Посохов*

*Геологический институт СО РАН

ул. Сахьяновой, 6а, Улан-Удэ, 670047, Россия; e-mail: ripp@gin.bsnet.ru

**Центр изотопных исследований, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
Средний проспект, 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия; e-mail: sergeev@mail.wplis.net

***Институт геологии и минералогии СО РАН

просп. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090, Россия; e-mail: travin@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 12.03.2012 г.

Получена после доработки 10.10.2012 г.

В статье представлены результаты геохронологического (Rb-Sr, ^{40}Ar - ^{39}Ar , U-Pb) изучения магматических и метаморфических пород, распространенных в районе Ошурковского базитового массива. Установлено, что здесь сформировался габбро-сиенит-гранитный комплекс пород, подобный бимодальным базальт-риолитовым сериям вулканических ассоциаций. Зафиксировано три главных этапа магматической активности: сиенит-гранитный (132–127 млн. лет), затем базитовый (126–117 млн. лет) и вновь гранитный (121–112 млн. лет). Кислые магматиты возникли в результате анатексиса под влиянием тепла, выделившегося из питающего очага щелочных габброидов.

DOI: 10.7868/S0869590313030059

ВВЕДЕНИЕ

Ошурковский плутон относится к одному из интересных геологических объектов Восточной Сибири. Изучением его и присутствующего апатитового оруденения занимались многие исследователи (Кузнецов, 1980; Андреев и др., 1972; Смирнов, 1971; Литвиновский и др., 1998, 2005; Litvinovski et al., 2002; Кузнецова и др., 1995; Костромина 1971; Поляков и др., 1980 и др.). Это единственный в Западном Забайкалье базитовый плутон позднемезозойского возраста. Все остальные проявления основных пород в регионе представлены вулканическими образованиями и дайками. Массив представляет собой месторождение с достаточно крупными разведанными запасами апатита. Его породы характеризуются повышенной щелочностью, титанистостью, присутствием магматического кальцита и жил карбонатов. Это обусловило своеобразие петрохимических и геохимических особенностей пород (Никифоров и др., 2000, 2002), неоднозначность оценки формационной принадлежности, отразившейся в многочисленности терминологических названий.

Ранее геохронологически были изучены только плутонические базиты и гранитные пегматиты. Анализы выполнены методами недостаточно устойчивыми к наложенным процессам и показав-

ли широкую вариацию значений возраста. Для габброидов по данным K-Ar метода они лежат в интервале от 80 до 149 млн. лет (Кузнецов, 1980), а Rb-Sr – 108–136 млн. лет (Литвиновский и др., 1998, 2005), для гранитных пегматитов варьируют в пределах 113–121 млн. лет (Шадаев и др., 2001). Полученные возрасты не позволяют локализовать временные диапазоны образования даже изученных пород. Вместе с отсутствием данных о возрасте других пород это определило необходимость дополнительных геохронологических исследований с привлечением более прецизионных методов. Авторами кроме комагматов базитового комплекса (монцогаббро, лампрофиры, карбонатиты, сиениты) были изучены гнейсы, граниты, сиениты, распространенные по периферии плутона, а также дайки гранитных пегматитов, секущих массив (см. табл. 1). Возрастной тренд образования пород контролировался геологическими наблюдениями. Выявившаяся в результате проведенных исследований временная близость гранитоидов и базитов потребовала осмысления причин природы синхронизации их возраста. Предложенный ранее (Литвиновский и др., 2005) вариант анатектического образования гранитных пегматитов при тепловом воздействии базитового расплава более всего подходит для рассматриваемого случая.

Таблица 1. Результаты геохронологического изучения Ошурковского массива и вмещающих его пород

№ п/п	Проанализированные породы	Номер пробы	Координаты	Минерал	Метод анализа	Возраст, млн. лет	Кол-во точек
1	Гнейс биотитовый	Ош-229	N 51°055'40" E 107°028'50"	Циркон	U-Pb	282.8 ± 2.9	16
2	То же	Ош-229	То же		Rb-Sr	123.3 ± 5.8	
3	Гнейсовидный кварцевый сиенит	Хал-232	N 51°051'96" E 107°09'84"	Циркон	U-Pb	281.5 ± 2.9	10
4	То же	232	То же		Rb-Sr	113.4 ± 1.2	
5	Гранит лейкократовый	34/10	N 51°055'26" E 107°27'46"	Циркон	U-Pb	132.8 ± 0.66	18
6	То же	230-2	N 51°055'20" E 107°57'23"	Циркон	U-Pb	129.5 ± 2	10
7	»	230-1	То же	Циркон	U-Pb	127 ± 2	7
8	Сиенит щелочно-полево-шпатовый	Ош-252	N 51°055'32" E 107°28'14"	Циркон	U-Pb	128.6 ± 1.0	10
9	* То же		То же	Циркон	U-Pb	130.01 ± 0.77	
10	»		»	Амфибол	Ar-Ar	126.1 ± 1.9	
11	Карбонатный шпир в габбро	10/07	N 51°056'45" E 107°28'50"	Циркон	U-Pb	126.55 ± 0.85	12
12	Габбро меланократовое	Ош-2	N 51°056'17" E 107°028'23"	Циркон	U-Pb	125.4 ± 2	12
13	Габбро мезократовое	Ош-1	N 51°056'43" E 107°027'53"	Циркон	U-Pb	123.8 ± 3.9	10
14	Сиенит биотитовый	06/09	N 51°057'48" E 107°028'21"		Rb-Sr	122.8 ± 4.6	
15	Спессартит	64/10	N 51°056'34" E 107°027'50"	Амфибол	Ar-Ar	122.3 ± 1.2	
16	Керсантит	102/10	N 51°055'51" E 107°028'33"	Биотит	Ar-Ar	117.5 ± 1.2	
17	Карбонатит	Ош-8	N 51°056'44" E 107°028'53"		Rb-Sr	120 ± 9	
18	То же	Ош-5	N 51°056'43" E 107°028'26"		Rb-Sr	118 ± 11	
19	** Гранит лейкократовый	Ош-314	N 51°059'15" E 107°028'02"		Rb-Sr	114 ± 1	
20	Пегматит гранитный	28/10	N 51°055'51" E 107°028'33"	Амфибол	Ar-Ar	111.6 ± 1	

Примечание. Пробы 6 и 7 представлены цирконами: бесцветным и бурым, выделенными из одного штуфа. В пробах 12 и 13 присутствуют зерна ксеногенного циркона соответственно с возрастом 273 ± 3.7 млн. лет (3 зерна из 12) и 280.6 ± 2.7 млн. лет (1 зерно из 12), близким к возрасту вмещающих гнейсов. * 9 – устное сообщение Д.П. Гладкочуба (LA ICP, Beijing, China). ** Анализ выполнен в ИГД РАН.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УЧАСТКА

Ошурковский массив находится в 15 км от г. Улан-Удэ, занимает площадь несколько более 12 км². Он расположен в 7 км к северу от Иволгино-Удинской рифтогенной впадины, выполненной существенно терригенными осадочными породами. По данным геолого-съёмочных работ (Платов и др., 2009), вмещающие массив породы представлены позднепалеозойским ультрамета-

морфическим Убукун-Бургасским комплексом, сложенным метатектит-гранитами, гнейсовидными гранитами, биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами, мигматизированными кристаллосланцами (рис. 1).

Выход базитовых пород фиксируется контрастной гравитационной аномалией со значениями силы тяжести более 30 мГл в центральной части (рис. 2). Размеры аномалии существенно больше площади распространения базитов и, ве-

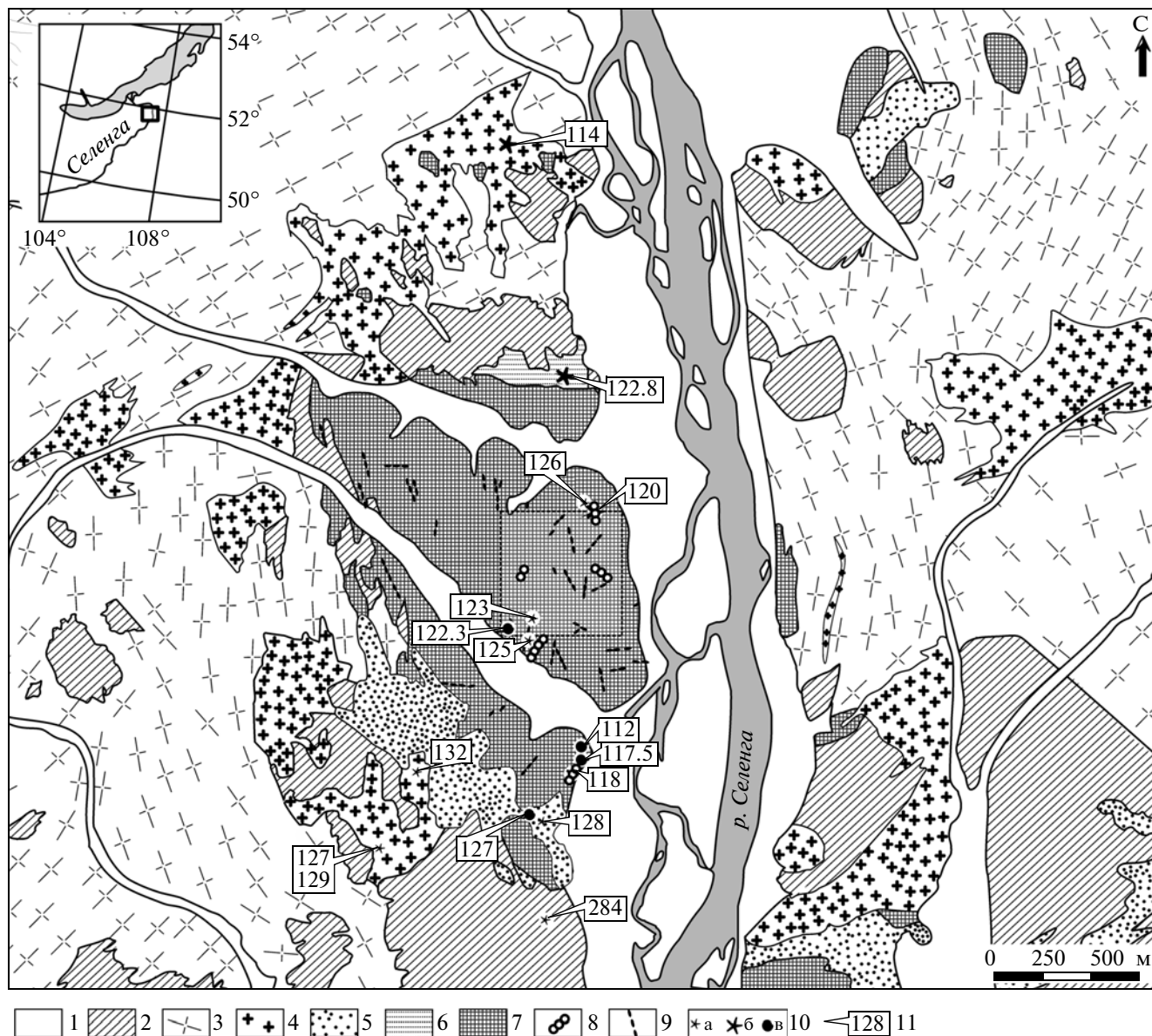


Рис. 1. Схема геологического строения площади Ошурковского месторождения (по результатам государственной геологической съемки масштаба 1 : 50000, с добавлениями авторов)

1 – современные рыхлые отложения; 2 – биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы; 3 – гнейсовидные граниты; 4 – лейкократовые граниты; 5 – щелочно-полевошпатовые сиениты; 6 – сиениты биотитовые; 7 – габброиды Ошурковского плутона; 8 – жилы карбонатитов; 9 – дайки лампрофиров; 10 – точки отбора проб на геохронологические исследования и значения возрастов: (а) U-Pb (SHRIMP II), (б) Rb-Sr, (в) Ar-Ar; 11 – возраст, млн. лет.

