

РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ БАТОМГСКОГО ВЫСТУПА ФУНДАМЕНТА  
ЮГО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ  
ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ

*В.А. Гурьянов<sup>1</sup>, А.Н. Диденко<sup>1,2</sup>, А.Ю. Песков<sup>1</sup>, Г.В. Роганов<sup>3</sup>, В.А. Дымович<sup>3</sup>*

<sup>1</sup>ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, ул. Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 680000; e-mail: [guryanov\\_v@mail.ru](mailto:guryanov_v@mail.ru)

<sup>2</sup>ФГБУН Геологический институт РАН, Пыжевский пер. 7, г. Москва, 119017

<sup>3</sup>Центр региональных геологических исследований ОАО «Дальгеофизика», ул. Л. Толстого 8, г. Хабаровск, 680000

Поступила в редакцию 30 апреля 2015 г.

Приведены новые данные о возрасте, составе, источниках и условиях образования раннедокембрийских гранитоидов Батомгского выступа фундамента юго-востока Сибирской платформы. В результате геохронологических исследований SHRIMP-II U-Pb методом по циркону показано, что возраст известково-щелочных гранитоидов хоюнди́нского комплекса находится в диапазоне 2056–2057 млн лет, а их формирование связано с раннепалеопротерозойским этапом развития Батомгской гранит-зеленокаменной области. Установлено, что формирование исходных для этих пород расплавов происходило в субдукционной обстановке в результате плавления деплетированного мантийного источника с добавкой древнего корового материала. Частичное плавление с последующей кристаллизацией гранитоидов в кульминационных условиях метаморфизма по температуре соответствовали граничной области амфиболитовой и гранулитовой фаций при повышенных давлениях; высокотемпературный и высокоградиентный метаморфизм – явление надсубдукционное, и проявилось оно в задуговой обстановке на активной окраине континента. На основе геохимических и геологических данных показано, что протолиты известково-щелочных метавулканитов батомгской серии являются возрастным и формационным аналогом субдукционных гранитоидов хоюнди́нского и джагдаканского комплексов, то есть образование этих гранитоидов происходило на фоне развития Батомгской островной дуги. Нижняя возрастная граница накопления батомгской серии оценивается в 2.2 млрд лет, верхняя – определяется возрастом прорывающих ее хоюнди́нских гранитоидов. Образование пород батомгской серии и ассоциирующихся с ними гранитоидов хоюнди́нского и джагдаканского комплексов связано с формированием континентальной коры раннепалеопротерозойского этапа эволюции литосферы Батомгского блока 2.2–2.0 млрд лет назад.

**Ключевые слова:** палеопротерозой, хоюнди́нский комплекс, батомгская серия, субдукция, циркон, Батомгский выступ, Сибирская платформа.

#### ВВЕДЕНИЕ

В современной структуре юго-востока Сибирской платформы Батомгский мегаблок представляет собой выступ раннедокембрийского фундамента, ограниченный системой грабенообразных прогибов-авлакогенов и впадин [2, 9, 13, 44]. Эта наиболее труднодоступная область Алдано-Станового щита (АСЩ) несет в себе существенные пробелы в знаниях и представлениях об эволюции магматизма и метаморфизма, геодинамике. Поэтому в трактовке ее стратиграфии и магматизма много дискуссионного. Изучением

Батомгского террейна (блока, выступа) занимались многие исследователи [10, 16–21, 26–29, 34, 35]. Среди них наиболее заметный след оставил Александр Павлович Смелов [32–34, 50]. Разработанные им и его соавторами принципы и методы террейнового анализа, тектонического районирования и строения фундамента, палеогеодинамические реконструкции Северо-Азиатского кратона используются в многочисленных работах по раннему докембрию региона. В качестве одного из принципиальных направлений в изучении коллажа раннедокембрийских террейнов Сибири

А.П. Смелов и В.Ф. Тимофеев отмечали: «Важным аспектом ... исследований является детальное изучение кинематики ограничивающих террейны разрывных нарушений, которые формируются как на стадии коллизии (аккреции), так и в последующие периоды коллапса горного сооружения», что позволило им одними из первых заключить: «В интервале 1900–1600 млн лет назад происходит левосдвиговое смещение южных террейнов Северо-Азиатского кратона и Сино-Корейского относительно северных террейнов Северо-Азиатского кратона ... процесс, вероятно, связан с продолжением формирования суперконтинента Пангея...» [33]. Особое внимание в своих работах А.П. Смелов уделял Батомгскому террейну, геохронологии и геодинамике которого посвящена предлагаемая работа.

Батомгский выступ фундамента является важнейшим структурным элементом одноименного мегаблока на юго-востоке Сибирской платформы. Он сложен супракрустальными и плутоническими образованиями архейского–палеопротерозойского возраста и относится к области палеопротерозойской складчатости [20, 21, 27]. Отмечается достаточно пестрый состав слагающих его комплексов, метаморфизованных в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций [11, 20, 21, 27, 38]. Значительную часть Батомгского выступа занимают выходы разнообразных по составу гранитоидов, которые на современных геологических картах и в корреляционных схемах магматизма отнесены к раннеархейским образованиям [9, 11, 17, 24, 31]. Однако выполненные в последние годы геохронологические исследования «типично раннеархейских» магматических комплексов продемонстрировали, что они имеют раннепалеопротерозойский (верхняя часть раннего карелия) возраст [13, 26]. При этом остро встает вопрос о датировании и всестороннем изучении как магматических, так и вмещающих метаморфических комплексов, слагающих этот выступ фундамента.

Для настоящего исследования были отобраны пробы раннедокембрийских гранитоидов Батомгского выступа, выполнены геохимические исследования и U-Pb изотопное датирование методом SHRIMP-11 по цирконам, результаты которых представлены в этой статье. Для изучения был выбран Хоюндинский массив «типично раннеархейских» гранитоидов, являющийся петротипом для одноименного комплекса, в приустьевой части р. Хоюнда на лево- и правобережье р. Учур (рис. 1). Для геохимических исследований использована также серия образцов гранитоидов разных массивов из эталонных коллекций ФГУГПП «Хабаровскгеология», а из базы данных к листу О-53 Государственной геологической карты [11] – результаты силикатных анализов этих проб.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ

Батомгский выступ раннедокембрийского фундамента представляет собой крупный (200×85 км) тектонический блок, вытянутый в субширотном направлении от р. Учур на западе до р. Челасин на востоке (рис. 1). Среднемасштабными геологосъемочными и тематическими работами для него была выработана схема расчленения раннедокембрийских образований [18, 20]. Основу строения Батомгского выступа составляют породы амфиболитовой фации метаморфизма [6–8, 20]. Среди метаморфических образований выделено три свиты (снизу вверх): утукачанская, одолинская и маймаканская, которые в соответствии с принятой в то время геохронологической шкалой раннего докембрия были датированы ранним протерозоем. Результаты первых К-Ar геохронологических исследований гранитоидов и диоритоидов, ассоциирующихся с метаморфитами названных выше свит, свидетельствуют о том, что их формирование происходило в интервале 2318–1906 млн лет (табл. 1) [6–8]. Эти данные были приняты за основу при разработке первых схем стратиграфии и магматизма для Батомгского блока [20, 27]. Утукачанская свита (2000 м) представлена монотонной толщей биотитовых, биотит-роговообманковых плагиогнейсов и кристаллосланцев с прослоями и линзами амфиболитов, роговообманково-клинопироксеновых, биотит-гранатовых, силлиманитовых гнейсов и мраморов. В составе одолинской свиты (2500 м) преобладают роговообманковые, клинопироксен-роговообманковые плагиогнейсы, кристаллические сланцы и амфиболиты. Маймаканская свита (2000 м) состоит в основном из биотит-роговообманковых и биотитовых плагиогнейсов и кристаллических сланцев с прослоями мраморов, амфиболитов и диопсидовых плагиогнейсов. Все три свиты были объединены в батомгскую серию [20]. С толщами батомгской серии ассоциируются тела метагаббро, метапироксенитов, габброамфиболитов и ортоамфиболитов утукачанского комплекса, которые совместно с вмещающими их метаморфитами смяты в складки и мигматизированы [23]. Эти metabазиты слагают относительно немногочисленные субпластовые линейно вытянутые тела, внедренные преимущественно в толщи метаморфических пород утукачанской свиты [7, 11]. Контакты их с вмещающими породами четкие, без экзоконтактовых изменений. Ранее они описывались некоторыми исследователями в составе свит и трактовались как изначально вулканические или осадочные [4, 16, 18, 26, 28]. Позднее схема стратиграфии этого района неоднократно пересматривалась, как правило, в сторону удревнения возраста метаморфических толщ. Так, при составлении

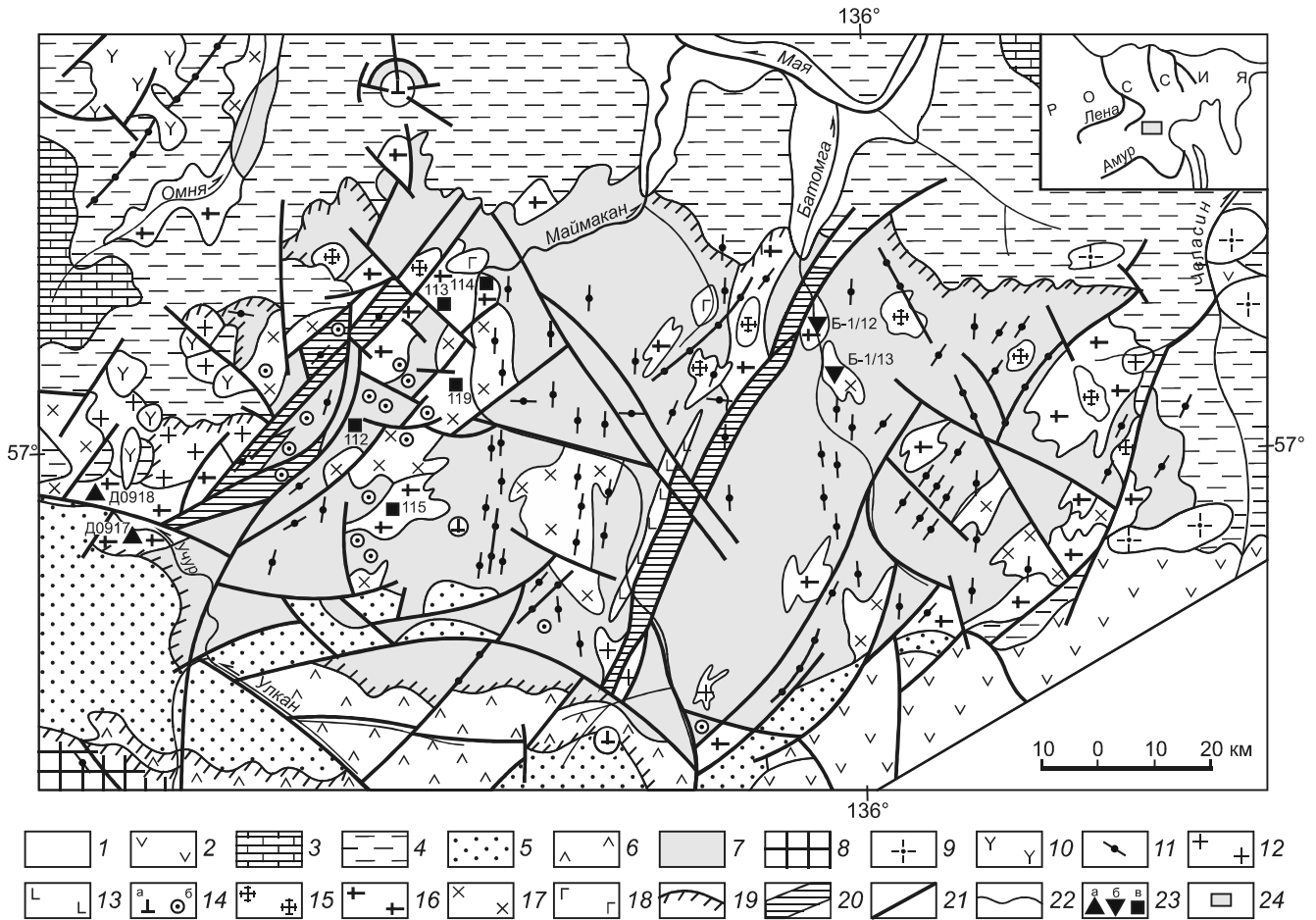


Рис. 1. Схема геологического строения Батомгского выступа фундамента (по [11], с изменениями).

1 – неоген-четвертичные рыхлые образования; 2 – меловые вулканиты Преджугджурской зоны; 3–5 – платформенный чехол: 3 – верхний неопротерозой–нижний кембрий, 4 – верхний мезопротерозой–нижний неопротерозой нерасчлененный (аймчанская, керпыльская, лахандинская и уйская серии), 5 – нижний рифей; 6 – улканская серия верхнего палеопротерозоя; 7–8 – кристаллический фундамент: 7 – батомгская серия (утукачанская, одолинская и маймаканская свиты), 8 – луриканская серия; 9 – позднемеловые граниты; 10 – раннемеловые гранитоиды; 11 – дайки и рои даек габбродолеритов, долеритов и габбро (PR–PZ); 12–13 – позднепалеопротерозойские граниты (12) и габбродолериты (13); 14 – палеопротерозойские дуниты, клинопироксениты и габбро кондёрского комплекса: а – интрузии центрального типа, б – штоки и дайки (вне масштаба); 15–18 – раннепалеопротерозойские лейкограниты тыгыматского (15), плагиограниты хоюндинского (16), кварцевые диориты джагдаканского (17) и метагабброиды утукачанского (18) комплексов; 19 – протерозойские коры выветривания; 20 – чумиканский комплекс бластомилонитов; 21 – разрывные нарушения; 22 – геологические границы; 23 – места отбора проб на изотопно-геохронологические исследования: а – настоящая работа (U-Pb, циркон, SHRIMP-II [14]), б – М.А. Мишкин и др. (U-Pb, циркон, изохронный) [26], в – В.Е. Чепыгин и др., 1998 (Rb-Sr, изохронный [11]); 24 – на врезке – местоположение Батомгского выступа.

