

Минералого-геохимические критерии сходства траппов северо-восточного склона Анабарской антеклизы

А.Е.ВАСИЛЬЕВА, А.Г.КОПЫЛОВА, М.Д.ТОМШИН (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39)

Проведено исследование субвулканических маломощных трапповых силлов, протянувшихся широкой полосой вдоль северо-восточного борта Анабарской антеклизы на 450 км. Интрузивы имеют однотипное строение, близкие минералогический, петрохимический и геохимический составы. Во всех изученных телах установлены две ассоциации породообразующих минералов – более ранняя глубинная (докамерная) и внутрикамерная. Для исследуемых объектов характерно умеренное содержание ΣREE (57,9–77,1 г/т) и их слабое фракционирование – отношение La/Yb_n варьирует в интервале 2,3–3,6. Спектры распределения составов некогерентных элементов для всех тел расположены параллельно, характеризуются наличием Ta-Nb минимума и отчетливо выраженным стронциевым максимумом. Территориальная сопряженность, однотипность строения тел, тождественность вещественного состава позволяют сделать вывод о том, что все исследуемые тела связаны с единым магматическим источником.

Ключевые слова: силлы траппов, долериты, северо-восточный борт Анабарской антеклизы, Сибирская платформа.

Васильева Александра Ефимовна
Копылова Альбина Георгиевна
Томшин Михаил Дмитриевич



lexy_v@rambler.ru
kopylova@diamond.ysn.ru
tmd@diamond.ysn.ru

Mineralogical-geochemical criteria for the similarity of traps in the northeastern slope of the Anabar antecline

A.E.VASILEVA, A.G.KOPYLOVA, M.D.TOMSHIN (Diamond and Precious Metal Geology Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences)

The paper presents the results of studying low-thickness trap subvolcanic sills extending as a wide band for 450 km along the northeastern side of the Anabar antecline. The intrusives have a similar structure and close mineralogical, petrochemical and geochemical compositions. In all studied bodies two associations of rock-forming minerals are found – the early deep (pre-chamber) and intra-chamber. The intrusions are characterized by a moderate ΣREE content (57,9–77,7 g/t) and a slight fractionation (La/Yb_n varies from 2,3–3,6). The distribution spectra of compositions of incoherent elements for all bodies are parallel, they show the presence of a Ta-Nb minimum and a clearly expressed Sr maximum. Spatial association, similar structure of the bodies and identical composition suggest that they had the same magmatic source.

Key words: trap sills, dolerites, northeastern side of the Anabar antecline, Siberian platform.

Вдоль северо-восточного склона Анабарской антеклизы на протяжении 450 км наблюдаются выходы трапповых интрузий. Наиболее крупные имеют собственные имена – Уджинский силл, Сектеляхская и Муогданская интрузии, Барыйский хонолит. Большая их часть фиксируется в виде отдельных выходов некогда более крупных объектов, расчленённых в настоящее время современной гидросетью. Преобладающая форма тел – пластовая, дайки встречаются реже, являясь подводящими каналами для силлов. Магматиты приурочены к Куойкско-Эбеляхской системе разломов северо-запад-

ного простирания, вытянутой практически на 600 км при ширине полосы до 200 км [1]. В её состав входят такие мощные разломы, как Молодинский, Куойкский, Харабыйский, играющие роль магмовыводящих каналов (рис. 1). Заложение разломов происходило в раннем протерозое, а в среднепалеозойское и ранне-мезозойское время чётко фиксируется их активизация. В первом случае это связано со становлением в среднем палеозое Оленёкского палеорифта, развившегося на месте Кютюндинского грабена, а во втором, с Оленёкской трапповой синеклизой [3], некогда