На врезке – границы участка (см. рис. 3) с детализацией распределения жильных пород.

роятно, совпадают с границами питавшего очага. Согласно геофизическим работам, выполненным в период разведки месторождения, массив имеет грибообразную форму с ножкой диаметром около 1 км, круто уходящей на глубину. У этого воронкообразного тела контакты с вмещающими породами падают внутрь конуса под углами 45° – 70° (Костромина, 1971). Мелкие тела габброидов, зартированные за пределами плутона, были интерпретированы как бескорневые останцы. По

периферии плутона в контурах гравиметрической аномалии расположены штоки лейкогранитов и сиенитов (рис. 1).

Распространенные на площади плутона габброиды, сиениты, карбонатиты, аплиты, гранитные и сиенитовые пегматиты слагают в основном самостоятельные тела с секущими контактами; некоторые сиениты имеют постепенные переходы к лейкогаббро или шонкиниту.

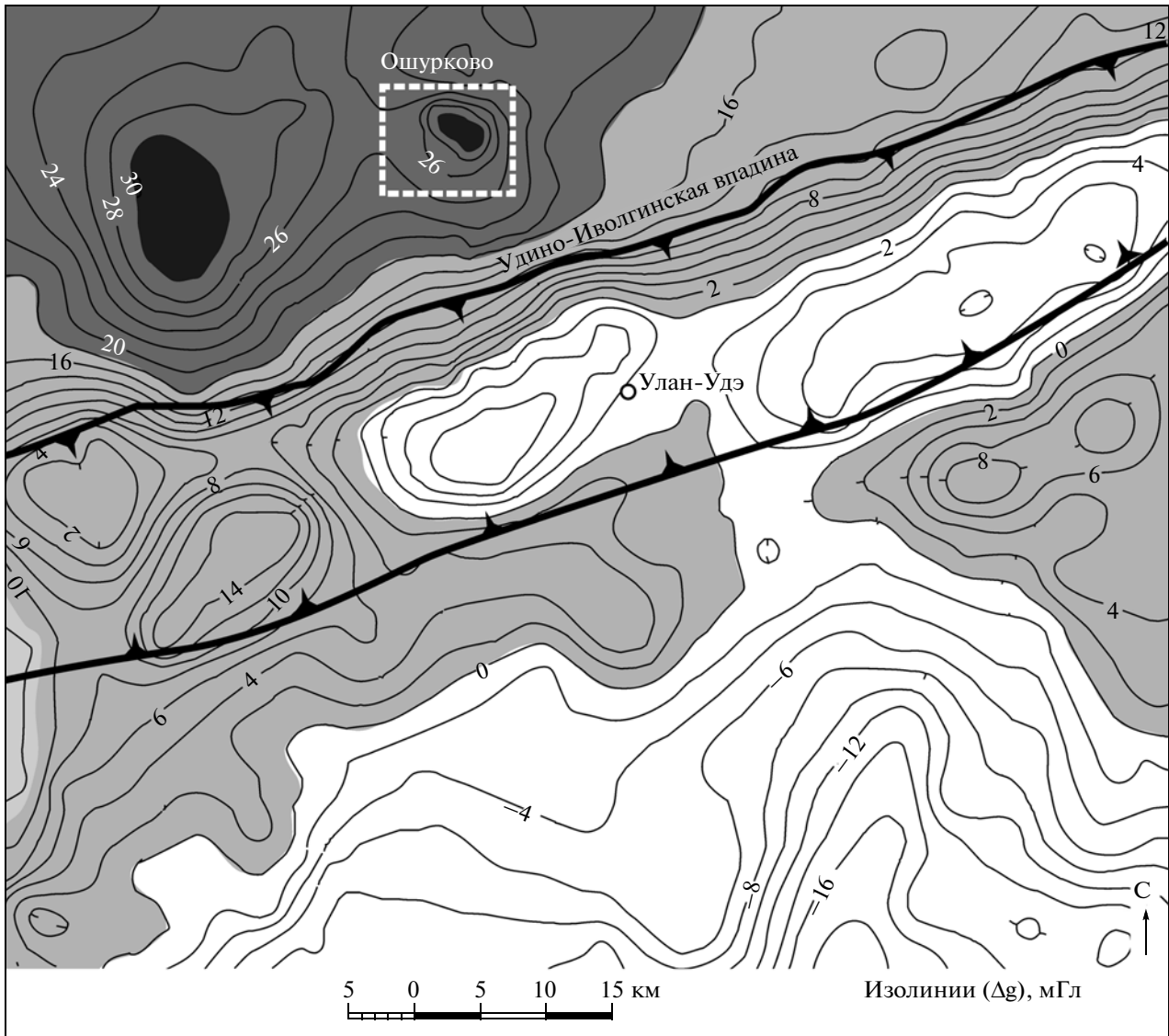


Рис. 2. Схема гравитационных аномалий в пределах Удино-Иволгинской впадины и ее обрамления, по (Платов и др., 2009).

Квадратом околтурены границы (рис. 1) схемы геологического строения площади Ошурковского месторождения.

Габброиды слагают более 70% площади плутона. Они характеризуются полосчатостью, послужившей основанием для предположения (Костромина, 1971) о многофазности образования массива. Отсутствие во многих случаях интрузивных контактов и зон закалки у “фаз” объяснялось (Литвиновский и др., 1998; Litvinovsky et al., 2002) внедрением новых порций расплавов в еще не остывшую матрицу.

По петрохимии большая часть пород, согласно (Петрографический..., 2009), должна быть классифицирована как щелочное габбро (содержание SiO_2 обычно в интервале 42–48 мас. %, а $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ – 5–8 мас. %). Среди них представлены габбро (диопсидовое), монцогаббро, шонкини-

ты, дайки микрогаббро и лампрофиров. В базитах присутствуют 5–7% нормативного нефелина. Низкая кремнистость пород обусловила появление бадделеита. Обычным для габброидов является магматический кальцит, включенный в породообразующие минералы, выполняющий интерстиции. В этом кальците повышены содержания стронция, магния, железа.

К начальному этапу кристаллизации массива относится *габбро (диопсидовое)*. Оно слагает тело протяженностью более 300 м на юго-восточном фланге плутона. Главным минералом его является диопсид, содержащий до 10% эгиринового минала. Другой темноцветный минерал представлен высокоглиноземистым (12–13 мас. % Al_2O_3), ти-

танитом (3–4 мас. % TiO_2) гастингситом. Для плагиоклаза характерно высокое содержание анортитового компонента (An_{36-50}). Порода содержит до 3.0 мас. % P_2O_5 , отличается повышенной титанистостью (3–3.7% TiO_2). С ильменитом и магнетитом ассоциирует бадделейт.

Среди *монцогаббро*, слагающего большую часть плутона, выделяются мелано-, мезо- и лейкократовые разновидности, имеющие между собой как резкие границы, так и постепенные переходы. Породы состоят из варьирующих количеств плагиоклаза (An_{16-32}), амфибола, биотита, клинопироксена, апатита, калиевого и калинатрового полевых шпатов. Постоянной примесью являются титанит, ильменит и высокотитанистый (15–20% TiO_2) магнетит. При увеличении содержаний полевых шпатов они приближаются к сиенитам. Среди аксессуарных минералов начальной стадии кристаллизации установлен бадделейт. Породы характеризуются присутствием нормативного нефелина. Среди темноцветных минералов ведущую роль (до 40–45 об. %) играют амфибол и биотит. Амфибол относится к гастингситу с повышенным содержанием щелочей (0.8–1.2 форм. ед.), титана (2–4 мас. % TiO_2). Количество последнего иногда достигает значений более 0.5 форм. ед., характерных для керсутита. Менее распространена обыкновенная железо-магнезиальная роговая обманка, образовавшаяся при замещении гастингсита и клинопироксена. В слюдах (флогопит-аннитовая серия) повышена титанистость (до 4–6 мас. % TiO_2) и магнезиальность (до 1.8 форм. ед. Mg). Количество пироксена обычно не превышает 5–7%. В нем содержится 8–15% эгиринового минала. Апатит слагает пойкилитовые включения в биотите, амфиболе, а также более грубозернистые выделения в межзерновых пространствах пород. Кроме того, встречаются анхимономинеральные скопления апатита, имеющие, возможно, ликвиационное происхождение. Как и у предшествующей породы, в монцитоне повышены содержания фосфора (3–6 мас. % P_2O_5), титана (2–3 мас. % TiO_2), стронция (0.4–0.9 мас. % SrO) и бария (0.3–0.8 мас. % BaO).

В рассмотренных породах присутствуют шпильры и жильные тела *габбро-пегматитов*. Первые слагают грубозернистые агрегаты, постепенно переходящие в габбро. Для их центральной части характерны крупные кристаллы диопсида, титанита, выделения (до 10–15 см в диаметре) апатита и более мелкочернистые – олигоклаза и криптопертитового анортотклаза. Жильные габбро-пегматиты встречаются реже. Это короткие (5–7 м) тела мощностью до 0.5 м. Контакты их обогащены крупными кристаллами диопсида. В центре жилы состоят из барийсодержащих (до 2.5 мас. % BaO) калинатровых полевых шпатов с составом, подобным анортотклазу, и крупночешуйчатого биотита с гнездами гигантозернистого апатита.

Дайки основного состава образовались после плутонических базитов, щелочно-полевошпатовых и биотит-амфиболовых сиенитов. Химический и минеральный состав их близок к монцогаббро, а текстурные особенности подобны микрогаббро и лампрофирам. Среди последних диагностированы вогезиты, спессартиты, керсантиты. Они сложены гастингситом, биотитом, плагиоклазом (An_{18-28}), апатитом, калинатровым полевым шпатом. В небольших количествах присутствуют клинопироксен, титанит, магнетит, ильменит, бадделейт.

Карбонатные образования

В массиве присутствует три группы карбонатных образований. Одна из них связана с зеленокаменным изменением базитов. Это неправильной формы ветвящиеся прожилки кальцита в ассоциации с хлоритом, кварцем. Кальцит не содержит значимых количеств примесных элементов.

В другую группу входит кальцит, включенный в породообразующие минералы, слагающий шпильры и выполняющий интерстиции в плутонических габброидах и дайках лампрофириров. По характеру выделений он подобен магматическим минералам. С кальцитом ассоциируют апатит, калиевый полевой шпат, плагиоклаз (An_{23-28}), гастингсит, флогопит. Особенностью его является повышенное содержание стронция (до 1.5–2 мас. % SrO).

Третья группа представлена маломощными (0.1–1.0 м) жилами кальцита, прослеживающимися по простиранию до 100 м. Жилы образовались после лампрофириров и пересекаются гранитными пегматитами. Минеральный состав и геохимические особенности их свидетельствуют о принадлежности к карбонатитам (Никифоров и др., 2000, Рипп и др., 2000, 2010). Это кальцитовые породы, содержащие апатит, высокостронциевый барит, аксессуарные количества монацита, алланита. Зальбанды их жил обычно оторочены флогопитом и обогащены магнетитом. Контакты с вмещающими породами резкие, часто тектонизированы, сами тела иногда раздроблены.