карты метаморфизма юго-востока Восточной Сибири А.Н. Неелов с коллегами слоисто-кристаллические толщи батомгской серии разделил на три разновозрастных комплекса: раннеархейский омнинский, позднеархейский батомгский и раннепротерозойский чумиканский, которые он сопоставил, соответственно, со зверевской, становой (олекминской) и олондинской сериями западных районов АСЦ [28]. Каждый комплекс, по его представлениям, характеризуется не только спецификой разрезов, но и присущими ему магматическими образованиями, метаморфизмом и металлогенией. Породы омнинского комплекса, по

[28], претерпели метаморфизм в условиях гранулитовой фации и представлены двупироксеновыми и гиперстенновыми кристаллосланцами и плагиогнейсами, биотит-гранатовыми и силлиманитовыми сланцами, кварцитами, амфиболитами и кальцифирами. К батомгскому комплексу были отнесены породы амфиболитовой фации.

Позднее, в связи с пересмотром в сторону удревления геологического возраста становой комплекса и коррелируемых с ним подобных образований АСЦ, батомгская серия и сопутствующие ей магматиты утукачанского, джагдаканского, хоюндинского, левочу-

миканского и тыгыматского комплексов датировались уже ранним археем, а чумиканская серия – поздним археем [16, 18, 24, 29]. В последующих работах разных авторов [17, 31, 37] эти представления пропагандировались как основополагающие в вопросах расчленения раннего докембрия Батомгского мегаблока и были приняты за основу в современных корреляционных схемах стратиграфии и магматизма [11, 12 и др.].

В 1988–1998 годах в пределах Батомгского выступа и структур его обрамления были проведены крупномасштабное картирование и тематические работы, которые сопровождалась многоканальной аэрогаммаспектрометрической съемкой, бурением, геохимическими и геофизическими исследованиями [11, 12, 38]. В итоге был получен новый фактический материал, существенно изменяющий ранее сложившиеся представления по геологии раннего докембрия этого района. Так выделение маймаканской свиты в стратотипической местности, на водоразделе рек Маймакан – Чумикан, было признано неправомерным [38]. По сути, это выходы пород утукачанской и одолинской свит, насыщенных телами метабазитов утукачанского, гнейсовидных кварцевых диоритов джагдаканского и гранитоидов хоюндиного комплексов, ошибочно принятых за гнейсы переменного состава. В одолинскую свиту, наряду с прогрессивно метаморфизованными в амфиболитовой фации плагиогнейсами и кристаллосланцами, оказались объединены измененные базит-ультрабазиты лево-чумиканского (кондерского) и диоритоиды джагдаканского комплексов, что в свое время послужило основанием для выделения здесь наиболее древнего омнинского комплекса пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации [28]. Гнейсовидные с магматическими структурами базит-ультрабазиты и диоритоиды некоторыми исследователями часто принимались за амфиболитованные двупироксеновые и пироксеновые кристаллосланцы и плагиогнейсы [18, 28, 29]. Наличие метаморфитов гранулитовой фации, то есть омнинского комплекса в понимании А.Н. Неелова с соавторами [28], как такового, по итогам крупномасштабных геологических съемок подтверждения не нашло [11, 38]. Формирование гнейсов утукачанской свиты и прорывающих их интрузий гранитоидов хоюндиного и диоритоидов джагдаканского комплексов, по данным изохронного Rb-Sr метода, произошло в интервале 2209–2070 млн лет [10, 11], что близко к оценкам возраста магматитов этих же комплексов K-Ar методом (табл. 1). Однако считалось, что эти определения фиксируют время наложенных процессов [17, 29].

Структурное положение и сама правомочность выделения чумиканского комплекса в том вещест-

венном наполнении, какое в него вкладывают [17, 28, 29], с учетом последних геологических данных, вызывает большие сомнения. «По сути за данный комплекс приняты образования сложно построенной Чумиканской зоны тектонизации, в пределах которой пространственно совмещены, бессистемно чередуясь, измененные породы разного возраста и различных петро- и литогенетических типов» [38]. Чумиканская разломная зона (60×13 км) характеризуется многочисленными дизъюнктивами, сместители которых сложно сопряжены друг с другом, образуя в совокупности систему разновеликих продольных блоков, пластин, линз (рис. 1). Складчато-блоково-надвиговая специфика этой зоны обусловила ее своеобразное, «клавишное» в плане строение, при котором выходы тектонизированных пород «чумиканской серии» разделены блоками различных пород кристаллического фундамента, часто также в разной мере претерпевших наложенные структурно-метаморфические преобразования [10, 38].

Sm-Nd изотопными исследованиями, проведенными А.Б. Котовым [19], установлено, что модельный возраст гнейсов исходного осадочного происхождения омнинской и батомгской толщ – TNd (DM) составляет 2.1–2.2 млрд лет, чумиканской толщи – 2.1 млрд лет, а разнообразных по составу гранитоидов, прорывающих породы омнинской и батомгской толщ, находится в пределах 2.0–2.3 млрд лет. На этом основании А.Б. Котовым сделан вывод, что формирование этих гранитоидов отражает непосредственно корообразующие события с возрастом 2.0–2.2 млрд лет. U-Pb изотопным датированием по цирконам М.А. Мишкин с коллегами [26] установили возраст плагиогранитов и диоритов в северо-восточной части Батомгского выступа (рис. 1) в  $2055 \pm 7$  и  $2062 \pm 14$  млн лет, соответственно (табл. 1). В [4, 26] отмечается также, что эти гранитоиды претерпели разгнейсование и метаморфизм амфиболитовой фации  $1920 \pm 8$  млн лет назад, что подтверждается конкордантными значениями возраста метаморфического циркона из плагиогранита. По мнению [4], эти метаинтрузивы и вмещающие их метавулканы среднего и кислого состава батомгской серии составляют «единый исходный вулcano-плутонический комплекс Батомгской гранит-зеленокаменной области». В последние годы в мезозойских интрузиях разного состава этой области выявлены зерна «древних» цирконов [4, 30], конкордантный U-Pb возраст (SHRIMP) которых составил: из раннемеловых гранитов  $2012 \pm 23$  и  $2020 \pm 13$  млн лет; из позднемеловых нефелиновых сиенитов ( $87.4 \pm 2.0$  млн лет, LA ICP-MS, циркон-1) –  $1060 \pm 230$ ,  $1781 \pm 120$ ,  $2268 \pm 99$  и  $2746 \pm 120$  млн лет (LA ICP-MS, циркон-2) [30]. По всей вероятности, дати-

Таблица 1. K-Ar, Rb-Sr и U-Pb геохронологические данные по раннедокембрийским породам Батомгского выступа.

Комплекс, свита	Порода (номер пробы на рис. 1)	Место отбора проб	Методы определения				$^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$	Возраст, млн лет
			I	II	III	IV		
Тыгыматский	Пегматиты и пегматоидные граниты (дайки и жилы)	Бассейн р. Батомга	+				1906 [6-8, 11]; 1990 [6-8, 11]; 2100 [6-8, 11]	
	Плагиигранит массивный	Междуречье Маймакан-Батомга, бассейн р. Одола	+				2210 [6-8, 11]	
	Плагиигранит гнейсовидный (проба 113)	Бассейн р. Чумикан, левый приток р. Маймакан	+				2180 ± 140 [11]	
Хоюндинский	Плагиигранит гнейсовидный (проба 114)	Правобережье р. Маймакан	+				1722 ± 382 [11]	
	Гранит биотитовый гнейсовидный (проба 115)	Левобережье р. Маймакан	+				2209 ± 99 [11]	
	Плагиигранит биотитовый разгнейсованный (проба Б-1/13)	Правобережье нижнего течения р. Батомга		+			2055 ± 7 [26]	
	Гранодиорит рогообманково-биотитовый гнейсовидный (проба D0917)	Левобережье р. Учур			+		2057 ± 13 [14]	
	Плагиигранит биотитовый гнейсовидный (проба D0918)	Правобережье р. Учур			+		2053 ± 8 [14]	
Джагдаканский	Диорит гнейсовидный	Бассейн р. Батомга	+				2318 [6-8, 11]	
	Кварцевый диорит биотит-рогообманковый (проба 119)	Левобережье р. Маймакан		+			2068 ± 32 [11]	
Утукачанская	Диорит амфиболовый разгнейсованный (проба Б-1/12)	Правобережье нижнего течения р. Батомга			+		2062 ± 14 [26]; 1920 ± 8 [26]	
	Гнейс гранат-биотитовый (проба 112)	Бассейн р. Джагдакан, левобережье р. Маймакан		+			2176 ± 35 [11]	

Примечание. Методы определения возраста пород обозначены римскими цифрами: I – K-Ar по биотиту, II – Rb-Sr изохронный, III – U-Pb по циркону изохронный, IV – U-Pb по циркону SHRIMP-II. Крестиками отмечены методы, использованные для датирования соответствующих пород. В последней колонке даны ссылки на авторство датировки (в квадратных скобках – литературные источники).

ровки ксеногенных цирконов фиксируют время разных структурно-метаморфических событий, наиболее древнее определение принадлежит, очевидно, веществу протолита древнего корового материала. Кристаллические породы Батомгского блока несогласно (с размывом и корами выветривания) перекрыты верхнепалеопротерозойскими осадочно-вулканогенными толщами улканского комплекса (1.77–1.70 млрд лет, по [12, 13]), на которых с глубоким размывом залегают осадочные и вулканогенно-осадочные породы уянской и учурской серий нижнего мезопротерозоя [7, 12] (рис. 1).

#### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНИТОИДОВ БАТОМГСКОГО ВЫСТУПА

В строении выступа большую роль играют интрузивные образования (рис. 1), представленные плагиогранитами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами и гранитами [6–8, 11]. Среди них наиболее широко распространены гнейсовидные плагиограниты и кварцевые диориты. Они слагают массивы разной величины, а также множество мелких линейно вытянутых тел. Наиболее крупные массивы площадью от 50 до 270 км<sup>2</sup> имеют неправильные очертания, более или менее согласующиеся с простиранием пликативных структур вмещающих метаморфических толщ. Мелкие тела, как правило, вытянуты согласно с направлениями более мелких складок. Контакты между интрузиями и метаморфическими породами часто расплывчатые, постепенные, нередко представляющие собой зоны мигматитов, реже тектонические. Рассматриваемые породы характеризуются неравномерным распределением цветных компонентов, преимущественно среднезернистым сложением, непостоянством структуры и текстуры, часто гнейсовидных. Нередко они полосчатые, пятнистые, иногда имеют очковое строение, насыщены ксенолитами плагиогнейсов и пород основного состава, ориентированных согласно простиранию вмещающих пород. Е.П. Миронюк с коллегами [23] описываемые интрузивы разделил на три комплекса: хоюндинский плагиогранитовый, джагдаканский кварцевых диоритов и тыгыматский лейкогранитовый. В работах некоторых авторов встречается другое название хоюндинского комплекса – сыбахский [24, 29]. В существующей схеме магматизма Батомгского блока джагдаканский комплекс сопоставляется с токско-алгоминским, а хоюндинский – с древнестановым комплексами западных районов Джугджуро-Становой гранит-зеленокаменной области [11, 17, 24].

**Хоюндинский интрузивный комплекс.** В составе комплекса преобладают плагиограниты, значительно реже встречаются граниты, гранодиориты и кварцевые диориты. Гнейсовидные плагиограниты

участвуют в строении многих массивов, иногда вместе с кварцевыми диоритами, а также слагают самостоятельные тела [6–8, 24]. Тела плагиогранитов, заключенные в метаморфитах батомгской серии, вытянуты в основном сообразно простиранию структур последних. Они образуют многочисленные апофизы по напластованию плагиогнейсов и кристаллосланцев, иногда с образованием зон послылойной мигматизации. Вместе с тем, наряду с согласными контактами отмечаются и пологосекающие. Практически во всех телах плагиогранитов наблюдаются теневые структуры различной степени контрастности, реститы и скиалиты. Сами они прорываются лейкократовыми гранитами тыгыматского комплекса.

Нами изучены минеральный состав, петрогеохимические особенности и установлен изотопный возраст гнейсовидных плагиогранитов и гранодиоритов Хоюндинского массива, прорывающего метаморфические толщи батомгской серии. Петротипический Хоюндинский массив площадью 160 км<sup>2</sup> располагается на западе Батомгского выступа на лево- и правобережье р. Учур (рис. 1). Строение массива неоднородно; основной разновидностью являются гнейсовидные плагиограниты, сменяющиеся к контактам полосчатыми гранодиоритами до кварцевых диоритов. В центральной части массива плагиограниты без резких переходов сменяются гнейсовидными такситовыми гранитами, иногда с порфиробластами калишпата. Характерно присутствие небольших ксенолитов биотит-амфиболовых плагиогнейсов, имеющих расплывчатые линзовидные очертания.

Плагиограниты (проба D-09-18, X-09-18, X-09-18-1) – это лейкократовые розовато-серые мелко-среднезернистые, иногда неравномернозернистые породы гнейсовидного облика. Они состоят (в %) из плагиоклаза (олигоклаз № 22–28, реже андезин № 32) – 40–75, кварца – 30–50, биотита – 3–10, амфибола – 0–5, мусковита – 0–3. Гранодиориты (D-09-17, X-09-17, X-09-17-1) отличаются увеличением содержания биотита и амфибола (суммарно до 20 %). Во многих разновидностях пород присутствует микроклин (до 10–15 %). Акцессорные минералы: магнетит, ильменит, апатит, сфен, рутил, гематит, гранат, редко циркон, перовскит, турмалин [6–8]. Структура гипидиоморфнозернистая, бластогипидиоморфнозернистая, бластогранитовая. Часты катакластические структуры. Плагиоклаз образует таблитчатые зерна с полисинтетическим двойниковым строением, альбитизирован или эпидотизирован. Калишпат представлен преимущественно нерешетчатым микроклином, пелитизирован. Наблюдается он в виде как разных по величине изоморфных зерен, так и антипертитовых вростков в плагиоклазе. Кварц представлен ксено-

морфными зернами с волнистым угасанием, иногда встречается в виде микропоякилитовых вростков в плагиоклазе. Амфибол – обыкновенная роговая обманка густоокрашенная в синевато-буроватый или грязно-зеленый цвет. Амфибол замещается биотитом с выделением сфена и магнетита. Биотит и амфибол образуют идиоморфные кристаллы, реже совместно-линзовидные скопления, видимые невооруженным глазом. По зеленовато-коричневому биотиту развиваются мусковит, эпидот и сфен.