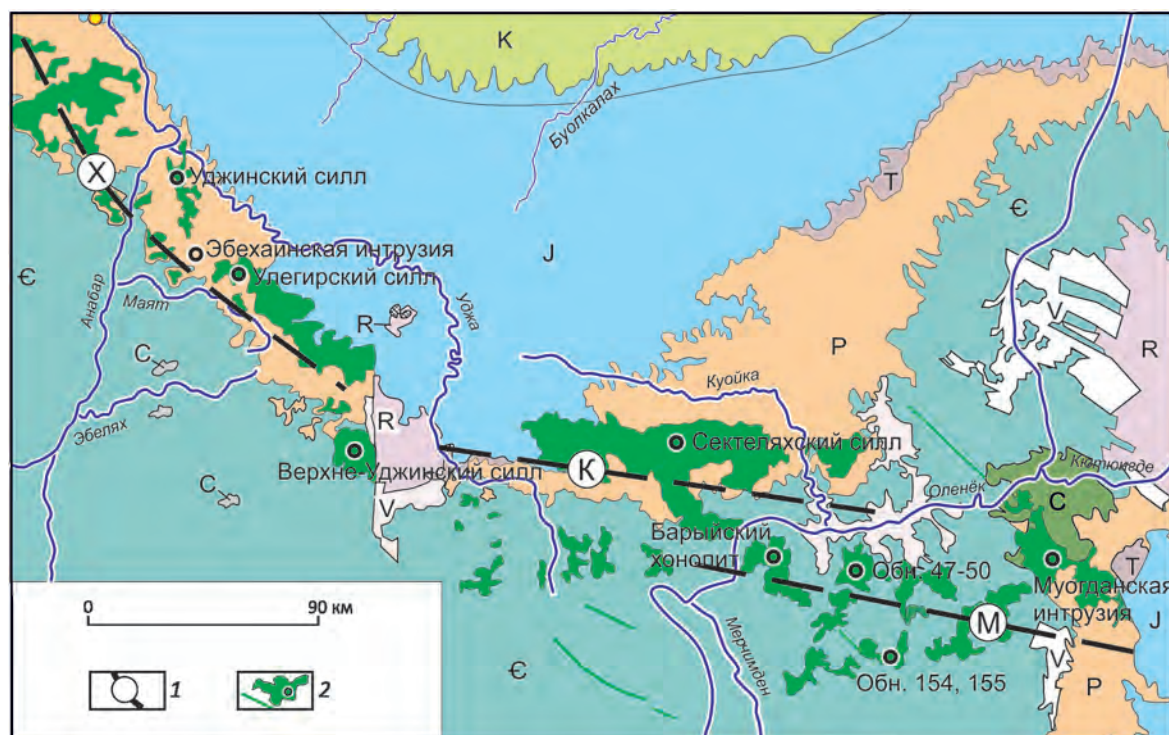


Рис. 1. Схематическая геологическая карта северо-восточного борта Анабарской антеклизы:

1 – разломы (буквы в кружках): X – Харабыйский, К – Куойкский, М – Молодинский; 2 – интрузивы и их названия

существовавшей на месте современного Оленёкского поднятия. Именно с Оленёкской трапповой синеклизой связаны интрузии основного состава, которым посвящена данная работа.

Геологическая характеристика. Исследуемые трапповые силлы контактируют в основном с осадочными образованиями не моложе раннего триаса. Постоянно сопровождающие силловую фацию траппов комагматичные им туфы также участвуют в сложении раннетриасовых отложений, поэтому верхняя возрастная граница магматитов определяется как низы среднего триаса. Имеющиеся К-Аг определения изотопного возраста (данные авторов) дают значительный разброс значений (259–234 млн. лет), но большая их часть в целом отвечает раннему триасу. Имея значительную протяжённость (иногда достигающую 80 км), силлы характеризуются небольшими мощностями, которые в основном колеблются от 20 до 30 м, редко превышая эти пределы. Перепады мощности связаны с формой кровли, в которой нередки западины, выполненные туфогенным материалом. В кровле силлов часто отмечаются агломератные образования, представляющие собой обломки долеритов кровли, сцементированные базальтовым расплавом, отжатым из центральных частей тела. Этот же расплав нередко выходит на поверхность, формируя маломощные (до 0,5 м) инъекции в

туфах. Всё это говорит о близповерхностном становлении интрузивов, которое сопровождалось выходом магмы на поверхность, образованием маломощных лавовых потоков, выбросом пирокластического материала, формировавшего туфы, и интрузией в них маломощных инъекций. Перечисленный комплекс магматитов базитового состава вместе с подводящими дайкообразными телами объединены в нерасчленённый интрузивно-эффузивный комплекс траппов раннетриасового возраста. Большая часть трапповых тел расположена по межформационной границе между пермскими и триасовыми образованиями. В среднекембрийских отложениях находятся интрузивы траппов самой восточной части территории по правобережью р. Оленёк, а также вскрытые скважинами под мощными четвертичными образованиями силлы и дайки западного фланга бассейна р. Удза [4].

Изученные магматиты представляют собой один тип трапповых тел – практически недифференцированные во внутрикамерной обстановке интрузивы пойкилофитовых долеритов. На примере наиболее крупных интрузивов приведена характеристика траппов данной обширной территории.

Интрузивы Харабыйского разлома. Разрозненные тела траппов, тяготеющие к Харабыйскому магмоподводящему разлому, обнажаются в основном в