Сиениты

Сиениты представлены биотит-амфиболовыми, щелочно-полевошпатовыми, биотитовыми и пироксеновыми типами. Биотит-амфиболовые сиениты часто имеют постепенные переходы к габбро-сиенитам, а диопсидовые – к шонкинитам. Природа и время их образования исследователями оценивается неоднозначно. В одних работах (Смирнов, 1971, Литвиновский и др., 1998) считается, что они выделились при фракционной кристаллизации габброидной магмы, в других (Кузнецов, 1980) – являются результатом ассими-

ляционных, метасоматических процессов. Существует также мнение о принадлежности части из них к самостоятельному интрузивному комплексу (Костромин и др., 1966; Андреев и др., 1972).

Щелочно-полевошпатовые сиениты слагают полосу шириной до 0,7–1 км, вытянутую вдоль юго-восточного контакта массива (рис. 1). Их секут дайки лампрофиров, а вдоль контакта с габброидами они биотитизированы. В породах содержится кварц, участками образующий с калиевым полевым шпатом субграфические сростания. Мелкой вкрапленностью представлены магнетит, титанит, апатит, циркон. Низкоглиноземистая актинолитовая роговая обманка частично замещена биотитом. В породе присутствует большое количество миароловых пустот, выполненных кристаллами калиевого полевого шпата, амфибола.

Биотитовые сиениты изучены на северном фланге плутона. Породы сложены калиевым полевым шпатом с подчиненными количествами альбита. Биотит, образующий равномерную вкрапленность, содержит около 3 мас. % TiO_2 . К числу ранних минералов относится апатит, часть которого слагают пойкилитовые включения в биотите. Более крупные зерна его приурочены к границам полевого шпата. Редкой вкрапленностью представлены магнетит, титанит, циркон. В породах присутствуют миароловые пустоты, выполненные кристаллами калиевого полевого шпата.

Диоксидовый сиенит встречен среди монцогаббро. Это тела мощностью до нескольких метров и протяженностью до 100 м. Они имеют такситовую текстуру, часто грубозернистое и пегматоидное строение. Породы состоят из 60–70% клинопироксена (диоксид с 15–25% эгиринового минала) и калишпата, обогащены кальцитом (до 5 об. %), апатитом, титанитом. Участками состав их близок к шонкиниту.

Сиенитовые пегматиты сформировались после монцогаббро. Их описание под названием пегматиты с меланократовыми зонами (ПМЗ) приведено в работе (Литвиновский и др., 2005). Они образовались до аплитов, в которых встречаются в виде ксенолитов. Это маломощные (обычно не более 1 м) жилы, прослеживающиеся на расстоянии до нескольких десятков метров. Породы сложены калиевым полевым шпатом, альбитом с подчиненными количествами пироксена (25–30% эгиринового минала). Их типоморфными акцессорными минералами являются: биотит, магнетит, титанит, циркон, пирохлор. В осевой части жил в небольших количествах присутствует кварц.

Граниты и гранитные пегматиты

Кислые магматиты представлены тремя возрастными группами. К ранней относятся гнейсограниты, постепенно переходящие к мигматитам и гнейсам. Другую группу представляют штоки лейкогранитов, распространенные по периферии Ошурковского плутона. Наиболее поздними являются дайки аплитов и гранитных пегматитов.

Гнейсограниты серые, светло-серые среднекрупнозернистые гнейсовидные с гранобластовой структурой. Они сложены плагиоклазом (20–60%), биотитом и роговой обманкой. Акцессорные минералы представлены: магнетитом, сфеном, апатитом, цирконом, из вторичных содержатся серицит и хлорит.

Лейкограниты это мелкозернистые породы с редкой вкрапленностью биотита и магнетита. В них просматривается директивная структура, подобная гнейсовидной. Характерным акцессорным минералом является циркон, присутствуют также апатит, титанит.

Дайки *аплитов и гранитных пегматитов*, распространены как среди массива (рис. 3), так и за его пределами. Тела *аплитов* имеют мощность до нескольких метров. Породы мелкозернистые, в них видны директивные структуры, обусловленные ориентированным расположением биотита и магнетита. В качестве акцессорных присутствует титанит. В некоторых жилах отмечены каплевидные, овальные и линзовидные включения монцонита, сложенные гастингситом, олигоклазом (An_{10-12}), калиевым полевым шпатом, биотитом, апатитом, магнетитом. Морфология и характер распределения включений подобны минглингу и могут рассматриваться как свидетельство их одновозрастности с гранитами.

Завершают магматический этап *гранитные пегматиты*. Это плитообразные тела мощностью до 4–5 м и протяженностью до сотен метров, дифференцированные от аплитов до зоны блокового строения. В них широко развиты графические, субграфические структуры, а в центральной части присутствует кварцевое ядро. Участками в жилах проявился альбитовый замещающий комплекс с мусковитом, бериллом, турмалином, алланитом, пирохлором.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Определения Rb-Sr возраста выполнены В.Ф. Посоховым (Геологический институт СО РАН). Анализы проводили на масс-спектрометрах МИ-1201 Т (ГИН СО РАН) и Finigan MAT-252 (Байкальский аналитический центр коллективного пользования, г. Иркутск). Для контроля измерений состава Sr использовали стандарты ВНИИМ и NBS-987, по которым получены $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70798 \pm 0.00008$ и 0.71026 ± 0.00001 .

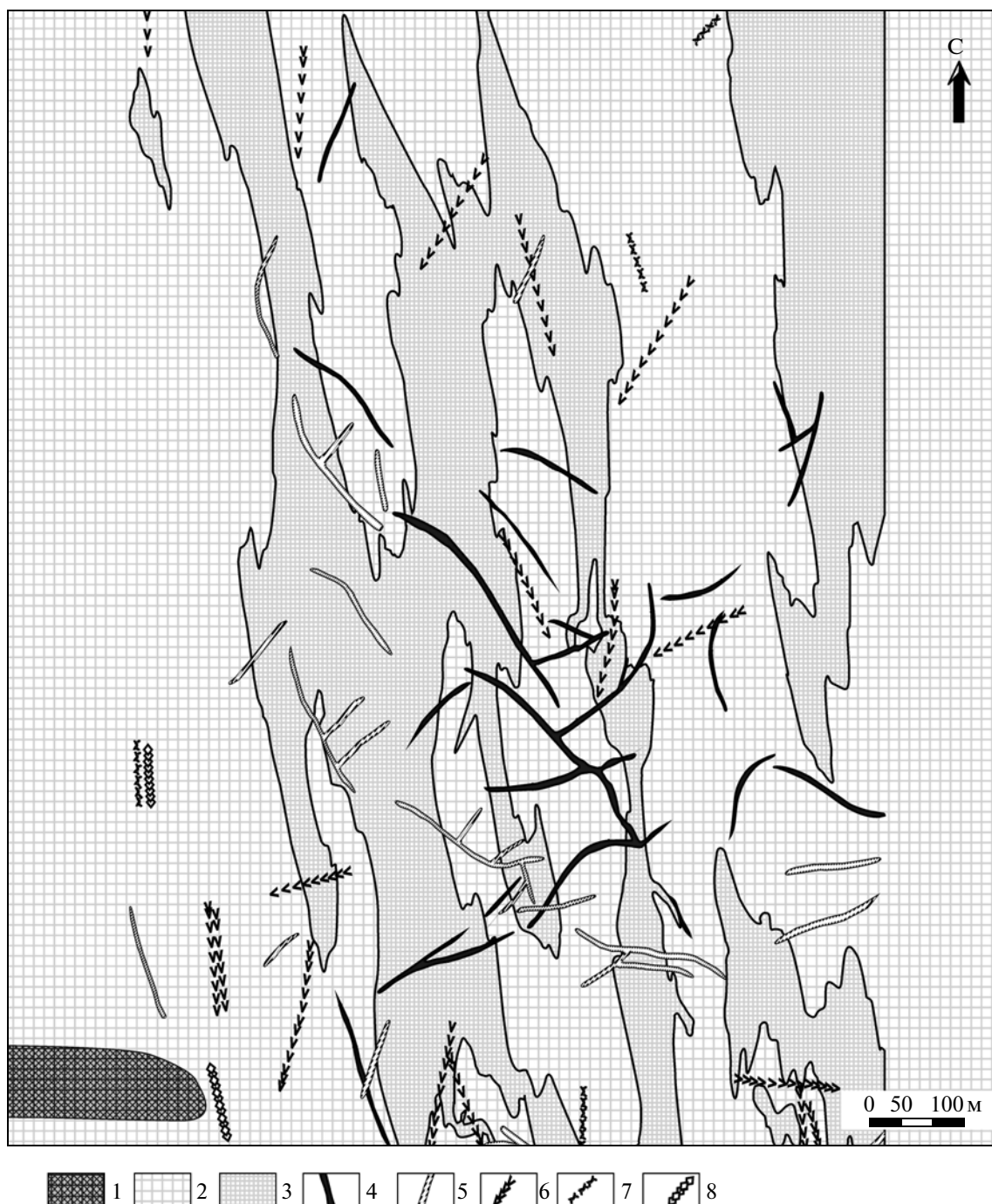


Рис. 3. Схема распределения жильных пород на одном из участков Ошурковского массива, по (Костромин, Ковальский, 1966, с добавлениями авторов).

Границы участка показаны на врезке на рис. 1. 1 – диопсидовое габбро; 2 – крупнозернистое монцогаббро; 3 – средне-, мелкозернистое монцогаббро; 4 – дайки аплитовидных гранитов; 5 – жилы гранитных пегматитов; 6 – дайки лампрофиров; 7 – жилы карбонатитов; 8 – дайки шонкинитов.

Погрешности определения отношений, с учетом параллельных измерений для $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, составили не более 0.05 и 1% (2σ) соответственно. Расчет возраста выполняли по общепринятой программе ISOPLOT. Ввиду низких значений Rb/Sr в большинстве валовых проб, использовали

выборки определения возраста по схеме вал–минерал. Первичные изотопные стронциевые отношения определяли в таких “безрубидиевых” минералах, как кальцит, апатит, барит, в которых рубидий либо отсутствовал, либо содержание его не превышало первых единиц ppm.

U-Pb датирование циркона осуществлено на ионном микрозонде SHRIMP II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Отобранные кристаллы были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами цирконовых стандартов TEMORA и 91500. Для выбора точек локального анализа использовали оптические, BSE и катодоллюминесцентные изображения, отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов. Измерения U-Pb отношений проводили по методике, описанной в работе (Williams, 1998). Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла 4 нА, диаметр кратера пробоотбора – 25 мкм при глубине до 5 мкм. Обработку полученных данных осуществляли с помощью программы SQUID (Ludwig, 2000). U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416.75 млн. лет (Black et al., 2003). Погрешности единичных анализов приводятся на уровне 1σ , а вычисленных конкордантных возрастов – на уровне 2σ . Построение графиков с конкордией проводили с использованием программы ISOPLOT/EX (Ludwig, 1999).

^{40}Ar - ^{39}Ar датирование проведено в ИГМ СО РАН по гастингситу, биотиту, железисто-магнезиальной роговой обманке. Методика анализа описана в статье (Травин и др., 2009). При расчете ^{40}Ar - ^{39}Ar возраста по плато использовали критерии (Fleach et al., 1977).

ХРОНОЛОГИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД

Данные геологических наблюдений. Последовательность магматических процессов установлена по взаимоотношениям пород, присутствию в них ксенолитов, зон закалки и продуктов наложенных процессов (например биотитизации) в контактовых зонах. Это позволило представить следующий порядок образования пород. До начала формирования базитов внедрились лейкократовые граниты и щелочно-полевошпатовые кварцсодержащие сиениты, которые распространены в периферийной зоне массива. В сиенитах отмечаются дайки лампрофиров, а вдоль контактов с монцогаббро на них наложена биотитизация, столь характерная для габброидов. На следующем этапе сформировался базитовый комплекс, кристаллизация которого начиналась с габбро, сменившегося биотит-амфиболовым монцогаббро дифференцированного до сиенитов. Обе породы секут дайки лампрофиров и жилы карбонатитов. К наиболее поздним магматитам относятся аплиты и гранитные пегматиты, содержащие ксенолиты всех перечисленных пород. Наблюдавшиеся взаимоотношения свидетельствуют о более раннем образовании аплитов относительно пегматитов.

Результаты геохронологического изучения. По магматическим и метаморфическим породам проведено 19 определений абсолютного возраста. Часть их выполнена U-Pb (SHRIMP II) методом, другая – ^{40}Ar - ^{39}Ar и Rb-Sr. С целью более уверенного обоснования возраста для лейкогранитов и щелочно-полевошпатовых сиенитов были проведены дополнительные анализы. Результаты геохронологического изучения представлены в табл. 2 и рис. 4, 5.

Уран-свинцовое датирование проведено по циркону. Это гипидиоморфные зерна и кристаллы с магматической зональностью. За исключением гнейсов, морфологические особенности цирконов и Th/U отношения в них указывают на магматическое его происхождение.

Результаты датировок, представленные на рис. 4, образуют конкордантные кластеры. Зерна с гомогенным и гетерогенным катодоллюминесцентным свечением, обусловленным варьирующими содержаниями урана и тория, показывают близкие возрасты. Как видно из табл. 2, для цирконов из гнейсов и ксеногенных цирконов из базитов с возрастом близким к гнейсам, а также в гранитах (в отличие от базитов) характерны более высокие вариации содержания урана и тория. Нередко количество тория в них преобладает над ураном.

Возраст биотитовых гнейсов составил 282.8 ± 2.9 млн. лет. Он близок к значению, полученному (Мазукабзов и др., 2010) для гнейсов в 15 км севернее Ошурковского плутона. С метаморфическими процессами сближено формирование гнейсовидных гранитов. Определенный нами возраст гнейсовидного биотитового кварцевого сиенита, расположенного в 20 км южнее массива, составляет 281.5 ± 2.9 млн. лет (табл. 1). Датировки гнейсогранитов, полученные Rb-Sr методом (Платов и др., 2009), варьируют в интервале 277–314 млн. лет.

Возраст гнейсов и гнейсовидного кварцевого сиенита, продублированный нами Rb-Sr методом, оказался существенно моложе (табл. 3). Причиной омоложения послужила, вероятно, их биотитизация, связанная с формированием габброидов и лейкогранитов.

В возрастных ^{40}Ar - ^{39}Ar спектрах амфиболов и биотита из лампрофиров, щелочно-полевошпатового сиенита и гранитного пегматита фиксируются четкие плато (рис. 5), характеризующиеся значениями – 122.3 ± 1.2 , 117.5 ± 1.2 , 126.1 ± 1.9 , 111.6 ± 1.0 млн. лет соответственно (табл. 1). Учитывая, что температура закрытия K/Ar изотопной системы минералов составляет $550 \pm 50^\circ\text{C}$ (Harrison et al., 1994), можно считать, что полученные нами датировки приближены к возрасту формирования изученных пород. Существенный разрыв во времени образования спессартита и керсантита

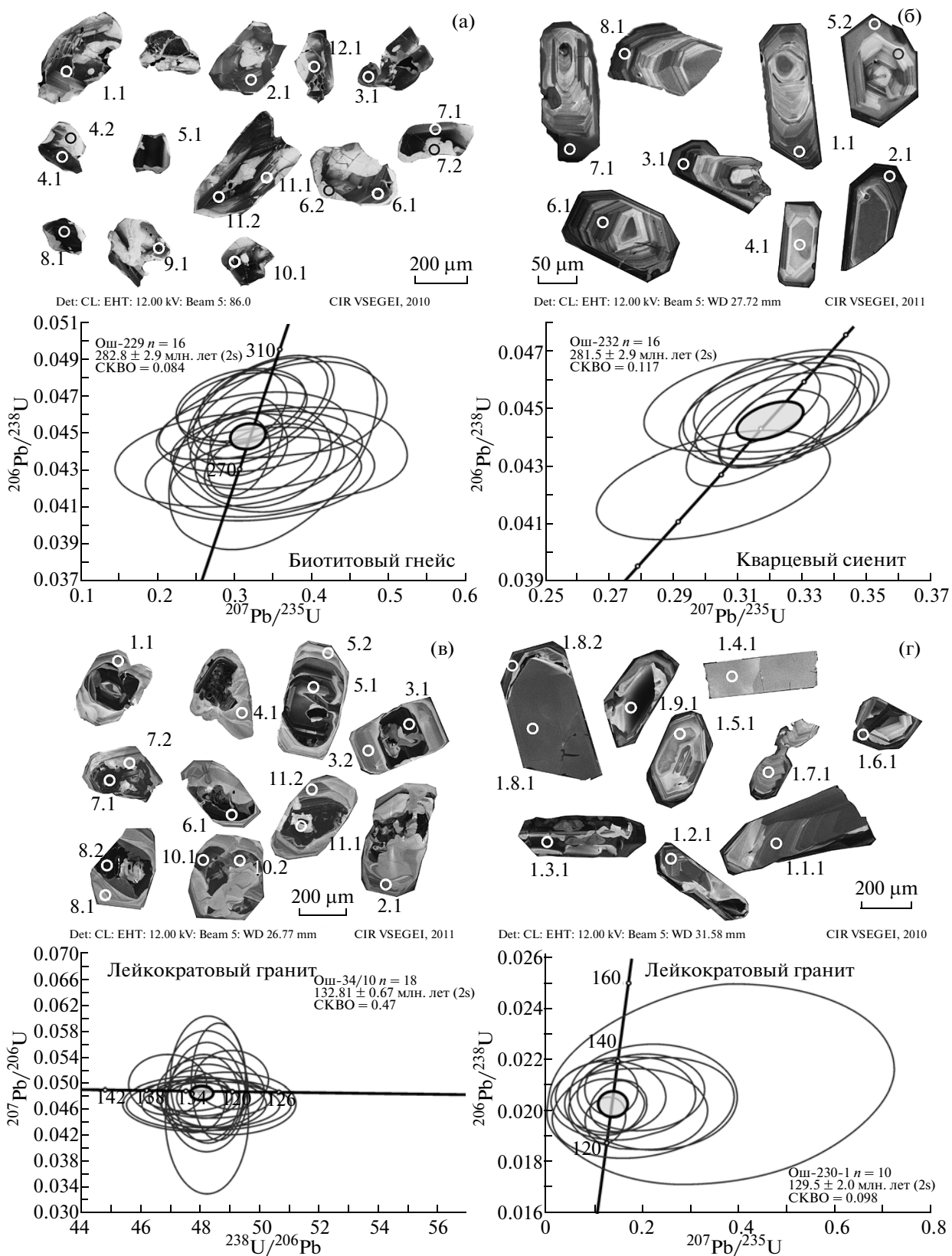


Рис. 4. Диаграммы с конкордией для цирконов Ошурковского плутона и вмещающих пород: (а) – биотитовый гнейс; (б) – гнейсовидный кварцевый сиенит; (в–д) – гранит лейкократовый; (е) – сиенит щелочно-полевошпатовый; (ж) – габбро меланократовое; (з) – габбро с карбонатным шпиром.

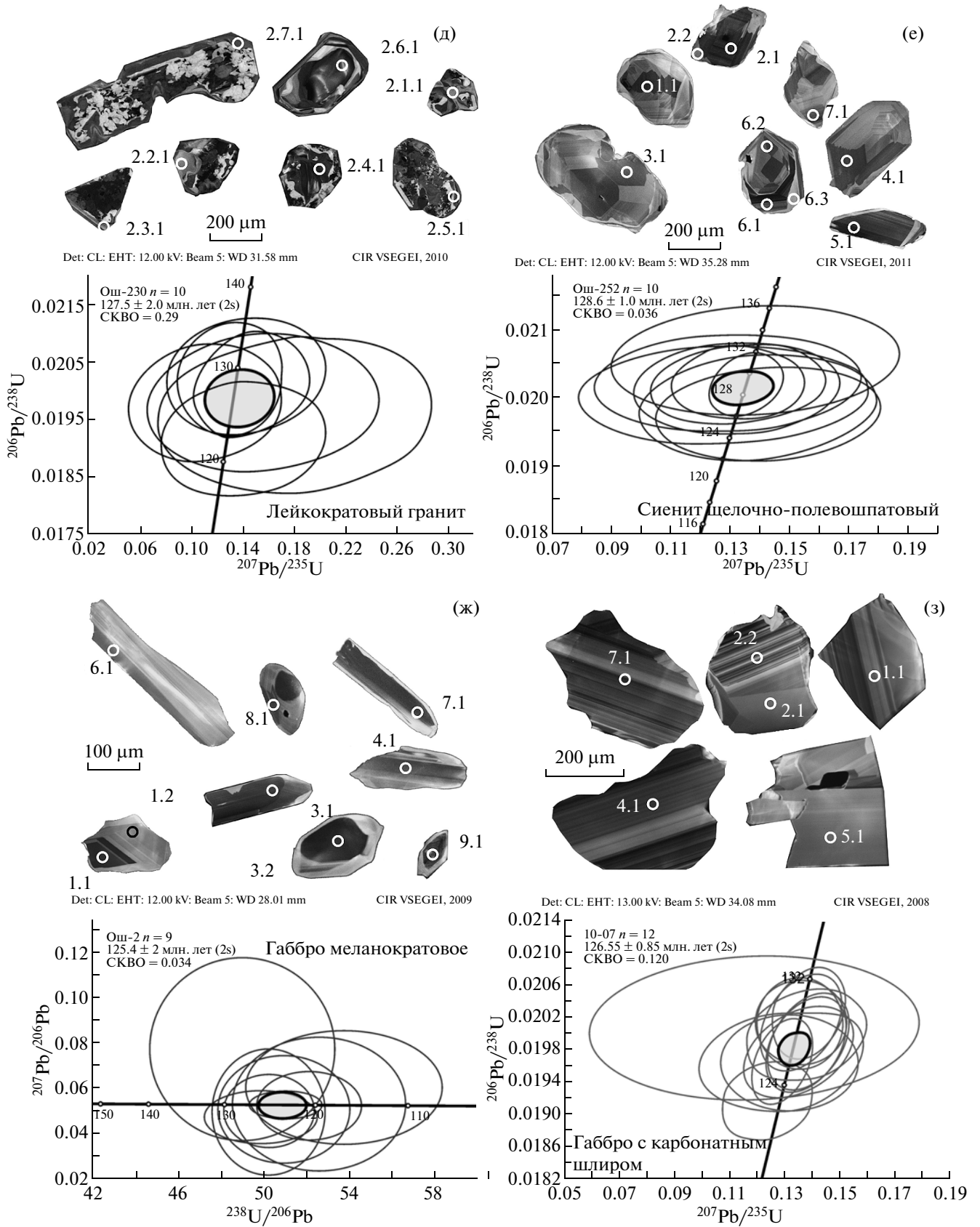


Рис. 4. Окончание.