Хоюндинский массив прорван позднепалеопротерозойскими гранофировыми гранитами улканского комплекса и перекрыт на севере кондерской свитой среднего мезопротерозоя с корами выветривания в подошве, а на юге – конкулинской свитой нижнего мезопротерозоя [10, 11, 38].

В зонах сильной тектонизации, в первую очередь Чумиканской разломной зоны, гранитоиды хоюндинского комплекса подверглись динамометаморфизму, при высокой степени которого они превращены в микрозернистые преимущественно слюдяно-кварц-альбитовые сланцы, иногда содержащие реликтовые деформированные зерна плагиоклаза, замещаемого агрегатом альбита, и линзовидные «очки» гранулированного кварца [38].

**Джагдаканский интрузивный комплекс** представлен гнейсовидными и массивными кварцевыми диоритами, гранодиоритами и диоритами, преимущественно биотит-амфиболовыми. Они слагают различные по размеру тела, согласно залегающие со структурами метаморфических толщ батомгской серии [6–8, 38]. При этом переход между интрузиями и вмещающими породами настолько постепенный, что зачастую весьма трудно между ними установить границу. Среди интрузивных пород отмечаются многочисленные шширообразные обособления, имеющие «теневого облик» и представляющие собой реликты перекристаллизованных метаморфитов батомгской серии. Наиболее крупные тела и массивы обычно хорошо отражаются в магнитных полях. Петротипическим является Джагдаканский массив (300 км<sup>2</sup>) сигмоидальной формы (рис. 1). Сложен он кварцевыми диоритами гнейсовидными и массивными, иногда слабо полосчатыми такситовыми биотит-роговообманковыми, роговообманково-биотитовыми, биотит-клинопироксен-роговообманковыми, переходящими местами в диориты или гранодиориты, а иногда даже в плагиограниты [7].

Кварцевые диориты имеют гнейсовидное, реже массивное сложение. Структура их неравномерно-зернистая до порфириовидной, бластогипидиоморфно-зернистая, реже бластогранитовая. Встречаются бластокатакластические и бластоцементные струк-

туры. Цветные минералы располагаются цепочками и группами, часто обтекая «глазки» светлых минералов. Кварцевые диориты (X-10-1) и гранодиориты (X-10-2) состоят из плагиоклаза № 30–34 (60–75 %), роговой обманки (5–15 %), биотита (5–10 %), кварца (5–15 %), спорадически содержат клинопироксен (до 3–5 %) и микроклин (до 1–5 %). В диоритах больше темноцветных минералов (от 20 до 35 %), кварц редок (0–5 %). Рудные и акцессорные минералы такие же, как и в хоюндинских плагиогранитах.

Генезис гнейсовидных кварцевых диоритов и плагиогранитов, по мнению [6–8], обусловлен процессами гранитизации и палингенеза. Наличие на отдельных участках резких контактов вышеназванных пород с метаморфитами батомгской серии можно объяснить разогревом и частичным плавлением субстрата в условиях ультраметаморфизма и последующими локальными перемещениями расплавленных масс, внедрившихся в гнейсы и кристаллосланцы. Существуют представления о одновременности внедрения гранитоидов джагдаканского и хоюндинского комплексов [17, 23, 24]. Хотя взаимоотношения между породами этих комплексов, по данным [6–8], свидетельствуют об одновременности их образования. В пользу этого говорят также и данные геохронологических (U-Pb метод по циркону) исследований цирконов из диоритов и плагиогранитов [26]. По мнению [4], эти породы являются принадлежностью единого раннепалеопротерозойского гранитоидного комплекса Батомгского выступа. Данные о возрасте хоюндинских гранитоидов и вмещающих пород, опубликованные в более ранних работах других исследователей [6–8, 11, 26] и авторов [14], отражены в табл. 1.

Среди метаморфитов батомгской серии и гранитоидов хоюндинского и джагдаканского комплексов отмечаются мелкие линзо- и пластообразные тела и интрузии изометрично-округлой в плане формы неметаморфизованных габбро, пироксенитов, дунитов, которые Э.Л. Магнушевским [23] были объединены в самостоятельный левочумиканский комплекс. В современных схемах стратиграфии и магматизма [11, 12] эти образования отнесены к **кондерскому дунит-клинопироксенит-габбровому комплексу** раннепалеопротерозойского возраста, хотя их возраст до сих пор достоверно не установлен. Имеющиеся для пород петротипического Кондерского массива K-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd определения дают в основном мезозойский возраст, но крайне противоречивы и часто не соответствуют геологическим взаимоотношениям. Однозначно присутствие в терригенных отложениях кондерской свиты мезопротерозоя, около Кондерского массива, окатанных зерен хромита и кластогенной платины [11]. Установлено, что кондерская свита в

бассейнах рек Дагил и Омня залегает на коре выветривания пироксенитов-перидотитов кондерского (левочумиканского) комплекса. Возраст песчаников кондерской свиты бассейна рр. Кондер и Большой Аим, определенный К-Аг методом по глаукониту, составляет 1150, 1170 и 1200 млн лет [6, 7, 11, 31]. Rb–Sr изохронный возраст субщелочных лейкогранитов, прорывающих ультрабазиты массива, определен в  $1580 \pm 20$  млн лет [11]. Бимодальное распределение U–Pb возрастов «древних» цирконов из дунитов Кондерского массива, по данным [1], –  $T_1 = 2473 \pm 21$  и  $T_2 = 1885 \pm 53$  млн лет (SHRIMP-11, ЦИИ ВСЕГЕИ, по 14 зернам) – скорее всего свидетельствует о палеопротерозойском возрасте протолита коры (2.47 млрд лет) и ультрабазитов Кондерского массива (1.89 млрд лет).

Лейкократовые граниты **тыгыматского комплекса** слагают несколько небольших массивов и серию мелких тел трещинного типа в северной части Батомгского выступа (рис. 1) [6, 7, 11]. Мелкие тела лейкогранитов в большинстве своем ориентированы дискордантно по отношению к простирающему вмещающих толщ батомгской серии. Состав лейкократовых гранитов: микроклин-пертит (25–40 %), кварц (25–40 %), плагиоклаз № 16–24 (25–35 %), мусковит (3–5 %), биотит (0–4 %), акцессории – гранат, апатит, циркон, монацит, магнетит. К-Аг возраст по биотиту пород комплекса – от 1.9 до 2.0 млрд лет [6, 7]. В образовании гранитов этого комплекса важная роль принадлежит калиевому метасоматозу, о чем свидетельствует микроклинизация как самих гранитоидов, так и вмещающих пород [7].

#### МЕТОДИКА АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Определение содержаний главных элементов в гранитоидах хоюндиного комплекса выполнено рентгено-флуоресцентным методом, а содержаний элементов примесей – методом ICP MS. В последнем случае относительная погрешность определений составляет 5–10 %. Пробы анализировались в физико-химической лаборатории ИТиГ ДВО РАН и в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ. Были также использованы результаты силикатных анализов 11 проб гранитоидов ХГУП «Хабаровскгеология» [11]. Определение содержаний элементов-примесей в отобранных из дубликатов эталонных коллекций проб гранитоидов с силикатными анализами выполнено в ИТиГ ДВО РАН. Методика геохимических исследований подробно изложена в [15]. Отбор и минералогическое изучение зерен цирконов проводилось в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) непосредственно перед U–Pb изотопно-геохронологическими исследованиями.

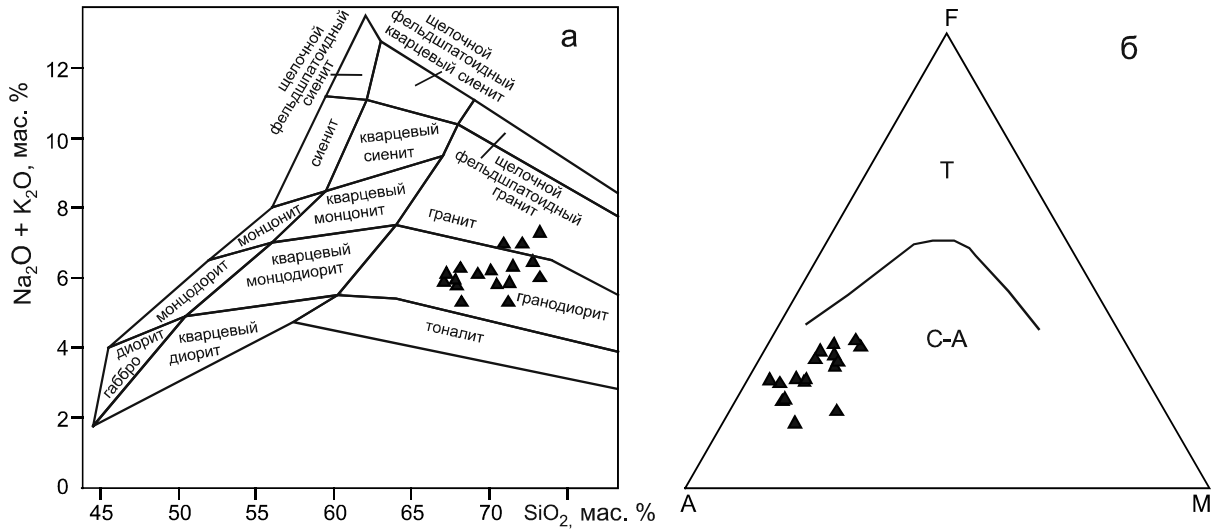
Акцессорные цирконы выделялись из проб весом 10–15 кг по стандартной методике [39], основан-

ной на сочетании магнитной сепарации и разделения в тяжелых жидкостях. Подготовка монофракции цирконов для изотопного анализа осуществлялась вручную под бинокулярным микроскопом. Отобранные кристаллы совместно с цирконовыми стандартами TEMORA и 91500 (с известными U–Th–Pb параметрами) имплантированы в эпоксидную смолу и отшлифованы приблизительно на половину толщины. Изучение морфологии и внутреннего строения кристаллов циркона проводилось в проходящем и отраженном свете. Внутреннее строение цирконов было также изучено по катодолюминисцентным изображениям. Изотопное датирование цирконов было проведено U–Th–Pb точечным методом на растровом электронном микроскопе CamScan MX 2500. Локальное U–Pb датирование цирконов проведено на прецизионном вторично-ионном микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II по общепринятой методике [55]. Диаметр кратера пробоотбора – 30 мкм, глубина – 3–4 мкм; интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составила 3–4 нА. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [46]. U–Pb отношения нормализовались на значении 0.0668, приписанном стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту в 416.75 млн лет [39]. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне одной сигмы, погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией – на уровне двух сигма. Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX [45].

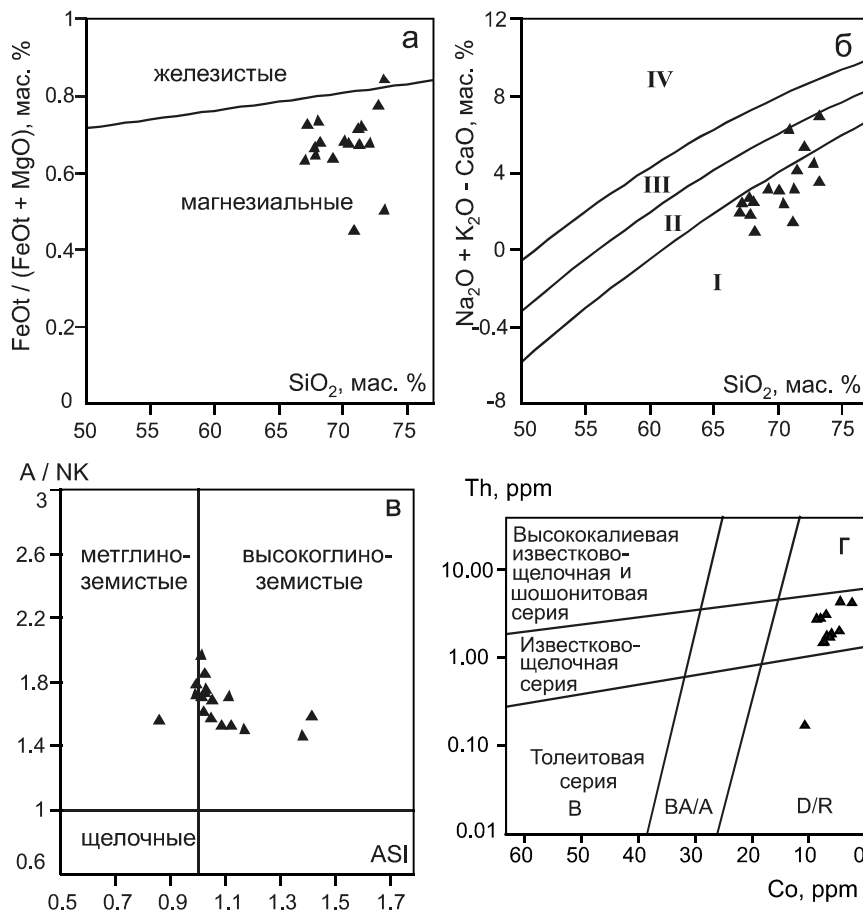
#### ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ГРАНИТОИДОВ

Данные о химическом составе гранитоидов хоюндиного комплекса, а также о распределении в них элементов-примесей приведены в табл. 2 и 3 и на рис. 2–5. Проанализированные породы представлены гранодиоритами и плагиогранитами (табл. 2) при средних содержаниях  $\text{SiO}_2 = 70.14 \pm 2.13$  и щелочей  $6.14 \pm 0.54$  % (max – 7.28 %), и по этим показателям все они попадают в область низкощелочных гранитоидов [22]. Фигуративные точки их составов располагаются на диаграмме  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$  в полях гранодиоритов и гранитов (рис. 2 а), а на диаграмме АФМ (рис. 2 б) – в поле пород известково-щелочной серии. В целом для хоюндиных гранитоидов (ХГ) характерно: преобладание железа над магнием, переизобилие кремнезема и глинозема при умеренном и низком содержании магния, обогащенность кальцием и натрием. Агпаитность исследованных пород колеблется от 0.50 до 0.66 при заметном пре-





**Рис. 2.** Петрохимические классификационные диаграммы для гранитоидов хоундинского комплекса. а – диаграмма  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{-SiO}_2$  [22], б – AFM диаграмма: Т и С-А – поля пород толеитовой и известково-щелочной серий, соответственно.



**Рис. 3.** Классификационные диаграммы для гранитоидов хоундинского комплекса. а – диаграмма  $\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO})$  [42]; б – диаграмма  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})\text{-SiO}_2$  [42]. Поля: известковой (I), известково-щелочной (II), щелочно-известковой (III) и щелочной (IV) серий; в – диаграмма A/NK-ASI [54].  $A/NK = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  (мол. кол.),  $ASI = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  (мол. кол.); г – диаграмма Th – Co [48]. Поля пород: В – базальтов, BA/A – андезибазальтов и андезитов, D/R – дацитов-риолитов.

Таблица 2. Химический состав (мас. %) представительных образцов гранитов Хондинского комплекса.

Компоненты	D-09-17	D-09-18	X-09-17	X-09-18	X-09-18-1	X-09-18-2	113087	11307	17172	13109	11289	11469	1035	13010	11388	11441	11488
SiO <sub>2</sub>	68.10	72.80	67.05	72.08	73.25	70.90	73.23	71.50	70.48	71.21	69.25	68.22	70.10	67.87	67.79	67.23	71.30
TiO <sub>2</sub>	0.35	0.22	0.31	0.14	0.14	0.19	0.16	0.38	0.51	0.31	0.41	0.38	0.35	0.41	0.49	0.36	0.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.90	14.80	16.54	15.51	15.57	16.48	13.85	14.48	15.42	13.12	14.63	16.36	15.56	15.79	14.35	16.62	15.41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.94	1.14	3.97*	2.05*	1.59*	2.08*	1.23	0.78	0.82	1.99	0.95	1.48	0.92	1.23	2.06	1.76	0.75
FeO	1.43	1.07					0.86	1.55	1.32	1.20	1.95	1.38	1.44	1.70	1.90	1.24	0.92
MnO	0.06	0.04	0.15	0.02	0.04	0.05	0.02	0.04	0.03	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04	0.07	0.04	0.03
MgO	1.16	0.61	2.10	0.89	1.42	2.30	0.37	0.88	0.99	1.20	1.60	1.29	1.07	1.55	1.90	1.08	0.78
CaO	3.81	1.99	3.98	1.64	0.36	0.74	2.47	2.18	3.41	3.86	2.98	4.37	3.15	3.94	3.21	3.72	2.70
Na <sub>2</sub> O	4.43	4.86	4.60	5.03	4.98	5.10	4.12	4.71	4.71	4.74	4.41	4.63	4.47	4.63	3.60	5.14	4.85
K <sub>2</sub> O	1.83	1.58	1.28	1.93	2.30	1.86	1.87	1.60	1.08	0.56	1.68	0.67	1.73	1.14	2.32	0.97	0.99
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.09	0.05	0.06	0.05	0.07	0.07	0.10	0.06	0.10	0.14	0.09	0.14	0.11	0.08	0.11	0.08
SO <sub>3</sub>							0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.00	0.10	0.10	0.10	0.10
CO <sub>2</sub>							0.10	0.40	0.24	0.10	0.33	0.10	0.00	0.15	0.11	0.11	0.10
H <sub>2</sub> O+							0.53	0.79	0.49	0.38	0.71	0.67	1.10	0.66	0.85	0.52	0.66
П.п.п.	0.69	0.77	0.11	0.56	0.29	0.18	0.54	1.06	0.64	0.43	1.03	0.57	1.19	0.76	0.86	0.40	0.73
Сумма	99.83	99.97	100.14	99.91	99.99	99.95	99.52	100.55	100.30	99.34	100.22	100.35	101.27	100.08	99.69	99.40	99.64
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	6.26	6.44	5.88	6.96	7.28	6.96	5.99	6.31	5.79	5.30	6.09	5.30	6.20	5.77	5.92	6.11	5.84
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	2.42	3.08	3.59	2.61	2.17	2.74	2.20	2.94	4.36	8.46	2.63	6.91	2.58	4.06	1.55	5.30	4.90
FeOtot	3.176	2.096	3.573	1.845	1.431	1.872	1.967	2.252	2.058	2.991	2.805	2.712	2.268	2.807	3.754	2.824	1.595
FeOt/ (FeOt+MgO)	0.73	0.77	0.63	0.67	0.50	0.45	0.84	0.72	0.68	0.71	0.64	0.68	0.68	0.64	0.66	0.72	0.67

Примечание. Методы анализа проб D-09-17 и D-09-18 – рентгено-спектральный флуоресцентный (силикатный), аналитик Тимошенко Б.А., ЦИИ ВСЕГЕИ; X-09-17, X-09-18, X-09-18-2 – рентгено-флуоресцентная спектроскопия, аналитик Ильин Л.М., ИТиГ ДВО РАН; 113087, 11307, 17172, 13109, 11289, 11469, 1035, 13010, 11388, 11441, 11488 – силикатный анализ, ЦЛ «Хабаровскгеология», аналитики Калабухова И.С., Шиханова Л.Г. [11]. \* – Все железо в форме Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Таблица 3. Содержания элементов-примесей в гранитоидах хоюндинского комплекса (ppm).

Компоненты	D-09-17	D-09-18	X-09-17	X-09-18	X-09-18-2	113087	11307	17172	13109	11289	11469
Sc	6.00	3.69	5.85	1.91	3.24	4.02	3.15	3.32	4.24	4.28	3.78
V	49.50	28.40	44.49	11.55	18.16	46.09	34.23	33.43	39.72	38.11	37.15
Cr	54.10	64.70	91.12	85.78	84.36	89.35	68.89	62.21	84.90	89.13	56.83
Co	7.86	4.59	8.64	2.36	4.44	6.90	7.52	5.96	6.80	7.26	6.23
Ni	18.90	12.50	4.02	—	0.89	11.74	7.18	8.13	12.69	17.66	7.85
Rb	46.50	45.10	45.22	47.48	55.65	33.31	33.20	34.25	35.46	33.15	33.76
Sr	563.00	423.00	543.97	275.27	363.78	680.00	685.00	709.00	776.00	795.00	701.00
Y	6.78	3.29	6.61	3.75	6.62	4.97	3.94	4.19	4.91	4.51	3.93
Zr	92.10	93.80	30.58	40.02	12.48	46.92	24.26	15.16	46.51	45.72	34.34
Nb	5.10	3.92	3.95	5.57	6.90	3.40	2.88	2.80	3.96	3.57	2.63
Ta	0.36	0.33	0.44	0.64	0.75	0.26	0.25	0.28	0.28	0.27	0.22
Ba	438.00	344.00	498.63	568.12	334.83	327.00	337.00	357.00	385.00	343.00	336.00
La	16.30	8.23	15.29	14.00	13.90	17.35	7.05	9.91	7.28	14.34	7.01
Ce	31.50	18.70	32.81	27.85	33.99	36.88	19.98	18.59	15.37	19.44	16.14
Pr	3.54	2.00	3.75	2.93	3.48	3.95	1.81	2.28	2.05	1.23	1.77
Nd	13.50	8.16	14.19	10.24	12.57	14.02	7.21	8.69	8.44	5.43	6.87
Sm	2.18	1.32	2.29	1.47	2.07	2.11	1.32	1.49	1.64	1.16	5.26
Eu	0.63	0.41	0.67	0.46	0.59	0.52	0.43	0.45	0.52	0.44	0.42
Gd	1.73	0.83	2.32	1.53	2.12	2.08	1.31	1.49	1.58	1.23	1.28
Tb	0.21	0.13	0.27	0.17	0.26	0.22	0.16	0.18	0.26	0.16	0.15
Dy	1.25	0.62	1.32	0.76	1.24	1.07	0.81	0.87	1.02	0.91	0.81
Ho	0.23	0.11	0.25	0.14	0.23	0.20	0.16	0.17	0.20	0.18	0.15
Er	0.63	0.33	0.72	0.43	0.66	0.57	0.45	0.49	0.56	0.52	0.46
Tm	0.09	0.04	0.10	0.06	0.10	0.08	0.05	0.07	0.08	0.07	0.06
Yb	0.65	0.26	0.67	0.43	0.61	0.52	0.43	0.44	0.53	0.50	0.40
Lu	0.08	0.03	0.10	0.07	0.09	0.08	0.07	0.07	0.08	0.07	0.07
Hf	2.44	2.34	1.11	1.23	0.62	0.58	0.46	0.52	0.68	0.54	0.49
Pb	6.96	10.6	5.81	6.41	5.88	4.31	3.97	4.32	4.80	4.39	3.79
Th	2.81	2.01	2.76	4.21	4.34	3.10	1.47	1.87	1.78	1.50	1.73
U	1.04	0.66	0.94	0.84	0.97	0.73	0.63	0.70	0.71	0.67	0.63
Rb/Sr	0.08	0.11	0.08	0.17	0.15	0.05	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05
Pb/Sr	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Rb/Ba	0.11	0.13	0.09	0.08	0.16	0.10	0.10	0.09	0.09	0.09	0.10
Sr/Nd	41.70	51.84	38.33	26.88	28.94	48.50	95.01	81.58	91.94	146.41	102.03
Eu/Eu*	0.99	1.19	0.89	0.94	0.86	0.76	0.99	0.92	0.99	1.12	0.49
Eu/Sr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Gd <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	2.16	2.59	2.81	2.88	2.81	3.24	2.47	2.74	2.41	1.99	2.59
Σ PЗЭ	85.30	48.16	87.21	66.20	81.77	88.64	48.33	52.70	48.76	54.47	48.56

*Примечание.* Анализы D-09-17 и D-09-18 выполнены на на ISP масс-спектрометре ELAN DRC II (Перкин Элмер, США) в центре изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ, аналитики Э.Г. Червякова, В.А. Шишлов, В.Л. Кудряшов; остальные анализы - в физико-химической лаборатории ИТиГ ДВО РАН, аналитики Авдеев Д.В., Лушников А.Ю. La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub>, La<sub>N</sub>/Sm<sub>N</sub>, Gd<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> (см. текст), Eu/Eu\* – нормировано по хондриту согласно [36]; ΣREE – сумма редкоземельных элементов без прометия.

обладании натрия над калием. Средний состав их по содержанию петрогенных элементов близок составу гранитов архейской тоналит-грандьеит-гранодиоритовой (ТТГ) ассоциации [43] за исключением K<sub>2</sub>O, содержания которого почти в два раза меньше в ХГ.

По химическому составу практически все проанализированные гранитоиды относятся к магнизиальным (рис. 3 а), высокоглиноземистым, реже мет-

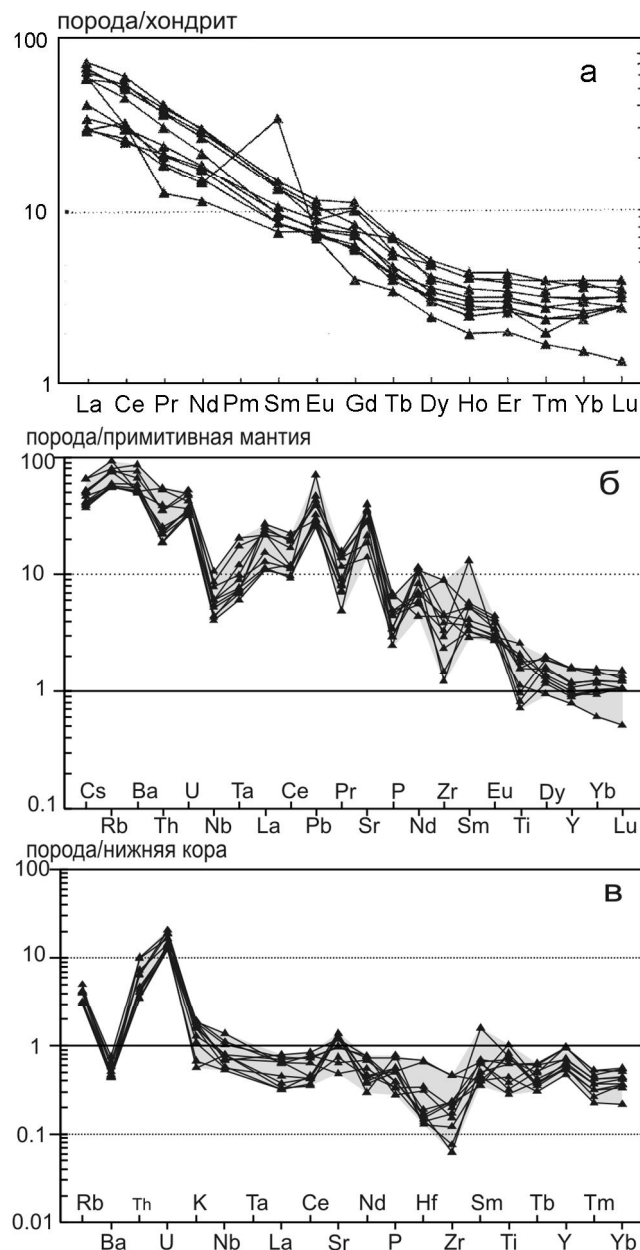
глиноземистым гранитоидам (рис. 3 в) известково-щелочной серии (рис. 2 б, 3 г). На диаграмме (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O - CaO)–SiO<sub>2</sub> (рис. 3 б) фигуративные точки их составов попадают в поля пород известковой (14 проб) и известково-щелочной (3 пробы) серий. Такое сочетание признаков ХГ позволяет, согласно схемы геохимической классификации [42], отнести их образование к обстановкам островных дуг или вулка-

но-плутоническим поясам кордильерского типа. Как видно по данным табл. 2, ХГ пересыщены глиноземом. Для более точной и наглядной характеристики баланса алюминия, щелочей и кальция использована модифицированная классификационная диаграмма [52] (Al-K-Na-2Ca) – (Fe + Mg + Ti), которая первоначально была предложена [41] для разделения гранитоидов на плюмазитовые и глиноземистые. На этой диаграмме фигуративные точки составов ХГ занимают широкую область от высокоплюмазитовой через средне- и низкоплюмазитовую до метглиноземистой, что позволяет предполагать комбинированный состав субстрата при выплавлении гранитоидов.