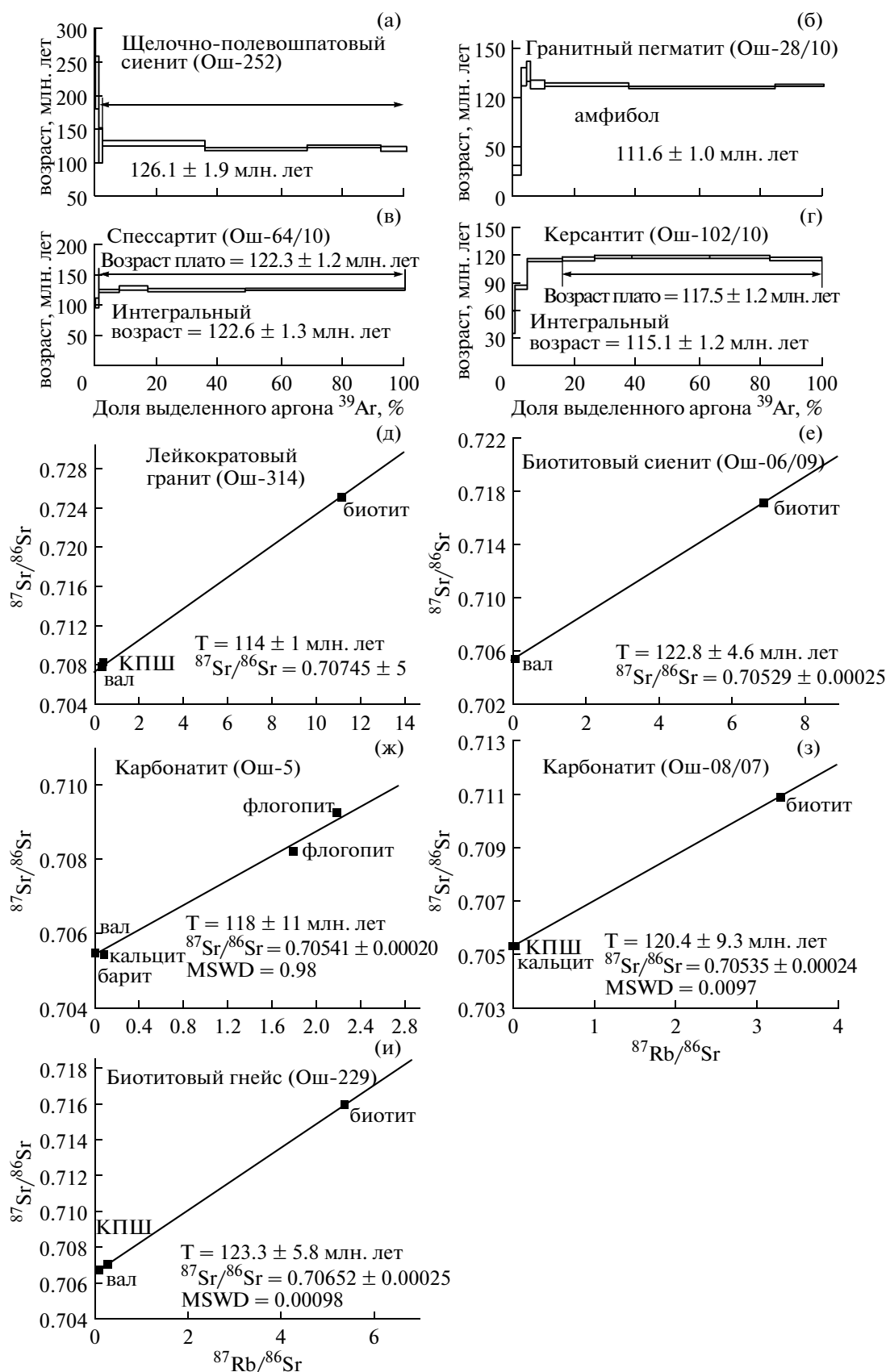


Рис. 5. ^{40}Ar - ^{39}Ar (а-г) возрастные спектры минералов и Rb-Sr (д-и) изохроны магматических и метаморфических пород на площади Ошурковского plutона.

Таблица 2. Результаты U/Pb (SHRIMP II) изучения цирконов из пород Ошурковского plutона

Точка анализа	$^{206}\text{Pb}_c$ %	U, ppm	Th, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ ppm	Возраст, млн. лет		$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	±%	D, %	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	±%	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	±%	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	±%	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	±%	Rho
						$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$												
Гнейсы (обр. Оп-229)																			
1.1	0.5	299	616	2.13	12	±5.1	±190	21.41	1.7	-25	21.52	1.8	0.0506	8.4	0.324	8.6	0.04646	1.8	0.209
2.1	1.01	195	184	0.98	7.47	±4.8	±160	22.36	1.7	-48	22.59	1.7	0.049	7	0.299	7.2	0.04426	1.7	0.242
3.1	1.6	253	377	1.54	9.96	±5	±320	21.79	1.6	-55	22.14	1.8	0.0486	14	0.303	14	0.04515	1.8	0.132
4.1	0.91	185	270	1.51	7.39	±5.5	±210	21.48	1.9	-10	21.68	1.9	0.0515	9.3	0.327	9.5	0.04612	1.9	0.205
4.2	0	16	13	0.81	0.625	±10	±220	22.31	3.7	101	22.31	3.7	0.059	10	0.365	11	0.0448	3.7	0.336
5.1	0.49	207	329	1.64	7.96	±4.7	±150	22.33	1.7	15	22.44	1.7	0.0529	6.7	0.325	6.9	0.04455	1.7	0.25
6.1	0.95	219	349	1.64	8.38	±5	±280	22.5	1.7	0	22.71	1.8	0.0519	12	0.315	13	0.04402	1.8	0.146
6.2	0	12	9	0.83	0.434	±12	±300	23	4.5	64	23	4.5	0.056	14	0.336	14	0.0436	4.5	0.314
7.1	0.23	139	168	1.25	5.24	±5.5	±120	22.74	2	-14	22.79	2	0.051	5.4	0.308	5.7	0.04388	2	0.353
7.2	0	13	13	1.02	0.518	±10	±230	22.14	3.7	32	22.14	3.7	0.0541	10	0.337	11	0.0452	3.7	0.343
8.1	1.09	198	331	1.72	7.96	±5.2	±220	21.37	1.8	-81	21.61	1.8	0.0471	9.3	0.301	9.5	0.04627	1.8	0.193
9.1	1.75	166	216	1.35	6.52	±5.1	±300	21.92	1.7	-75	22.31	1.8	0.0474	13	0.293	13	0.04482	1.8	0.143
10.1	0.46	132	148	1.16	5.2	±5.5	±160	21.88	1.9	73	21.98	2	0.0571	7.5	0.358	7.7	0.04549	2	0.253
11.1	1.68	49	40	0.85	1.87	±7.5	±510	22.53	2.3	66	22.92	2.8	0.056	23	0.337	23	0.0436	2.8	0.121
11.2	2.13	101	128	1.31	3.79	±5.3	±320	22.99	1.8	-60	23.49	2	0.0482	14	0.283	14	0.04257	2	0.145
12.1	1.24	58	53	0.95	2.33	±6.7	±330	21.31	2.1	73	21.57	2.4	0.0573	15	0.366	15	0.0463	2.4	0.157
Гнейсовидный кварцевый сиенит (обр. Хал-232)																			
1.1	0.00	485	243.04	0.52	18.3	±4.2	±56	22.72	1.6	4	0.0521	2.5	0.0521	2.5	0.3162	2.9	0.04402	1.6	0.54
2.1	0.00	1176	648.64	0.57	45.8	±4.1	±52	22.07	1.5	-19	0.0508	2.3	0.0508	2.3	0.3171	2.7	0.04531	1.5	0.54
3.1	0.48	945	415.38	0.45	36.8	±4.2	±92	22.04	1.5	-27	0.0503	4	0.05412	1.7	0.313	4.2	0.04515	1.5	0.35
4.1	0.00	147	101.49	0.72	5.34	±5	±110	23.6	1.9	5	0.0519	4.6	0.0519	4.6	0.303	5	0.04238	1.9	0.38
5.1	0.00	1579	10.24	0.01	27.7	±1.9	±50	49.06	1.5	-39	0.0476	2.1	0.0476	2.1	0.1338	2.6	0.02038	1.5	0.58
5.2	0.00	288	182.60	0.65	11.2	±4.7	±74	22.13	1.7	-5	0.0517	3.2	0.0517	3.2	0.322	3.6	0.04518	1.7	0.46
6.1	0.00	558	296.39	0.55	21.4	±4.3	±52	22.4	1.5	17	0.053	2.3	0.053	2.3	0.3265	2.8	0.04464	1.5	0.56
7.1	0.00	506	132.84	0.27	19.5	±4.3	±54	22.28	1.6	19	0.0532	2.4	0.0532	2.4	0.3293	2.9	0.04489	1.6	0.55
8.1	0.35	1005	516.65	0.53	38.7	±4.1	±74	22.31	1.5	2	0.0521	3.2	0.05486	1.7	0.32	3.6	0.04465	1.5	0.42
9.1	0.00	519	317.21	0.63	20	±4.3	±55	22.27	1.6	7	0.0524	2.4	0.0524	2.4	0.3247	2.9	0.04491	1.6	0.54
Граниты (обр. 34/10)																			
1.1	0.38	255	202	0.82	4.53	±1	±181			-1	48.4	1	0.049	7.7	0.14	7.7	0.02	1	0.13
1.2	0.33	206	122	0.61	3.65	±1	±173			22	48.5	1	0.049	7.4	0.14	7.5	0.02	1	0.13
2.1	0	249	174	0.72	4.55	±2	±94			29	46.9	1.1	0.05	4	0.15	4.2	0.02	1.1	0.27
3.1	0	227	129	0.58	4.08	±1	±101			-98	47.8	0.9	0.047	4.3	0.14	4.4	0.02	0.9	0.21
3.2	0.19	1288	815	0.65	23	±1	±62			-45	48.1	0.8	0.048	2.6	0.14	2.7	0.02	0.8	0.29
4.1	0.93	175	114	0.67	3.11	±2	±292			-352	48.3	1.1	0.047	12.2	0.13	12.3	0.02	1.1	0.09
5.1	0	189	90	0.49	3.32	±1	±91			40	49	1.1	0.05	3.9	0.14	4.1	0.02	1.1	0.26
5.2	0	393	266	0.7	7.09	±1	±65			7	47.6	0.9	0.049	2.8	0.14	2.9	0.02	0.9	0.29