Содержание переходных когерентных элементов (Ni, Co, Cr, V) в ХГ варьируется в значительных пределах, но в целом сходно с таковыми в гранитах архейской ТТГ ассоциации [43], однако концентрации хрома в исследуемых породах в 2.5 раза выше, чем в гранитах ТТГ. Суммарное содержание редких земель (TR) в ХГ колеблется в пределах от 48.2 до 88.6 ppm (табл. 3), что более чем в два раза ниже по сравнению с гранитами ТТГ ассоциации.

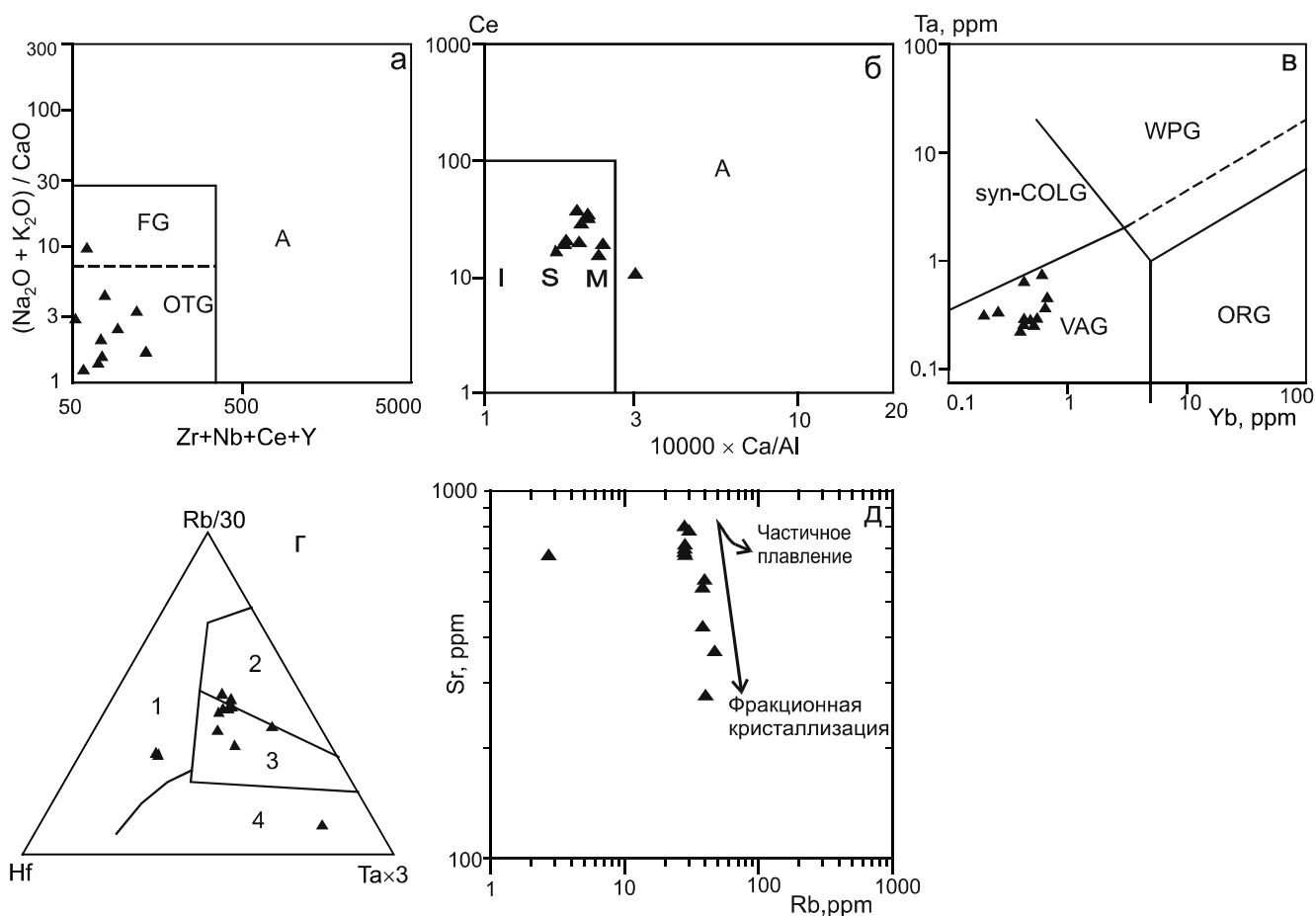
На спайдердиаграмме рис. 4 а для ХГ отчетливо выражены: низкие концентрации TR, невысокая степень фракционирования между легкими (L) и тяжелыми (H) TR ( $(La/Yb)_N$  = от 17.5 до 35.0) и сравнительно пологий наклон графика распределения между средними и тяжелыми TR ( $(Gd/Yb)_N$  = от 1.99 до 3.24) (табл. 3). На диаграмме  $(La/Yb)_N - Yb$  [43] точки составов изученных гранитоидов попадают в поле раннедокембрийских пород ТТГ ассоциации. Кроме того, спектры распределения TR в изученных гранитоидах характеризуются отсутствием отрицательной Eu-аномалии ( $Eu/Eu^* = 0.924 \pm 0.186$ , рис. 4 а, табл. 3), что может свидетельствовать об отсутствии плагиоклаза в слабо дифференцированном источнике (магматической камере), материал из которого подавался довольно быстро [36]. Другая особенность хоюндинских гранитоидов – значительное превышение легких TR над тяжелыми: L/H от 13.89 до 16.47 (табл. 3) по сравнению с 9.54 для верхней континентальной коры [36],  $La/Yb$  – от 17.5 до 35.0, что свидетельствует о получении гранитоидов за счет плавления нижней континентальной коры существенно основного состава и в значительной мере деплетированной.

На нормированных по примитивной мантии [47] мультиэлементных спектрах изученных ХГ (рис. 4 б) наблюдаются: 1) фракционирование за счет редких элементов, 2) отчетливый отрицательный тренд в сторону тяжелых элементов и почти мантийное содержание Ti, Dy, Yb и Lu. Отрицательные аномалии Nb, Ti, Zr, Pr, P и положительные – Rb, Ba, U, Pb и



**Рис. 4.** Спектры распределения нормированных к хондриту [51] содержаний редкоземельных элементов (а), нормированных к примитивной мантии [47] (б), и к нижней континентальной коре [53] (в) содержаний микроэлементов в гранитоидах хоюндинского комплекса. Поле серого цвета – область состава ХГ.

Sr на этой же диаграмме (рис. 4 б) могут свидетельствовать о выплавлении гранитоидов из источника, в той или иной степени связанного с процессами субдукции и имеющего мантийные метки [47]. В целом ХГ обнаруживают сходство с гранитоидами субдукционных обстановок, но отличаются от их наиболее распространенных разновидностей более низкими



**Рис. 5.** Дискриминационные диаграммы для гранитоидов хоундинского комплекса Батомгского выступа.

а, б – диаграммы  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / \text{CaO} - (\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$  (а) и  $\text{Ce} - 10000 \times \text{Ga}/\text{Al}$  (б) [54]. Поля составов гранитоидов: А – анорогенных, FG – фракционированного типа, OTG – не фракционированного типа, М – гранитоидов М-типа, I – гранитоидов I-типа, S – гранитоидов S-типа; в – диаграмма Ta–Yb [49]. Поля составов: WPG – внутриплитных гранитоидов, syn-COLG – синколлизийных гранитоидов, VAG – гранитоидов вулканических дуг, ORG – гранитоидов срединно-океанических хребтов; г – диаграмма Rb/30 – Hf – Ta  $\times 3$ , по Н. Харрису [24]. Гранитоиды: 1 – островодужные, 2 – синколлизийные, 3 – поздние- и постколлизийные, 4 – внутриплитные; д – диаграмма – совместимый элемент Sr – несовместимый элемент Rb [40].

содержаниями тяжелых TR [25, 49]. По ряду геохимических характеристик (табл. 3) они близки к породам задуговых бассейнов, в петрогенезе которых участвовали как деплетированная верхнемантийная, так и обогащенная плюмовая компонента [36]. В то же время, ХГ обнаруживают сходство с гранитоиднейсами Федоровской островной дуги (2003–2013 млн лет, U-Pb, циркон) восточной части Западно-Алданского мегаблока [3].

На спайдердиаграмме рис. 4в представлены мультиэлементные спектры ХГ, нормированные по нижней коре [53], где отчетливо проявлено их сходство – практически «плоский» участок от калия до иттербия, близкий по значению к 1. По  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7015\text{--}0.7027$  (табл. 1) ХГ попадают в поле эволюции изотопных составов стронция нижней континентальной коры [5, 25]. Существенное накопление

радиоактивных Rb, U и Th (рис. 4 в) связано, по всей вероятности, с разогревом и частичным плавлением базальтовой коры за счет тепла поднимающегося мантийного плюма (см. U, Th и Rb на рис. 4 б) [4, 36].

Спектры распределения TR и других редких элементов, нормированных по хондриту (рис. 4 а) и по примитивной мантии (рис. 4 б), вполне определенно свидетельствуют, что в случае ХГ мы имеем дело не с А-типом, а с гранитами I- и М-типов (рис. 5 а, б), образованных в надсубдукционной обстановке (обогащение крупноионными литофильными элементами, обеднение высокозарядными, тантал-ниобиевый минимум [5, 36]). На дискриминационной диаграмме Дж. Пирса ХГ попадают в поле гранитоидов вулканических дуг (рис. 5 в), а в соответствии с классификацией [54] принадлежат к гранитам I- и М-типов. Обогащенность кальцием и натрием, содержание ли-

тофильных элементов в небольших количествах, низкие значения Pb/Sr (0.005–0.025, табл. 3) и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (табл. 1) свидетельствуют о принадлежности изученных пород к гранитам М-типа, связанным с островодужным вулканизмом [5]. Для них характерны более низкие содержания редких элементов, калия, титана и железа (табл. 2, 3), чем для гранитов I- и S- типов [25]. На диаграмме Н. Харриса (рис. 5г) исследованные породы попадают в поля гранитов поздне- и постколлизийной (6 проб), островодужной (2 пробы), синколлизийной (2 пробы) и внутриплитной (1 проба) обстановок, что не исключает взаимоналожения различных геодинамических обстановок при реализации процессов магмообразования, эволюции расплавов и процессов метаморфизма [25].

Существенные вариации в содержании редких элементов, а также Ba, Sr и K (табл. 2, 3) позволяют считать, что процесс фракционной кристаллизации играл более существенную роль при формировании наиболее дифференцированных разновидностей гранитоидов комплекса, нежели частичное плавление источника. Это предположение находит подтверждение на диаграмме рис. 5 д, идентифицирующей механизм формирования магматических пород – фигуративные точки составов ХГ формируют тренд, отражающий процесс фракционной кристаллизации [40].

Все вышеперечисленные характеристики ХГ свидетельствуют о том, что ХГ принадлежат известково-щелочному ряду и формировались в геодинамической обстановке активной континентальной окраины невадийского типа, по Л.В. Таусону [35]. Гранитоиды этого ряда подразделяются на 2 группы: гранодиориты, приуроченные к периферическим частям массивов, и адамеллиты-граниты, приуроченные к центральным частям массивов.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ИССЛЕДОВАНИЙ

Для геохронологических исследований использованы: проба D-09-17 мелко-среднезернистого гнейсовидного биотит-амфиболового гранодиорита (56°53'35" с.ш., 133°58'08" в.д.) и проба D-09-18 мелко-среднезернистого гнейсовидного биотитового плагиогранита (56°56'16" с.ш., 133°52'20" в.д.) хоюндинского комплекса. Результаты исследований цирконов из гранитоидов приведены в табл. 4 и на рис. 6, 7. Места отбора геохронологических проб показаны на рис. 1.

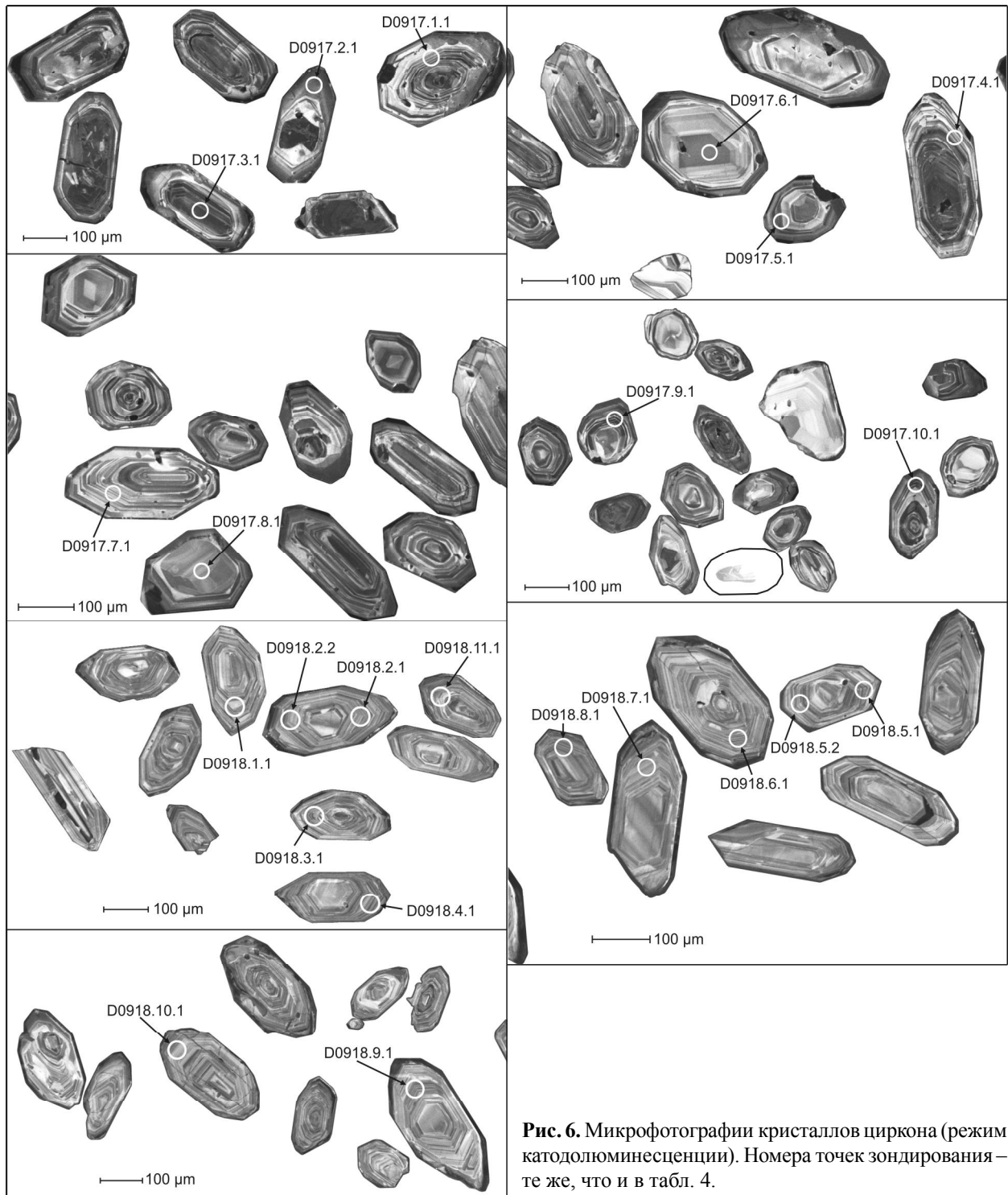
Акцессорный циркон представлен мутновато-желтыми и прозрачными бесцветными (проба D-09-17), а также розовато-коричневыми полупрозрачными и мутными (проба D-09-18) призматическими идиоморфными и субидиоморфными кристаллами, местами со следами растворения (проба D-09-17). Размеры зерен в пробе D-09-17 изменяются от 170 до 400 мкм,

$K_{\text{удл.}} = 1.2\text{--}2.6$ , а в пробе D-09-18 – от 100 до 190 мкм,  $K_{\text{удл.}} = 1.9\text{--}3.0$  (рис. 6). Особых различий по размеру зерен циркона и их габитусу в разных пробах не наблюдается.

Th/U отношения для цирконов пробы D-09-17 в основном составляют 0.30–0.75, что характерно для нормальных магматических цирконов (содержания Th = 21–131 ppm, U = 60–187 ppm) (табл. 4.). Внешние каймы цирконов в пяти случаях (11.1; 12.1; 12.2; 1.2; 2.1) показали Th/U отношение 0.2–0.3, что может указывать на какие-то метасоматические процессы. Приблизительно аналогичная картина наблюдается и для внешних кайм цирконов пробы D-09-18, где в трех случаях (13.1; 15.1; 16.2) Th/U = 0.14–0.23. Таким образом, нельзя полностью исключить постмагматические процессы в данном массиве Батомгского выступа.

В катодолюминесцентном изображении цирконы имеют преимущественно слабое свечение. Во всех зернах наблюдаются фазы роста: ярко выраженная тонкая магматическая зональность в средней и краевой (характерная для цирконов гранитов) и грубая зональность в центральных частях (характерная для цирконов габбро) (рис. 6). Местами отмечается несогласованность в ориентированности ядерных и периферийных зон кристаллов. Наряду с этим во многих цирконах отмечается внешняя более широкая замутненная кайма с увеличением ее ширины в концевых частях граней пирамиды. В ряде случаев кайма залечивает «бухты» и «заливы» (рис. 6), образованные в процессе растворения кристаллов.

Для определения времени образования цирконов и наложенных процессов были проанализированы центральные, краевые ясно и тонкослоистые части кристаллов и их внешние каймы, что увеличило количество точечных определений с обычных 10 ([14], табл. 1) на пробу гранитов до 20 для пробы D-09-17 и 23 для пробы D-09-18 (табл. 4). Как показал анализ локальных определений, возраст различных частей цирконов (в обеих пробах возраст ядер и тонкослоистых оболочек) является конкордантным, приблизительно одинаков и находится в пределах 2030–2070 млн лет, в то время как возраст внешних широких кайм в большинстве своем является дискордантным и характеризуется пониженными значениями, преимущественно в пределах 1602–1991 млн лет (табл. 4). Однако эти значения не принимались во внимание, поскольку они дискордантны. Количество оценок возрастов цирконов в пробе D09/17, имеющих дискордантность <5 %, для которых рассчитан конкордантный возраст, составляет 15, а для пробы D09/18 – 18 (рис. 7, табл. 4). Поэтому время кристаллизации гранодиоритов составляет  $2057 \pm$



**Рис. 6.** Микрофотографии кристаллов циркона (режим катодолюминесценции). Номера точек зондирования – те же, что и в табл. 4.

10 млн лет назад для 15 зерен пробы D-09-17 и  $2056 \pm 8$  млн лет назад – для 18 точек плаггиогранита пробы D-09-18 (рис. 7). Для пробы D-09-18 по всем точкам построена дискордия с верхним пересечением  $2053 \pm 8$  млн лет (рис. 7). Исходя из анализа табл. 4 и рис. 7, есть все основания принять

в качестве оценок возраста средние значения, рассчитанные по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  для наименее «дискордантных цирконов» пробы D09/17 ( $n = 15$ ) и пробы D09/18 ( $n = 18$ ) – соответственно  $2057 \pm 10$  (MSWD = 0.77, probability = 0.70) и  $2056 \pm 8$  (MSWD = 0.71, probability = 0.80).

Таблица 4. Аналитические данные по цирконам из гранитоидов хойундинского комплекса.

Аналитическая точка	$^{206}\text{Pb}_e$ , %	U, ppm	Th, ppm	$^{206}\text{Pb}^*$ , ppm	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	(1) возраст $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ млн лет	(1) возраст $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ млн лет	Степень дискордантности, %	Атомные отношения								
									$\frac{(1)}{^{238}\text{U}}$	$\pm$ , %	$\frac{(1)}{^{207}\text{Pb}^*}$	$\pm$ , %	$\frac{(1)}{^{235}\text{U}}$	$\pm$ , %	$\frac{(1)}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\pm$ , %	$\frac{(1)}{^{206}\text{Pb}^*}$
проба D09/17 (гранодиорит Хойундинского массива)																	
D0917_14.1	2.08	364	111	50.9	0.31	972±12	1983±38	55	6.14	1.33	0.12	2.12	2.73	2.50	0.16	1.33	0.53
D0917_12.2	8.70	468	92	113.0	0.20	1602±19	2040±67	24	3.54	1.33	0.13	3.79	4.89	4.01	0.28	1.33	0.33
D0917_12.1	0.66	97	27	27.1	0.29	1820±26	1949±39	8	3.07	1.63	0.12	2.19	5.38	2.73	0.33	1.63	0.60
D0917_13.1	1.49	59	13	16.8	0.23	1852±40	1947±79	6	3.01	2.49	0.12	4.41	5.48	5.07	0.33	2.49	0.49
D0917_13.2	0.45	125	38	38.7	0.31	1978±32	2066±45	5	2.78	1.89	0.13	2.56	6.32	3.18	0.36	1.89	0.59
D0917_9.1	0.16	181	131	56.2	0.75	1988±54	2038±21	2	2.767	3.1	0.12	1.2	6.26	3.3	0.361	3.1	0.94
D0917_3.2	-0.06	75	22	23.3	0.31	1989±32	2059±27	4	2.77	1.87	0.13	1.51	6.34	2.40	0.36	1.87	0.78
D0917_14.2	0.14	105	23	32.5	0.23	1991±31	2034±36	2	2.76	1.81	0.13	2.03	6.25	2.72	0.36	1.81	0.67
D0917_15.1	0.07	151	59	46.9	0.41	1991±25	2024±20	2	2.76	1.48	0.12	1.12	6.22	1.86	0.36	1.48	0.80
D0917_1.2	-0.05	98	23	31.0	0.24	2014±30	2058±24	3	2.73	1.73	0.13	1.36	6.43	2.20	0.37	1.73	0.79
D0917_8.1	0.19	109	53	35	0.50	2035±54	2031±22	0	2.693	3.1	0.125	1.3	6.41	3.4	0.371	3.1	0.93
D0917_3.1	0.48	187	92	60.4	0.51	2046±54	2061±19	1	2.675	3.1	0.127	1	6.56	3.3	0.374	3.1	0.95
D0917_11.1	-0.02	231	63	74.3	0.28	2048±23	2062±16	1	2.67	1.3	0.13	0.89	6.57	1.58	0.37	1.30	0.82
D0917_10.1	0.04	157	96	50.6	0.63	2055±55	2052±15	0	2.663	3.1	0.127	0.85	6.56	3.3	0.375	3.1	0.96
D0917_4.1	0.10	162	57	52.6	0.36	2060±54	2074±16	1	2.655	3.1	0.128	0.91	6.66	3.2	0.377	3.1	0.96
D0917_6.1	0.26	83	56	27.1	0.70	2082±56	2056±25	-1	2.622	3.1	0.127	1.4	6.67	3.4	0.381	3.1	0.91
D0917_5.1	-0.07	114	45	37.5	0.40	2086±55	2091±17	0	2.618	3.1	0.129	0.97	6.82	3.3	0.382	3.1	0.95
D0917_7.1	-0.04	60	21	19.7	0.37	2087±57	2053±23	-2	2.616	3.2	0.127	1.3	6.68	3.4	0.382	3.2	0.92
D0917_2.1	0.10	109	31	36	0.30	2096±56	2053±23	-2	2.616	3.2	0.127	1.1	6.7	3.3	0.384	3.1	0.95
D0917_1.1	0.53	108	41	36.3	0.39	2121±6	2005±30	-5	2.563	3.1	0.123	1.7	6.63	3.5	0.39	3.1	0.88
проба D09/18 (плагногранит Хойундинского массива)																	
D0918_15.1	0.79	236	32	42.4	0.14	1225±16	2057±35	44	4.78	1.42	0.13	1.98	3.67	2.44	0.21	1.42	0.58
D0918_5.1	0.32	213	95	51.9	0.46	1610±16	2049±14	24	3.52	1.16	0.13	0.78	4.95	1.40	0.28	1.16	0.83
D0918_12.2	0.02	256	142	62.8	0.57	1618±20	2086±18	25	3.50	1.37	0.13	1.01	5.08	1.70	0.29	1.37	0.81
D0918_8.1	0.19	163	54	46.3	0.34	1837±19	2055±26	12	3.03	1.21	0.13	1.49	5.77	1.91	0.33	1.21	0.63
D0918_3.1	0.15	133	65	38.6	0.51	1872±20	2056±14	10	2.97	1.24	0.13	0.80	5.90	1.48	0.34	1.24	0.84
D0918_9.1	---	115	40	34.6	0.36	1932±21	2046±15	6	2.86	1.28	0.13	0.83	6.08	1.53	0.35	1.28	0.84
D0918_11.1	0.03	125	50	37.5	0.42	1938±27	2047±22	6	2.85	1.61	0.13	1.25	6.11	2.04	0.35	1.61	0.79
D0918_12.1	-	102	42	31.1	0.42	1962±23	2052±17	5	2.81	1.36	0.13	0.96	6.21	1.66	0.36	1.36	0.82



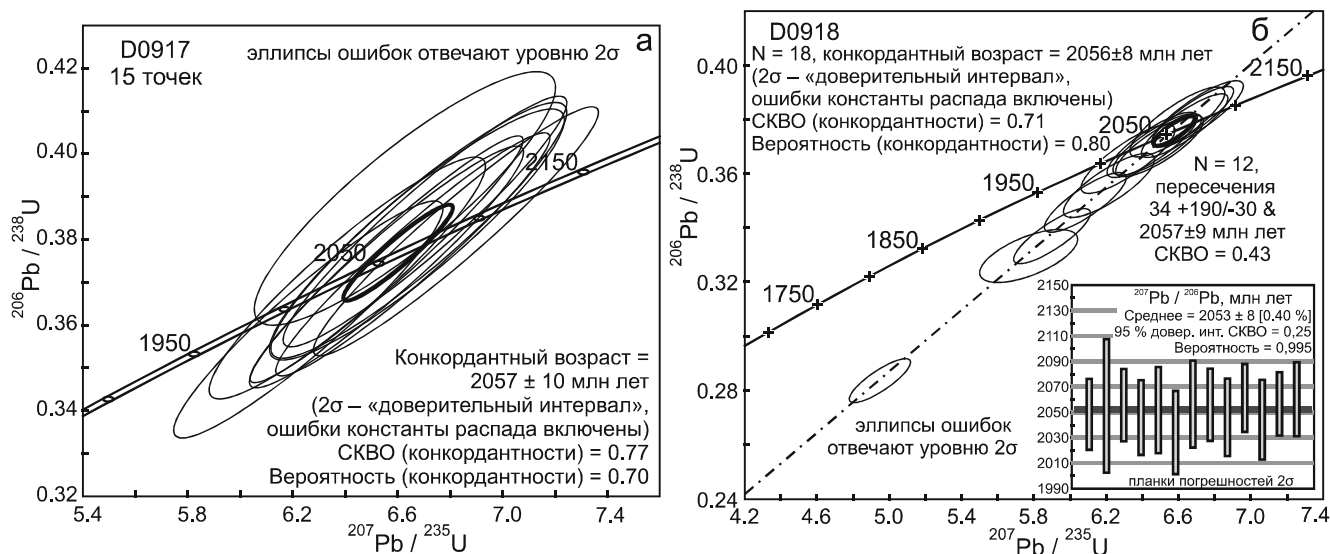
ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Представленные в статье результаты датирования SHRIMP-II U-Pb методом по циркону плагиигранитов и гранодиоритов хоюндинского комплекса (ХГ) Батомгского выступа показывают, что они имеют возраст  $2056 \pm 8 - 2057 \pm 10$  млн лет, а их формирование связано с позднепалеопротерозойским (поздняя часть раннего карелия) этапом развития Батомгской гранит-зеленокаменной области. При этом геологические данные и результаты геохронологических исследований гранитоидов [4, 26] позволяют утверждать, что эти породы претерпели метаморфизм амфиболитовой фации и разгнейсование  $1920 \pm 8$  млн лет назад. Цирконы из гранитоидов хоюндинского [14] и джагдаканского [26] комплексов по цвету, морфологии и возрасту сходны с наиболее широко распространенной популяцией обломочных цирконов в песчаниках учурской ( $2025-2065$  млн лет, U-Pb, [44]) и керпыльской ( $2060-1820$  млн лет, U-Pb, [44]) серий мезопротерозоя юго-востока Сибирской платформы. Длительное время (с 1.65 по 1.20 млрд лет [11, 12]) эти гранитоиды Батомгского выступа служили основным источником сноса.