Таблица 2. Продолжение

Точки анализа	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, %	U, ppm	Th, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$, ppm	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$, ppm	Возраст, млн. лет		$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	±%	D, %	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	±%	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	±%	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	±%	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	±%	Rho	
						$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$													
6.1	0.67	1056	725	0.71	18.9	±1	55.9			-139	48		0.047	4.4	0.14	4.5	0.02	0.8	0.19	
7.1	0	1461	2093	1.48	26.2	±1	172			23	47.8		0.05	1.5	0.14	1.8	0.02	1	0.55	
7.2	0.34	906	572	0.65	15.9	±2	45			-192	48.9		0.047	4	0.13	4.4	0.02	1.9	0.44	
8.1	0.24	905	620	0.71	16	±2	180			27	48.5		0.05	3.4	0.14	3.7	0.02	1.5	0.41	
8.2	0.29	416	186	0.46	7.48	±1	161			18	47.8		0.049	6.2	0.14	6.2	0.02	1	0.16	
9.1	-	798	1449	1.87	14.2	±2	49.2			-170	48.2		0.047	1.7	0.13	2.4	0.02	1.7	0.71	
10.1	0.32	339	175	0.53	6.06	±2	177			25	48.1		0.05	6	0.14	6.1	0.02	1.2	0.19	
10.2	0	356	82	0.24	6.39	±3	71.1			-89	47.8		0.047	3.5	0.14	4.1	0.02	2	0.5	
11.1	0.08	1745	152	0.09	31.2	±2	128			-4	48.1		0.049	2.1	0.14	2.7	0.02	1.7	0.64	
11.2	0	193	113	0.6	3.46	±1	135			2	48		0.049	4.9	0.14	5	0.02	1.1	0.22	
Гранит (обр. 230-2)																				
2.1.1	5.97	297	91	0.31	5.32	±2.4		48	1.9		51.1		0.067	24	0.181	24	0.01958	2.8	0.117	
2.2.1	2.43	379	98	0.27	6.59	±2.5		49.37	1.9		50.6		0.058	24	0.157	24	0.01976	2.4	0.102	
2.3.1	2.33	507	103	0.21	9.04	±2.4		48.19	1.8		49.3		0.0513	18	0.143	18	0.02026	2	0.115	
2.4.1	1.63	757	97	0.13	13.4	±2.2		48.51	1.7		49.31		0.0466	13	0.13	13	0.02028	1.8	0.145	
2.5.1	1.37	610	76	0.13	10.7	±2.3		49.14	1.8		49.82		0.0534	12	0.148	12	0.02007	1.9	0.153	
2.6.1	2.56	477	354	0.77	8.33	±2.3		49.22	1.8		50.5		0.0407	22	0.111	22	0.01979	2.1	0.096	
2.7.1	2.42	511	71	0.14	8.62	±2.3		50.9	1.8		52.2		0.0533	18	0.141	19	0.01917	2.1	0.115	
Гранит (обр. 230-1)																				
1.1.1	4.09	188	133	0.73	3.5	±3.4		46.2	2.2		48.2		0.069	27	0.197	27	0.02076	2.9	0.108	
1.2.1	4.69	224	145	0.67	4.14	±2.8		46.4	2		48.7		0.046	37	0.13	37	0.02053	2.8	0.076	
1.3.1	2.92	383	525	1.42	6.86	±2.5		48.05	1.8		49.5		0.045	25	0.125	25	0.0202	2.2	0.087	
1.4.1	7.37	134	154	1.19	2.56	±3.2		45	2.5		48.5		0.077	33	0.217	33	0.02058	4.1	0.123	
1.5.1	10.33	45	42	0.97	0.903	±4.8		42.5	3.6		47.3		0.125	40	0.36	40	0.0211	7.6	0.19	
1.6.1	1.77	512	102	0.21	9.34	±2.3		47.07	1.8		47.92		0.0468	17	0.135	17	0.02086	2	0.12	
1.7.1	5.38	142	132	0.95	2.65	±3.4		46.1	2.2		48.7		0.057	38	0.161	38	0.02053	3.2	0.085	
1.8.1	5.73	129	151	1.21	2.34	±3.4		47.3	2.3		50.1		0.062	39	0.171	39	0.01994	3.6	0.091	
1.8.2	1.63	527	73	0.14	9.31	±2.3		48.64	1.8		49.45		0.0539	16	0.15	16	0.02022	2	0.125	
1.9.1	1.95	685	1290	1.94	11.8	±2.2		49.8	1.7		50.79		0.0454	14	0.123	14	0.01969	1.9	0.134	
Щелочно-полевощагвый сyenит (обр. Ош-252)																				
1.1	1.48	278	155	0.58	4.87	±1.9		49.11	1.2		49.84		0.0462	16	0.128	16	0.02006	1.5	0.095	
2.1	1.42	240	131	0.56	4.13	±1.8		49.86	1.3		50.58		0.0524	11	0.143	11	0.01977	1.4	0.131	
2.2	1.1	175	63	0.37	3.02	±2.0		49.76	1.4		50.31		0.0509	12	0.139	12	0.01987	1.6	0.136	
3.1	1.15	213	121	0.59	3.74	±1.7		49.07	1.2		49.64		0.0478	10	0.133	11	0.02014	1.3	0.125	
4.1	1.09	238	130	0.56	4.17	±1.6		49.01	1.2		49.55		0.0467	10	0.13	10	0.02018	1.3	0.126	
5.1	0.32	485	293	0.62	8.45	±1.2		49.35	0.9		49.51		0.0486	3.6	0.1353	3.7	0.0202	0.9	0.254	
6.1	1.35	323	124	0.4	5.69	±1.8		48.74	1.2		49.4		0.0463	14	0.129	14	0.02024	1.4	0.1	
6.2	0.54	381	120	0.32	6.67	±1.5		49.1	1.1		49.36		0.0488	7.7	0.136	7.8	0.02026	1.2	0.15	
6.3	1.19	220	96	0.45	3.94	±2.1		48.02	1.3		48.6		0.0489	14	0.139	14	0.02057	1.6	0.11	
7	0.6	509	167	0.34	8.88	±1.4		49.27	1.1		49.57		0.0465	8.1	0.129	8.2	0.02017	1.1	0.137	

Таблица 2. Окончание

Точки анализа	$^{206}\text{Pb}_c$ %	U, ppm	Th, ppm	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{\text{ppm}}$	Возраст, млн. лет		$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}^*}$	$D, \%$	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\pm\%$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\pm\%$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	$\pm\%$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	$\pm\%$	Rho
						$\frac{^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*}$											
Карбонатный шпиль в габбро (обр. 10/07)																		
1.1	0.2	556	294	0.55	9.46	126.3	± 1.3	50.43	1.1	50.53	1.1	0.0498	3.7	0.1358	3.9	0.01979	1.1	0.28
2.1	0.29	375	113	0.31	6.37	125.9	± 1.5	50.55	1.2	50.7	1.2	0.0502	6.4	0.1366	6.5	0.01972	1.2	0.185
2.2	0.41	396	143	0.37	6.55	122.5	± 1.3	51.92	1	52.13	1.1	0.0467	5.4	0.1236	5.5	0.01918	1.1	0.193
3.1	0.55	428	125	0.3	7.26	125.3	± 1.6	50.65	1.1	50.93	1.2	0.0471	9.3	0.127	9.3	0.01963	1.2	0.134
4.1	0.36	488	113	0.24	8.42	127.6	± 1.5	49.82	1.1	50.01	1.2	0.05	6.4	0.1378	6.5	0.02	1.2	0.179
5.1	0.43	476	109	0.24	8.09	125.6	± 1.5	50.61	1.1	50.83	1.2	0.0482	7.6	0.131	7.7	0.01967	1.2	0.157
6.1	0.27	453	243	0.55	7.9	129.3	± 1.4	49.24	1.1	49.37	1.1	0.0495	3.8	0.1384	4	0.02025	1.1	0.281
7.1	0.21	636	188	0.3	10.8	125.7	± 1.4	50.7	1.1	50.8	1.1	0.0476	3.1	0.1292	3.3	0.01968	1.1	0.333
8.1	0.32	628	218	0.36	10.9	128.6	± 1.4	49.47	1	49.62	1.1	0.0485	5.2	0.1347	5.3	0.02015	1.1	0.202
9.1	0.19	441	108	0.25	7.55	126.9	± 1.5	50.19	1.2	50.28	1.2	0.0503	3.8	0.1379	4	0.01989	1.2	0.307
10.1	1.39	123	23	0.19	2.15	128.1	± 2.3	49.13	1.5	49.82	1.8	0.043	21	0.119	21	0.02007	1.8	0.089
10.2	0.21	493	164	0.34	8.52	128.2	± 1.3	49.7	1	49.8	1	0.0488	4.1	0.135	4.2	0.02008	1	0.246
Монцгоаббро (обр. Ош-2)																		
8.1	1.11	105	145	1.42	1.7	119	± 4.1	53.2	3.3	53.8	3.5	0.056	18	0.144	18	0.01858	3.5	0.189
1.2	2.06	113	144	1.31	1.89	121	± 3.8	51.6	2.9	52.6	3.2	0.049	25	0.128	25	0.01899	3.2	0.127
3.2	1.16	269	100	0.38	4.48	122	± 2.3	51.57	1.8	52.2	1.9	0.048	13	0.127	13	0.01916	1.9	0.143
3.1	0.45	700	648	0.96	11.8	125	± 1.7	50.89	1.3	51.12	1.4	0.0491	5.8	0.1324	6	0.01956	1.4	0.229
4.1	1.95	247	186	0.78	4.24	125	± 3	50	2.1	51	2.4	0.0466	21	0.126	21	0.01962	2.4	0.116
7.1	1.03	474	1072	2.34	8.18	127	± 2.1	49.77	1.6	50.29	1.7	0.046	14	0.126	14	0.01988	1.7	0.117
2.1	2.71	301	228	0.78	5.29	127	± 2.7	48.88	1.6	50.2	2.2	0.045	25	0.125	25	0.0199	2.2	0.085
1.1	0.88	269	497	1.91	4.67	128	± 2.6	49.39	2	49.8	2.1	0.0435	11	0.12	11	0.02007	2.1	0.18
6.1	3.03	101	519	5.31	1.82	130	± 4.6	47.5	3	49	3.6	0.073	23	0.205	23	0.02039	3.6	0.154
9.1	0.43	436	304	0.72	16.3	273	± 3.7	23.02	1.4	23.12	1.4	0.0518	4.9	0.309	5.1	0.04326	1.4	0.273
5.1	0.13	688	922	1.38	48.1	504	± 5.6	12.28	1.1	12.3	1.2	0.0582	4	0.653	4.2	0.08132	1.2	0.274
Монцгоаббро (обр. Ош-1)																		
1.2.1	2.55	122	36	0.3	2.17	128.3	± 3.7	48.5	2.6	49.7	2.9	0.043	27	0.118	27	0.0201	2.9	0.107
1.3.1	0.15	516	107	0.21	8.45	121.5	± 2.1	52.47	1.7	52.54	1.7	0.0495	3.7	0.1298	4.1	0.01903	1.7	0.423
1.4.1	1.7	126	118	0.97	2.04	118.3	± 2.8	53.1	2.2	54	2.4	0.0442	19	0.113	19	0.01853	2.4	0.129
1.5.1	0.72	92	46	0.52	1.53	123.1	± 4.2	51.5	3.5	51.9	3.5	0.0506	9.6	0.135	10	0.01927	3.5	0.341
1.6.1	0.91	237	158	0.69	3.75	116.3	± 2.3	54.4	1.9	54.9	2	0.049	11	0.123	11	0.01821	2	0.185
1.7.1	0.23	4385	1462	0.34	170	284.2	± 4.3	22.14	1.6	22.19	1.6	0.0523	0.98	0.3252	1.8	0.04507	1.6	0.846
1.8.1	0.47	568	523	0.95	21.3	274.7	± 4.4	22.86	1.6	22.97	1.6	0.0515	3.4	0.309	3.8	0.04354	1.6	0.432
1.9.1	0.83	121	48	0.41	4.71	282.9	± 5.7	22.11	1.9	22.29	2	0.053	11	0.328	11	0.04486	2	0.185
1.10.1	3.64	35	6	0.18	0.583	120.7	± 4.8	51	3.3	52.9	4	0.039	49	0.101	49	0.0189	4	0.082
1.11.1	1.35	243	142	0.6	4.14	124.7	± 2.6	50.52	1.9	51.2	2.1	0.0443	17	0.119	17	0.01953	2.1	0.124

Таблица 3. Rb-Sr характеристика минералов и пород Ошурковского массива

Номер пробы	Проанализированный материал	Содержание, ppm		$^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
		Rb	Sr		
Жила № 1 (точка 1). Карбонатит					
Ош-8а/07	КПШ	3.71	3171.7	0.0033	0.70534
Ош-8б/07	Кальцит	2.5	11797.8	0.0006	0.70536
Ош-8/07	Биотит	312.7	277.8	3.256	0.71092
Ош-5	То же	212.1	213.4	2.876	0.71002
Жила № 1 (точка 1). Карбонатит					
О-12	Вал	6.97	2652	0.0665	0.70545
О-5б	Барит	0.8	15805	0.00015	0.70546
О-5а	Кальцит	1.2	10874	0.00032	0.70548
О-5f	Флогопит	179.2	290	1.792	0.70819
О-5f	То же	173.6	230	2.18	0.70924
Биотитовый сиенит					
6/09	Вал	58.99	3088.89	0.0552	0.70539
6а/09	То же	70.31	3264.80	0.0622	0.70540
6/09	Биотит	292.6	124.20	6.8200	0.71720
Биотитовый гранит					
ОШ-314	Вал	74.9	743	0.2919	0.707927
ОШ-314	КПШ	87.4	789	0.3205	0.708238
ОШ-314	Биотит	276	72.2	11.08	0.725458
Гнейс					
Ош-229	ПШ	77.3	826.7	0.2705	0.707
Ош-229	Вал	29	1036	0.081	0.70666
Ош-229	Биотит	240.2	129.6	5.367	0.71593

предполагает вероятность неоднократного внедрения даек базитов, хотя непосредственных наблюдений их разновремениности не установлено.

Полученные геохронологические данные в целом согласуются с последовательностью образования пород, установленной геологическими наблюдениями. Кристаллизация Ошурковского плутона и окружающих его кислых магматитов происходила около 20 млн. лет. Выделяется следующие возрастные интервалы их формирования. На начальном этапе (132–127 млн. лет) — это были щелочно-полевошпатовые и кварцевые сиениты, штоки лейкогранитов. Затем (126–117 млн. лет) внедрились плутонические и дайковые породы базитового комплекса, включающие габброиды, лампрофиры, сиениты и карбонатиты. Этап становления базитового комплекса завершают карбонатиты (118–120 млн. лет). В заключительную стадию магматизма внедрились дайки аплитов и затем гранитных пегматитов (112 млн. лет).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенные исследования подтвердили установленный ранее (Кузнецов, 1980; Литвиновский и др., 1998, 2005) позднемезозойский возраст пород Ошурковского массива. Они показали, что образование комагматических пород массива охватывает интервал времени в 6–8 млн. лет. Позднемезозойский возраст (110–130 млн. лет) в Западном Забайкалье известен пока только у субвулканических и вулканических пород, связанных с рифтогенным этапом (Гордиенко и др., 1997; Ярмолюк и др., 1998).

Выявленная временная близость образования базитов и лейкогранитов, распространенных по периферии Ошурковского массива, позволяет выделить габбро-сиенит-гранитную ассоциацию, подобную бимодальным вулканическим сериям. Так как другие источники тепла, которые могли инициировать процесс гранитообразования в этот период неизвестны, то наиболее реальным

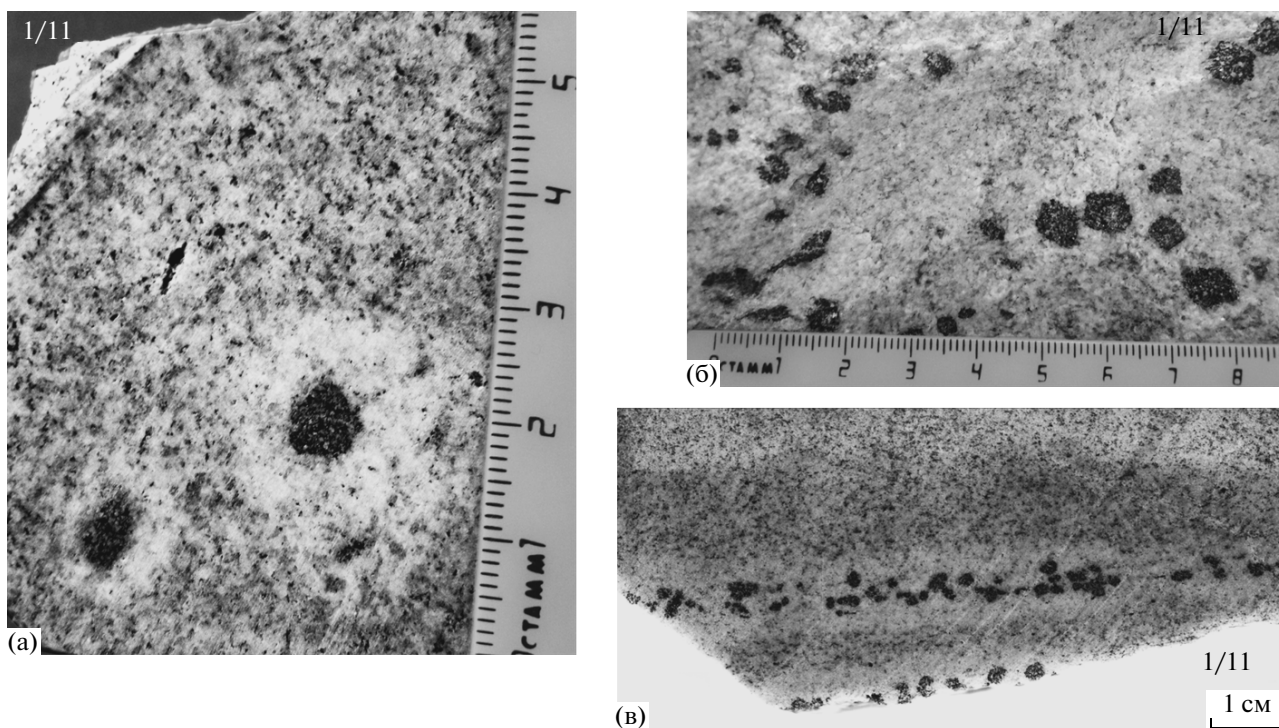


Рис. 6. Характер выделений монцонита (темное) в аплитовидном граните (обр. 1/11).
(а, б) – каплевидная форма; (в) – струеподобная.

видится их образование в выплавлении вследствие термического воздействия базитового расплава.

В литературе неоднократно приводятся примеры субсинхронного образования основных и кислых пород, не связанных дочерне-родительскими отношениями, как например с фракционной кристаллизацией (Докукина, 2010; Докукина и др., 2010; Graham et al., 2005; He et al., 2010; Miller et al., 2011 и др.). Причина появления такой ассоциации связывается с более низкой температурой ликвидуса кислых расплавов относительно основных, обуславливающих возможность анатектических процессов. Для Ошурковского массива доказательством такой связи, кроме близкого возраста рассматриваемых пород, служит их пространственная сближенность. Штоки гранитов расположены в контурах единой гравитационной аномалии, в виде кольца обрамляя габброидный плутон, а дайки аплитов и гранитных пегматитов его рассекают. Кроме того, в дайках аплитовидных гранитов встречаются каплевидные включения монцонитов (рис. 6). Овальная и округлая форма включений с признаками пластических деформаций в них обычно трактуются как свидетельства двух жидкостей с разной вязкостью (Cook, 1988; Lowell, Young, 1999 и др.). Согласно экспериментальным данным и изученным природным объектам (например, Valentini, Moore, 2009) указанные признаки рассматриваются как

минглинг и могут служить важным свидетельством близкого временного образования этих пород.

Согласная с простиранием даек ориентировка зерен и сегрегаций магнетита, биотита в гранитах определила директивные структуры, связанные с перемещением расплава в условиях ламинарного течения. Каплевидные включения вытягиваясь вдоль полосчатости гранитов, приобрели овальные и линзовидные формы. При встрече с ксенолитами они обтекали их. Это согласуется с экспериментальными работами (Snyder et al., 1977), показавшими, что в гетерогенной смеси двух расплавов деформации происходят в менее вязком (базальтовом) расплаве, в то время как кислый расплав ведет себя пассивно. Являясь поздними дифференциатами базитового расплава, монцониты могут свидетельствовать о более длительном функционировании питающего базитового очага.

Плавлению вмещающих пород способствовала дистилляция базитового расплава, имевшего повышенную флюидонасыщенность, о которой свидетельствует присутствие магматических амфибола и биотита. Расчеты по минеральным барометрам показывают, что флюидное давление в нем достигало 6–8 кбар и уменьшалось от ранних фаз к поздним (табл. 4).

Последовательность формирования выделяемой габбро-сиенит-гранитной серии показана на

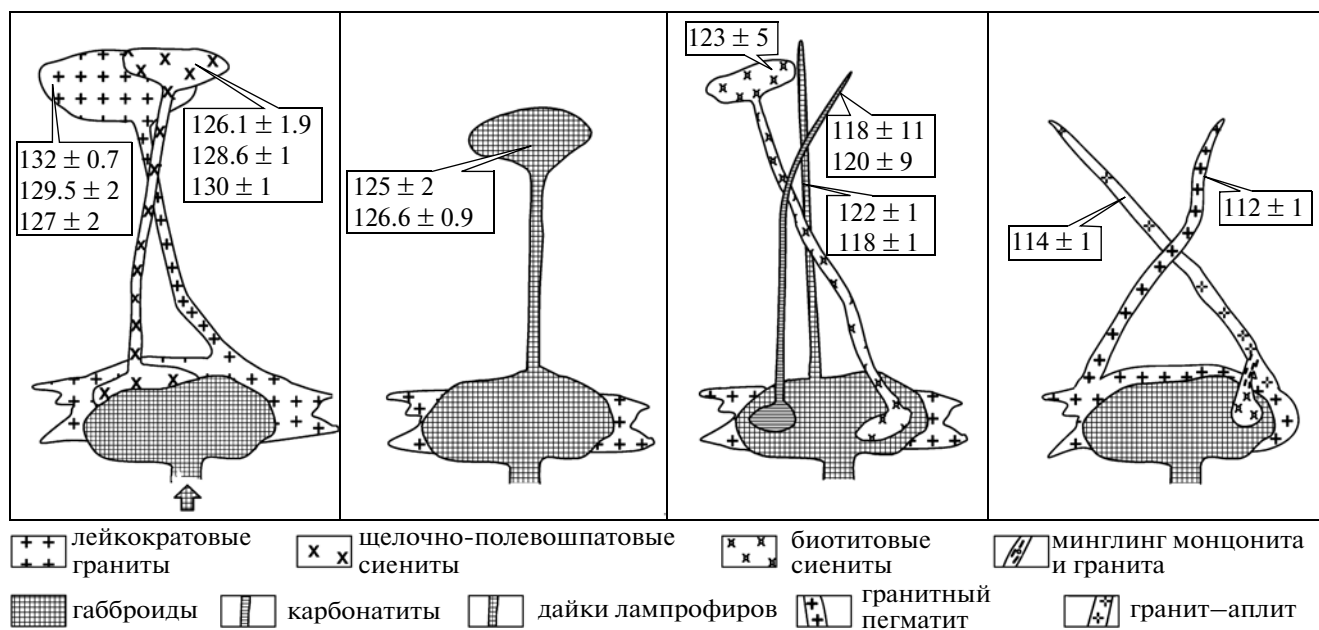


Рис. 7. Последовательность образования магматических пород Ошурковского месторождения.