В ходе исследований установлено, что высокоглиноземистые известково-щелочные ХГ характеризуются умеренно фракционированными профилями распределения редких элементов, отчетливым отрицательным трендом в сторону тяжелых элементов и почти мантийными содержаниями Ti, Dy, Yb и Lu (рис. 4 б). Отрицательные аномалии Zr, Ta-Nb, P, Pr и положительные аномалии Pb, U, Sr могут свидетельствовать о выплавлении гранитоидов из источника, в той или иной степени связанного с процессами субдукции и имеющего мантийные метки [47]. В целом, ХГ обнаруживают сходство с гранитоидами субдукционных обстановок, но отличаются от их наиболее распространенных разновидностей низкими концентрациями тяжелых TR (Y и Yb –  $3.29-6.78$  и  $0.26-0.67$  ppm, соответственно). Существенное накопление радиоактивных U, Th и Rb (рис. 4 б, в) обусловлено, по всей вероятности, разогревом и частичным плавлением нижней коры базальтового состава за счет тепла поднимающегося мантийного плюма и отделяющихся от него магм [4, 36]. На тектонических дискриминационных диаграммах (рис. 5 а, б, в) точки составов

D0918_16.2	0.14	229	51	70.0	0.23	1964±25	2075±26	6	2.81	1.51	0.13	1.47	6.30	2.11	0.36	1.51	0.71
D0918_14.2	-0.05	104	32	32.3	0.32	1989±29	2047±31	3	2.77	1.72	0.13	1.75	6.29	2.45	0.36	1.72	0.70
D0918_10.1	0.00	80	21	25.0	0.27	2008±24	2035±16	2	2.74	1.40	0.13	0.92	6.32	1.68	0.37	1.40	0.84
D0918_16.1	-0.09	67	19	21.2	0.30	2022±36	2045±33	1	2.71	2.10	0.13	1.87	6.41	2.81	0.37	2.10	0.75
D0918_2.3	-0.05	104	37	32.8	0.37	2023±29	2070±23	3	2.71	1.70	0.13	1.286	6.51	2.13	0.37	1.70	0.8
D0918_5.2	0.32	149	44	47.3	0.31	2031±22	2057±17	1	2.70	1.24	0.13	0.97	6.49	1.57	0.37	1.24	0.79
D0918_2.1	0.08	120	39	38.2	0.33	2032±22	2056±14	1	2.70	1.27	0.13	0.80	6.49	1.50	0.37	1.27	0.84
D0918_7.1	0.12	104	30	33.2	0.30	2033±23	2046±15	1	2.70	1.32	0.13	0.86	6.45	1.57	0.37	1.32	0.84
D0918_14.1	0.44	100	31	31.9	0.32	2042±32	2060±38	1	2.68	1.81	0.13	2.17	6.54	2.83	0.37	1.81	0.64
D0918_13.1	0.08	146	22	47.5	0.15	2065±28	2113±22	3	2.65	1.56	0.13	1.23	6.83	1.98	0.38	1.26	0.86
D0918_4.1	-	131	39	42.6	0.31	2066±22	2062±13	0	2.65	1.26	0.13	0.76	6.63	1.47	0.38	1.26	0.86
D0918_9.2	0.04	86	24	28.0	0.29	2067±32	2077±28	1	2.65	1.83	0.13	1.58	6.70	2.41	0.38	1.83	0.76
D0918_2.2	0.00	86	28	28.0	0.34	2072±24	2045±16	-2	2.64	1.37	0.13	0.89	6.59	1.63	0.38	1.37	0.84
D0918_6.1	-	160	68	52.3	0.44	2082±22	2057±13	-1	2.62	1.21	0.13	0.71	6.67	1.40	0.38	1.21	0.86
D0918_1.1	-	108	36	35.5	0.35	2085±23	2061±15	-1	2.62	1.31	0.13	0.82	6.70	1.55	0.38	1.31	0.85

Примечание к таблице 4. Все ошибки приведены для интервала  $1\sigma$ ; Pb<sub>c</sub> и Pb\* – доли обыкновенного и радиогенного свинца, соответственно. В TEMORA ошибка калибровки стандарта 0.31% ( $1\sigma$ ). Коррекция на обыкновенный свинец осуществлялась по измеренному  $^{204}\text{Pb}$ . Rho – коэффициент корреляции отношений  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ .



**Рис. 7.** Диаграммы с конкордиями для цирконов гранодиорита (а) и плагиогранита (б).

Для пр. D0918 среднее значение возраста по  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  взвешено только по ошибкам точек данных, 0 из 13 отбр.; высоты прямоугольников отвечают уровню  $2\sigma$ .

ХГ располагаются в поле гранитоидов вулканических дуг и соответствуют гранитам М-типа.

По геохимическим параметрам рассматриваемые породы обнаруживают сходство с высокоглиноземистыми гранитоидами архейской ТТГ ассоциации. В то же время, магматиты хоюндинского комплекса отличаются от последних более низкой магниальностью ( $\text{Mg} = 0.26\text{--}0.52$ ), отсутствием Eu-аномалии (рис. 4 а), значительным преобладанием натрия над калием, низкими концентрациями TR. Такие геохимические характеристики свидетельствуют о формировании исходных расплавов группы плагиогранит-гранодиорит посредством частичного плавления гранатового амфиболита [36]. Крайне низкие содержания тяжелых TR и отрицательная Ta-Nb аномалия могут быть обусловлены присутствием в рестите роговой обманки и граната [36].

Разнообразные по составу структурно-разновозрастные интрузивные гранитоиды хоюндинского и джагдаканского комплексов, прорывающие палеопротерозойские супракрустальные образования батомгской, омнинской и чумиканской толщ (батомгской серии, по [11, 31]), характеризуются  $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.0\text{--}2.5$  млрд лет ( $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 2.2\text{--}2.3$  млрд лет и близкими к нулю значениями  $\epsilon_{\text{Nd}}(1.9) = +0.5\text{--}-3.2$  [19], которые хорошо согласуются с моделью формирования исходных для этих пород расплавов в субдукционной обстановке в результате плавления деплетированного мантийного источника с добавкой древнего корового материала [3].

Учитывая Sm-Nd изотопные данные, полученные А.Б. Котовым [19] для батомгской ( $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.1$  млрд лет ( $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 2.2$  млрд лет), для омнинской ( $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 2.2$  млрд лет) и чумиканской ( $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.0\text{--}2.1$  млрд лет) толщ, есть все основания считать, что образование батомгской серии и ассоциирующихся с ней гранитоидов хоюндинского и джагдаканского комплексов непосредственно отражает процессы формирования континентальной коры раннепалеопротерозойского возраста (2.0–2.2 млрд лет). Источником древнего корового материала могли быть как метаморфические, так и магматические породы позднеархейского возраста, для которых по «древним» цирконам из более молодых интрузивов разного состава были получены оценки возраста U-Pb методом в 2.75 млрд лет (LA ICP-MS, ЦИИ ВСЕГЕИ [30]) и 2.47 млрд лет (SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ [1]).

Образование гранитов тыгыматского комплекса, пространственно совмещенных с субдукционными ХГ, вероятно было обусловлено последующими коллизийными или аккреционными событиями.

Расчет условий метаморфизма пород известково-щелочной серии батомгского комплекса, выполненный Г.М. Вовной с соавторами [4] по гранат-амфибол-плагиоклазовому термобарометру, дает значения от 616 до 712 °С и от 7.4 до 9.5 кбар. Из этого следует, что кульминационные условия метаморфизма и соответственно частичного плавления с последующей кристаллизацией гранитоидов хоюндинского и джагдаканского комплексов по температуре соответство-

вали граничной области амфиболитовой и гранулитовой фаций при повышенных давлениях [4, 37]. Отсюда вытекает вывод о том, что высокотемпературный и высокоградиентный метаморфизм – явление надсубдукционное, и проявилось оно в задуговой обстановке на активной окраине континента.

Накопленные к настоящему времени данные показывают, что протолитами гнейсов и кристаллосланцев батомгского комплекса (серии) являлись главным образом вулканические породы кислого, среднего и основного состава, представленные риолитами, дацитами, андезитами и базальтами, по [4], известково-щелочной и коматиит-толеитовой серий. Есть большая вероятность, что в состав коматиит-толеитовой серии попадают метабазиты утукачанского и кондерского интрузивных комплексов. Также в разрезах батомгской серии присутствуют парагнейсы, мраморы и кальцифиры. Метавулканиты известково-щелочной серии характеризуются распределениями редких элементов и TR, близкими к таковым в ХГ. В них так же, как и в ХГ, отчетливо проявлены отрицательные аномалии Ta-Nb, Ti, P и положительные Ba и Th, умеренно фракционированное распределение TR ( $La_n/Yb_n = 14.5-59.2$ , по [4]), отсутствие отрицательной Eu-аномалии и близкие соотношения Nb/Y и Zr/Y, что свидетельствует, скорее всего, об однородности исходных для этих комплексов расплавов и их принадлежности к единой вулкано-плутонической ассоциации. Судя по геохимическим данным [4], метавулканиты батомгского комплекса представлены двумя группами: 1) слагающими по предварительной оценке около 70 % объема комплекса породами непрерывной дифференцированной островодужной базальт-андезит-дацит-риолитовой серии; 2) внутриплитными базальтами, часть которых представлена метабазитами, сходными по составу с низкотитанистыми траппами, а другая часть – с разновидностями, близкими по составу к базальтам континентальных рифтов. В связи с этим, может быть сделан вывод о формировании батомгской серии в надсубдукционной обстановке [5]. Не вполне ясна тектоническая позиция внутриплитных базальтов. Можно предположить, что их образование связано с синхронным процессам субдукции рифтогенезом, соответствующим начальным стадиям формирования задугового бассейна, и (или) с наложением «горячей точки» предположительно кондерского типа (1.89 млрд лет назад).

Батомгский комплекс сложен метавулканитами в основном известково-щелочной серии, которые, по данным [4], идентифицируются как островодужные. Их возраст, определенный Rb-Sr изохронным методом по гранат-биотитовым гнейсам нижней в разре-

зе утукачанской свиты, составляет  $2176 \pm 35$  млн лет (табл. 1), что хорошо согласуется с данными Sm-Nd систематики А.Б. Котова [19]. В соответствии с этим нижняя возрастная граница батомгской серии оценивается в 2.2 млрд лет. Верхняя возрастная граница определяется возрастом прорывающих ее ХГ, становление которых произошло в кульминационную стадию метаморфизма на рубеже амфиболитовой и гранулитовой фаций 2.056–2.057 млрд лет назад.

Sm-Nd изотопные характеристики островодужных осадочных пород батомгской серии и хоюндиноско-джагдаканских гранитоидов Батомгского выступа [19] практически одинаковы. Поэтому представляется, что гранитоиды с островодужными геохимическими характеристиками формировались почти одновременно с осадочно-вулканогенными породами в ходе одного и того же процесса субдукции. Протолиты метабазитов батомгского комплекса, имеющие внутриплитные геохимические характеристики [4], могли формироваться в условиях синхронного и (или) последующего рифтогенеза. Протолиты известково-щелочных метавулканитов этого же комплекса являются возрастным и формационным аналогом субдукционных хоюндино-джагдаканских гранитоидов, то есть образование протолитов ХГ с геохимическими характеристиками субдукционных гранитоидов происходило на фоне развития Батомгской островной дуги.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В геологическом плане полученные результаты имеют несколько следствий. Очевидно, что воззрения на тектоно-магматическую эволюцию Батомгского выступа фундамента и гранит-зеленокаменной области в целом требуют кардинального пересмотра. Основные тектонические события в его пределах связаны с ранним палеопротерозоем (верхняя часть раннего карелия), а выделяемые здесь «древнейшие» комплексы пород не могут сопоставляться с их «аналогами» (петротипами и стратотипами) западных районов Алданской и Джугджуро-Становой областей. Полученная с большой точностью оценка возраста островодужных гранитоидов петротипического Хоюндиноского массива, соответствующего рубежу 2.056–2.057 млрд лет, является практически единственным доказанным свидетельством проявления раннекарельских субдукционных событий на территории юго-восточной окраины Сибирской платформы.

Образование вулканических известково-щелочных пород батомгской серии протекало в надсубдукционной обстановке. Незначительная по объему часть протолитов метабазитов этой серии, имею-

щих «внутриплитные» геохимические характеристики, могла формироваться в условиях синхронного или последующего процессам субдукции рифтогенеза и (или) наложения «горячей точки». Таким образом, доказано, что возраст кристаллизации ХДГ гранитоидных тел и формирования метавулканитов батомгской серии, характеризующих раннекарельский субдукционный этап палеопротерозойской эволюции литосферы Батомгского блока, – от 2.2 до 2.0 млрд лет.

Полученная оценка возраста отвечает верхней части нижнего карелия, что дает основание рассматривать область развития метаморфизованных осадочно-вулканогенных образований батомгской серии в качестве стратотипической местности верхней части нижнего карелия Восточной Сибири и Дальнего Востока.

Авторы выражают благодарность рецензентам рукописи А.Б. Котову и М.А. Мишкину, замечания и предложения которых существенно улучшили качество представляемой работы. Помощь в оформлении рисунков и текста оказали Е.Ю. Диденко и О.М. Меньшикова, за что авторы им очень благодарны. Работа выполнена в рамках Государственного задания ИТиГ ДВО РАН и финансировании Программы фундаментальных исследований ДВО РАН «Дальний Восток» (проект № 15-1-2-030).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баданина И.Ю., Малич К.Н. Полихронный возраст цирконов в дунитах Кондерского массива (Алданская провинция, Россия) // Геохронологические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов: Материалы V Рос. конф. по изотопной геохронологии. М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 49–52.
- Бибикова Е.В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука, 1989. 179 с.
- Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Ларин А.М. Раннедокембрийские гранитоидно-гнейсовые комплексы центральной части Алданского щита // Петрология. 2011. Т. 19, № 4. С. 399–410.
- Вовна Г.М., Мишкин М.А., Ленников А.М., Октябрьский Р.А., Полин В.Ф., Бадрединов З.Г., Ясныгина Т.А. Геохимия и условия метаморфизма пород Батомгской гранит-зеленокаменной области (Алданский щит) // Геохимия. 2013. № 12. С. 1076–1089.
- Геодинамические реконструкции. Методическое пособие / И.Н. Абрамович, А.И. Бурдэ, В.Д. Вознесенский и др.; гл. ред. В.А. Унксов. Л.: Недра, 1989. 278 с.
- Геологическая карта СССР. 1:200 000. Сер. Алданская. Лист О-53-XXVIII. Объясн. зап. / И.И. Филичев, Г.И. Рудаков; ред. В.Б. Агентов. М., 1981. 88 с.
- Геологическая карта СССР. 1:200 000. Сер. Алданская. Лист О-53-XXVII. Объясн. зап. / С.Е. Лосева; ред. В.А. Благонравов. М., 1981. 90 с.
- Геологическая карта СССР. 1:200 000. Сер. Майская. Лист О-53-XXIX. Объясн. зап. / А.Л. Ставцев, В.Р. Алексеев, А.П. Канаев; ред. В.Б. Агентов. М., 1971. 76 с.
- Глебовицкий В.А., Хильтова В.Я., Козаков И.К. Тектоническое строение Сибирского кратона: интерпретация геолого-геофизических, геохронологических и изотопно-геохимических данных // Геотектоника. 2008. № 1. С. 12–26.
- Горошко М.В., Гурьянов В.А. Мезо-неопротерозойские комплексы чехла юго-востока Сибирской платформы: условия образования и основные черты тектоники // Геотектоника. 2008. № 2. С. 80–96.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1000 000 (третье поколение). Сер. Дальневосточная. Лист О-53-Нелькан: Объясн. зап. / Глав. науч. ред. Г.В. Роганов. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2014. 472 с.
- Гурьянов В.А. Геология и металлогения Улканского района (Алдано-Становой щит). Владивосток: Дальнаука, 2007. 227 с.
- Гурьянов В.А., Роганов Г.В., Зелепугин В.Н., Розинов М.И., Салтыкова Т.Е. Изотопно-геохронологические исследования цирконов раннедокембрийских пород юго-восточной части Алдано-Станового щита: новые результаты, их геологическая интерпретация // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31, № 2. С. 3–21.
- Гурьянов В.А., Зелепугин В.Н., Бережная Н.Г., Диденко А.Н., Роганов Г.В., Дымович В.А., Пересторонин А.Н., Песков А.Ю., Косынкин А.В. Новые данные о возрасте раннедокембрийских гранитоидов хоюндинского комплекса Батомгского выступа (восточная часть Алдано-Станового щита) // Геохронологические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов: Материалы V Рос. конф. по изотопной геохронологии. М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 120–122.
- Диденко А.Н., Гурьянов В.А., Песков А.Ю., Пересторонин А.Н., Авдеев Д.В., Бибикова Е.В., Киризова Т.И., Фугзан М.М. Геохимия и геохронология магматических пород Улканского прогиба (новые данные) // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29, № 5. С. 44–69.
- Злобин В.А. Петрохимические особенности древнейших толщ восточной окраины Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1988. № 8. С. 62–71.
- Карсаков Л.П. Раннедокембрийские комплексы в структуре Восточной Азии: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 1995. 88 с.
- Кицул В.И., Петров А.Ф., Зедгенизов А.Н. Структурно-вещественные комплексы Алданского щита // Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. С. 16–31.
- Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования коры Алданского щита: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. СПб.: ИГГД РАН, 2003. 78 с.
- Лагздина Г.Ю., Миронюк Е.П., Мошкин В.Н. и др. Докембрийские метаморфические комплексы Дальнего Востока и схема их расчленения // Магматические и метаморфические комплексы Дальнего Востока СССР. Хабаровск, 1967. С. 83–90.
- Лубяновский В.М., Петров А.Ф., Рожин С.С. Геология и структура раннедокембрийских образований Маймакан-Чумиканского междуречья (восток Алданского щита) // Тектоника восточной части Сибирской платформы. Сб. науч. трудов. Якутск: Якут. фил. СО АН СССР, 1979. С. 53–61.

22. Магматические горные породы (классификация, номенклатура, петрография). Т. 4. Ч. 1, 2 / Отв. ред. В.И. Гоньшакова. М.: Наука, 1983. 768 с.
23. Магнушевский Э.Л., Миронюк Н.П., Петров С.Г., Тимашков А.Н. Интрузивные комплексы бассейна р. Учур // Проблема магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока: Тез. докл. к IV Дальневост. регион. петрограф. совещ. Южно-Сахалинск, 1988. С. 28–29.
24. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме расчленения и корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск: ДВ ПГО ЦТП, 1990. 215 с.
25. Методика геодинамического анализа при геологическом картировании / Мингео СССР, АН СССР, ИМГРЭ; Под ред. Н.В. Межеловского. М.: Недра, 1991. 204 с.
26. Мишкин М.А., Ленников А.М., Баянова Т.Б., Вовна Г.М., Сахно В.Г., Октябрьский Р.А., Бадрединов З.Г. Первые результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов Батомгского блока Алданского щита // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29, № 3. С. 45–49.
27. Мошкин В.Н. Нижнепротерозойские образования хребтов Станового и Джугджура // Докембрий восточных регионов СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1961. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер. Т. 59. С. 39–71.)
28. Неелов А.Н., Глебовицкий В.А., Байкова В.С., Дук Г.Г., Карсаков Л.П., Милькевич Р.И., Седова И.С., Турченко С.И. Эволюция метаморфических поясов юго-востока Восточной Сибири // Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971. С. 117–144.
29. Петров А.Ф. К стратиграфии нижнедокембрийских отложений Олекминского и Батомгского блоков Алданского щита // Стратиграфия нижнего докембрия Дальнего Востока. Владивосток, 1990. С. 41–49.
30. Полин В.Ф., Глебовицкий В.А., Мицук В.В., Киселев В.И., Будницкий С.Ю., Травин А.В., Ризванова Н.Г., Бариннов Н.Н., Екимова Н.И., Пономарчук А.В. Двухэтажность становления щелочной вулканоплутонической формации Кеткапо-Юнской магматической провинции Алданского щита: новые данные изотопной периодизации // Докл. РАН. 2014. Т. 459, № 1. С. 67–72.
31. Решения IV Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Хабаровск: ХГГП, 1994. 124 с. (схемы 1–3).
32. Смелов А.П. Метаморфическая эволюция Олекминской гранит-зеленокаменной области. Новосибирск: Наука, 1989. 128 с.
33. Смелов А.П., Тимофеев В.Ф. Террейновый анализ и геодинамическая модель формирования Северо-Азиатского кратона в раннем докембрии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 42–54.
34. Смелов А.П., Белоусова Е.А., Зайцев А.И., Олейников О.Б., Павлушин А.Д., Опарин Н.А. Первые данные о составе и возрасте погребенного фундамента Алданской антеклизы (Сибирская платформа): результаты датирования ксеногенного циркона из кимберлитов трубки Манчары // Отеч. геология. 2013. № 5. С. 68–72.
35. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
36. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
37. Федькин В.В., Кицул В.И., Березкин В.И. Состав минералов и P-T условия образования биотит-гранатовых гнейсов Батомгского блока // Петрология. 1996. Т. 4, № 2. С. 208–224.
38. Чепыгин В.Е. Чумиканская серия: проблемы выделения и датирования // Геология и полезные ископаемые Приамурья: Сб. научн. трудов. Хабаровск: Магеллан, 1999. С. 94–97.
39. Black L.P., Kamo S.L. et al. TEMORA I: a new zircon standard for U-Pb geochronology // Chem. Geol. 2003. V. 200. P. 155–170.
40. Cocherie A. Systematic use of trace element distribution patterns in log-log diagrams for plutonic suites // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1986. V. 50. P. 2517–2522.
41. Debon F, Le Fort P. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations // Trans. Roy. Soc. Edinb. Earth Sci. 1983. V. 73. P. 135–149.
42. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 2033–2048. doi: 10.1093/petrology/42.11.2033
43. Kemp A.I.S., Hawkesworth C.J. Granitic perspectives on the generation and secular evolution of the continental crust // Treatise on geochemistry. H.D. Holland, K.K. Turekian (Eds). Amsterdam: Elsevier, 2004. V. 3. P. 349–410.
44. Khudoley A.K., Rainbird R.N., Stern R.A., Kropachev A.P., Heaman L.M., Zanin A.M., Podkovyrov V.N., Belova V.N., Sukhorukov V.I. Sedimentary evolution of the Riphean-Vendian basin of Southeastern Siberia // Precambrian Res. 2001. V. III. P. 129–163.
45. Ludwig K.R. User's manual for Isoplot / Ex, Version 2.10, A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. Berkeley, USA. 2000. N 2. 54 p.
46. Ludwig K.R. SQUID 1.00, A User's manual // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. Berkeley, USA. 1999. N 1a. 49 p.
47. McDonough W., Sun S.S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253. doi: 10.1016/0009-2541(94)00140-4.
48. Middlemost E.A.K. Naming materials in magma/igneous rock system // Earth Sci. Rev. 1994. V. 37. P. 215–224.
49. Pearce J.A., Harris N.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrology. 1984. V. 25. P. 956–983. doi:10.1093/petrology/25.4.956.
50. Smelov A.P., Timofeev V.F. The age of the North Asian Craton basement: an overview // Gondwana Res. 2007. N 12. P. 279–288.
51. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / A. D. Saunders, M. Norry (eds) // Magmatism in ocean basins. Geol. Soc. London Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.
52. Villaseca C., Barbero L., Herreros V. A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts // Trans. Roy. Soc. Edinb., Earth Sci. 1998. V. 89. P. 113–119.
53. Weaver B.L., Tarney J. Empirical approach to estimating the

- composition of the continental crust // Nature. 1984. V. 310. P. 575–577.
54. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 95. P. 407–419.
55. Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by Ion microprobe / M.A. McKibben, W.C. Shanks, W.I. Ridley(eds) // Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Rev. in Econom. Geol. 1998. V. 7. P. 1–35.

*Рекомендована к печати А.П. Сорокиным*

*V.A. Guryanov, A.N. Didenko, A.Yu. Peskov, G.V. Roganov, V.A. Dymovich*

**Early Precambrian granitoids of the Batomga salient of the se Siberian platform basement: age, sources, and geodynamic setting**

New data are reported on the age, composition, sources, and formation conditions of Early Precambrian granitoids of the Batomga salient of the southeastern Siberian platform basement. Calc-alkaline granitoids of the Khoyunda Complex were dated at 2056–2057 Ma (SHRIMP-II U-Pb zircon), and their formation was found to be related to the Early Paleoproterozoic stage in the development of the Batomga granite-greenstone terrane. Primary melts for these rocks formed under conditions of subduction through melting of the depleted mantle source with some ancient crust material addition. In terms of temperature, partial melting followed by crystallisation of granitoids under peak metamorphic conditions corresponded to the boundary between the amphibolite and granulite facies at elevated pressure; high-temperature and high-grade metamorphism is a suprasubduction phenomenon, and it made itself evident in the back-arc setting of the active continental margin. Protoliths of calc-alkaline metavolcanics of the Batomga Group are shown to be an age and rock association analogue of subduction granitoids of the Khoyunda and Dzhagdakan complexes, i.e., these granitoids formed coeval with the Batomga island arc. The lower age limit of the Batomga Group is estimated at 2.2 Ga and the upper age limit is defined by the age of intruding Khoyunda granitoids. There is every reason to believe that the formation of metavolcanics of the Batomga Group and associated granitoids of the Khoyunda and Dzhagdakan complexes directly reflects the formation of the Early Paleoproterozoic continental crust of the evolution stage of the Batomga Block Lithosphere (2.0–2.2).

**Key words:** Paleoproterozoic, Khoyunda Complex, Batomga Group, subduction, zircon, Batomga salient, Siberian Platform.