рис. 7. Граниты и кварцевые сиениты, внедрившиеся до становления главной фазы габброидов, представляют кислый расплав, возникший в над-

Таблица 4. Оценка давлений (кбар) при образовании пород Ошурковского плутона

Номер пробы	Hammarstrom, Zen, 1986	Hollister et al., 1987	Johnson, Rutherford, 1989	Schmid, 1992
Габбро				
58/11	8.2	8.9	6.8	8.5
58/11	7.0	7.5	5.7	7.3
58/11	8.2	8.9	6.8	8.5
59/11	7.9	8.5	6.5	8.2
59/11	7.9	8.5	6.5	8.1
59/11	7.4	8.0	6.1	7.7
П-5	7.5	8.1	6.2	7.8
П-5	7.5	8.1	6.1	7.8
П-5	8.1	8.7	6.6	8.3
П-5	7.8	8.4	6.4	8.1
Монцогаббро				
П-1а	6.6	7.0	5.4	6.9
П-2	6.4	6.9	5.2	6.8
П-3	6.2	6.6	5.1	6.6
П-4	6.8	7.2	5.5	7.1
Лампрофиры				
566/10	5.4	5.7	4.4	5.8
72/10	5.3	5.6	4.3	5.7
72/10	5.4	5.6	4.7	5.5
Монзонит				
5/11	3.7	3.8	2.9	4.2
5/11	3.9	4.0	3.1	4.4
5/11	3.8	3.9	3.0	4.3
5/11	3.7	3.8	2.9	4.2
5/11	3.4	3.5	2.7	4.0
5/11	4.2	4.4	3.4	4.7

купольной зоне базитового очага. Затем образовались породы щелочно-габброидного комплекса. Их формирование произошло в следующем порядке: габбро (диопсидовое) – монцогаббро (до габбро-сиенитов) – лампрофиры – сиениты – карбонатиты. В этом направлении уменьшалась основность плагиоклаза от An_{36-50} до An_{10-12} , увеличилось содержание эгиринового минала в пироксенах (от 8–10 до 25–30), а рост калиевости обусловил увеличение количества биотита и калиевого полевого шпата. На заключительном этапе из остаточного кислого расплава сформировались дайки аплитовидных гранитов и затем гранитные пегматиты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные результаты позволяют рассматривать площадь Ошурковского массива в качестве одного из объектов для изучения условий формирования габбро-сиенит-гранитных серий пород. Надо полагать, что случаев анатектического образования гранитов значительно больше, чем известно к настоящему времени, а вероятность этого сценария возможна для участков с достаточно крупными базитовыми массивами. Этому может способствовать анализ полей гравиметрических аномалий. Вместе с тем обоснование синхронности образования гранитов и базитов в значительной мере сдерживается пока еще ограниченным объемом геохронологических исследований и не столь высокой точностью последних. К числу признаков временной близости контрастных по составу пород может быть привлечен также их минглинг. В отличие от вулканических

образований, при отсутствии данных по возрасту, минглинг разноформационных плутонических пород доказывається сложнее.

На Ошурковском массиве остается не до конца решенной проблема связи и временного соотношения некоторых типов сиенитов и базитов. При этом если для щелочно-полевошпатовых сиенитов на основании геохронологических и геохимических данных комагматичность решается не в пользу фракционной кристаллизации базитового расплава, то для биотитовых сиенитов такой ясности нет и необходимы дополнительные изотопно-геохимические исследования.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов ОНЗ 10.3, 27.2.1, РФФИ 11-05-00324, 12-05-31001, Интеграционного проекта СО РАН 14.2.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреев Г.В., Гордиенко И.В., Кузнецов А.Н., Кравченко А.И. Апатитоносные диориты Юго-Западного Забайкалья Улан-Удэ: Бурятское книжное изд-во, 1972. 157 с.
- Гордиенко И.В., Климук В.С., Иванов В.Г., Посохов В.Ф. Новые данные о составе и возрасте бимодальной вулканической серии Тугнуйской рифтогенной впадины (Забайкалье) // Доклады АН. 1997. Т. 352. № 6. С. 799–803.
- Докукина К.А. Модель формирования Тастауской палеовулканической структуры (Чарская сдвиговая зона, Восточный Казахстан) // Литосфера. 2010. № 3. С. 103–110.
- Докукина К.А., Конилев А.Н., Каулина Т.В., Владимиров В.Г. Взаимодействие базитовой и гранитной магм в субвулканических условиях // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 6. С. 804–826.
- Костромин С.В., Ковальский Ф.И. Геолого-структурные особенности Ошурковского месторождения апатита и его народохозяйственное значение. Улан-Удэ: Бурятское книжное изд-во. 1966. С. 114–122.
- Костромина Л.Н. Апатитовая минерализация и генезис Ошурковского месторождения // Тр. СНИИГ-ГИМС. 1971. Вып. 108. С. 93–101.
- Кузнецов А.Н. Минералогия и геохимия апатитоносных диоритов (Юго-Западное Забайкалье) Новосибирск: Наука, СО РАН, 1980. 103 с.
- Кузнецова Л.Г., Василенко В.Б., Холодова Л.Д. Особенности состава породообразующих минералов Ошурковского массива // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: ОИГГиМ, 1995. Т. 11. Вып. 832. С. 81–97.
- Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Бурдуков И.В., Карманов Н.С. Сиениты как продукт фракционной кристаллизации щелочно-базальтовой магмы Ошурковского массива, Забайкалье // Петрология. 1998. Т. 6. № 1. С. 30–53.
- Литвиновский Б.А., Ярмолюк В.В., Занвилевич А.Н. и др. Источники и условия формирования гранитных пегматитов Ошурковского щелочно-монзонитового массива, Забайкалье // Геохимия. 2005. № 12. С. 1251–1270.
- Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Падерин И.П. Геодинамика Западно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса в поздне мезозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 615–628.
- Никифоров А.В., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. и др. Поздне мезозойские карбонатиты Западного Забайкалья: изотопно-геохимические характеристики и источники // Петрология. 2002. Т. 10. № 2. С. 168–188.
- Никифоров А.В., Ярмолюк В.В., Покровский Б.Г. и др. Поздне мезозойские карбонатиты Западного Забайкалья: минеральный, химический и изотопный (О, С, S, Sr) состав и соотношения со щелочным магматизмом // Петрология. 2000. Т. 8. № 3. С. 309–336.
- Петрографический кодекс. Издание третье. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
- Платов В.С., Савченко А.А., Игнатов А.М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье издание). Алдано-Забайкальская серия. Лист М-48 – Улан-Удэ. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 271 с.
- Поляков Г.В., Богнибов В.И., Кривенко А.П., Балыкин П.А. О происхождении, формах проявления и распространности апатитовой минерализации Ошурковского типа на юге Сибири // Геология и геофизика. 1980. № 6. С. 19–26.
- Рипп Г.С., Кобылкина О.В., Дорошкевич А.Г., Шаракинов А.О. Поздне мезозойские карбонатиты Западного Забайкалья. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2000. 224 с.
- Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г., Ласточкин Е.И., Избродин И.А. Изотопный состав кислорода в минералах силикатных пород Ошурковского апатитоносного массива щелочных габброидов (Западное Забайкалье) / XIX симпозиум по геохимии стабильных изотопов. Тез. докл. М. 2010. С. 337–339.
- Смирнов Ф.Л. Ошурковское месторождение апатита // Советская геология. 1971. № 4. С. 79–90.
- Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г. и др. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 11. С. 1181–1199.
- Шадаев М.Г., Посохов В.Ф., Рипп Г.С. Rb-Sr данные о раннемеловом возрасте пегматитов а Западном Забайкалье // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 9. С. 1421–1424.
- Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И. Источники внутриплитного магматизма в поздне мезозое–кайнозое (на основе геохимических и изотопно-геохимических данных) // Петрология. 1998. Т. 6. № 2. С. 115–138.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M. et al. TEMORA 1: a new zircon standard for phanerozoic U-Pb geochronology // Chemical Geology. 2003. V. 200. P. 155–170.
- Cook N.D.J. Diorites and associated rocks in the Anglern Complex at the Neck, northeastern Stewart Island, New Zealand: An example of magma mingling // Lithos. 1988. V. 21. P. 247–262.
- Fleach R.J., Sutter J.F., Elliot D.H. Interpretation of discordant $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ age-spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica // Geochim. Cosmochim. Acta. 1977. V. 41. P. 15–32.

- Graham I.T., De Waal S.A., Armstrong R.A.* New U-Pb SHRIMP zircon age for the Schurwedraai alkali granite: Implications for pre-impact development of the Vredefort Dome and extent of Bushveld magmatism, South Africa // *J. African Earth Sci.* 2005. V. 43. P. 537–548.
- Hammarstrom J.M., Zen E-an.* Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer // *Amer. Mineral.* 1986. V. 71. P. 1297–1313.
- Harrison T.M., Heizler M.T., Lovera O.M. et al.* A chlorine disinfectant for excess argon released from K-feldspar during step heating // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1994. V. 123. P. 95–104.
- He Z.-Y., Hu X.-S., Niu Y.* Petrogenesis and tectonic significance of a Mesozoic granite-syenite-gabbro association from inland South China // *Lithos.* 2010. V. 119. P. 621–641.
- Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K. et al.* Confirmation of the empirical correlation of the Al in hornblende with pressure solidification of calc-alkaline plutons // *Amer. Mineral.* 1987. V. 72. P. 231–239.
- Johnson M., Rutherford M.J.* Experimentally determined conditions in the Fich Canyon Tuff, Colorado, magma chamber // *J. Petrology.* 1989. V. 30. P. 711–737.
- Litvinovsky B.A., Jahn B., Zanzvilevich A.N., Shadaev M.G.* Crystal fractionation in the petrogenesis of an alkali monzodiorite – sienite series: the Oshurkovo plutonic sheeted complex, Transbaikalia, Russia // *Lithos.* 2002. V. 64. P. 97–130.
- Lowell G.R., Young G.J.* Interaction of coeval mafic and felsic melts in the St. Francois Terrane of Missouri, USA // *Precambrian Res.* 1999. V. 95. P. 69–88.
- Ludwig K.R.* User's Manual for Isoplot/Ex, Version 2.10, A geochronological toolkit for Microsoft Excel; Berkeley Geochronology Center Special Publication. 1999. № 1. 46 p.
- Ludwig K.R.* SQUID 1.00 User's Manual; Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2000. № 2. 19 p.
- Miller C., Thoni M., Goessler W., Tessadri R.* Origin and age of the Eisenkappel gabbro to granite suite (Carinthia, SE Austrian Alps) // *Lithos.* 2011. V. 125. P. 434–448.
- Schmid M.W.* Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1992. V. 110. P. 304–310.
- Snyder D., Crambes C., Tait S., Wiebe R.A.* Magma mingling in dikes and sills // *J. Geology.* 1977. V. 105. P. 75–86.
- Valentini L., Moore K.R.* Numerical modeling of the development of small-scale magmatic emulsions by Korteweg stress driven flow // *J. Volcanology and Geothermal Res.* 2009. V. 179. P. 87–95.
- Williams J.S.* U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // Application of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // *Rev. Economic. Geology.* 1998. V. 7. P. 1–35.