долине р. Уджа и её крупных притоков как, например, Уджинский и Улегорский силлы [5]. В остальных случаях они перекрыты мощными четвертичными образованиями на водоразделе рек Уджа и Анабар. Установленные здесь по магнитным аномалиям дайки и силлообразные тела вскрыты многочисленными скважинами, пройденными в рамках поисковых работ на алмазы, и объединены в группу Эбеляхских интрузий [4]. Все трапповые интрузивы Анабаро-Уджинского пространства выполнены однообразными мелко- и среднезернистыми пойкилоофитовыми долеритами. Мощность пластовых тел составляет 10–15 м (в хонолитах может достигать 30–35 м). Мощность даек до 20 м, протяжённость – первые километры. Небольшие мощности интрузивов и их близповерхностное становление обусловили значительное количество (до 20%) слабораскристаллизованного стекловатого мезостазиса. Постоянное присутствие порфирированного плагиоклаза лабрадор-битовнитового состава (An_{86-78}) и магнезиального хризолита (Fa_{18-21}) как в тонкозернистых, так и в раскристаллизованных разностях пород говорит о том, что магматический расплав претерпел раннюю кристаллизацию в докамерной обстановке. В условиях гипабиссальной камеры кристаллизовались более кислый плагиоклаз (An_{75-57}) вплоть до андезина (An_{37}) и авгитовый клинопироксен ($Wo_{35-43}En_{39-48}Fs_{15-21}$), создающие пойкилоофитовую структуру долеритов. Во внутрикамерной обстановке кристаллизуются оливин (Fa_{40-48}) и титаномagnetит, образующий игольчатые, скелетные и ксеноморфные выделения. Иногда наблюдаются редкие кальцитовые миндалины, выполненные по периферии хлорофейтовым агрегатом. Вторичные минералы развиты незначительно и представлены хлоритом, актинолитом и боулингитом.

Интрузивы Куойкского разлома. Наиболее крупным интрузивом, связанным с Куойкским разломом, является Сектеяхский силл, обнажающийся в береговых выходах рек Куойка и Сектеях практически на протяжении 80 км [3]. На западном окончании разлома расположен Верхне-Уджинский пластовый интрузив. Трапповые интрузивы, приуроченные к Куойкскому разлому, протянулись более чем на 100 км. Интрузия магмы происходила в основном по межформационной границе пермских образований. Подошва силлов, как правило, ровная, а все изменения мощности связаны с перепадами кровли, в которой постоянны пониженные участки, заполненные туфами. Мощность силлов изменяется от 25 до 40 м. В интрузивах с наибольшей мощностью отмечаются процессы внутрикамерной дифференциации, связанной с формированием разрозненных, изолированных линз оливинсодержащих (до 10% оливина) габбро-долеритов. Особенность пород интрузивов – постоянное присутствие в сложении долеритов слабораскристаллизованного стекла (до 10–16%), подчёркивающего близповерхностное становление интрузивов.

Структура пород пойкилоофитовая, в оливиновых разностях такситоофитовая, в эндоконтактных зонах офитовая. Среди породообразующих минералов чётко фиксируются две ассоциации. Ранняя докамерная представлена слабозональными таблицами битовнита (An_{85-75}), железистым хризолитом (Fa_{22-29}) и магнезиальным клинопироксеном ($Wo_{39-41}En_{40-52}Fs_{9-19}$). Плагиоклаз ранней генерации часто образует гломеровые скопления. Наиболее магнезиальная разность клинопироксена обладает бурой окраской со слабым зеленоватым оттенком. Для него характерны изометричные, реже призматические кристаллы. Внутрикамерная ассоциация минералов состоит из зонального плагиоклаза лабрадор-андезинового состава (An_{69-35}), клинопироксена ($Wo_{44-43}En_{41-38}Fs_{16-18}$), вплоть до железистого авгита ($Wo_{34}En_{33}Fs_{33}$), гиалосидерита (Fa_{38-46}) и скелетных выделений титаномagnetита. Клинопироксен внутрикамерного этапа кристаллизации имеет более тёмный цвет и образует широкие пойкилитовые таблицы. Кроме этого, в интерстиционном мезостазисе среди продуктов раскристаллизации стекла наблюдается третья морфологическая группа кристаллов клинопироксена скелетного габитуса, отвечающая ферроавгиту ($Wo_{8-11}En_{30-34}Fs_{55-60}$).

Трапповые интрузивы, расположенные на восточном фланге территории, приурочены к **Молодинской системе разломов**. Это многочисленные разрозненные интрузивы, обнажающиеся по правобережью р. Оленёк от устьев её правых притоков рек Мерчимден и Кютюнгде и протянувшиеся далее на восток в район долины р. Муогдан.

Барыйский интрузив, расположенный на правом берегу р. Оленёк [2], состоит из крупного хонолита (площадь не менее 80 км²) и дайкообразного подводящего канала. Видимая мощность хонолита изменяется в пределах 15–20 м, ширина дайки 15–20 м. Сложен интрузив преимущественно оливиновыми пойкилоофитовыми долеритами, в составе которых выявлены две ассоциации минералов, неравновесные к физико-химическим условиям гипабиссального петрогенезиса. Первая представлена муассанитом, анортит-битовнитом (An_{95-85}), магнезиальным хризолитом (Fa_{17-19}) и ярко-зелёным клинопироксеном. Вторая неравновесная ассоциация включает битовнит (An_{80-75}) и более железистый хризолит (Fa_{27-29}). В гипабиссальной камере интрузива кристаллизовалась третья ассоциация минералов – плагиоклаз лабрадор-андезинового состава (An_{70-43}) и гиалосидерит (Fa_{30-41}), клинопироксен авгитового состава и титаномagnetит. Таким образом, Барыйский интрузив представляет собой пример тела, сформированного расплавом, в котором кристаллизация началась задолго до прихода его в камеру.

Предполагается, что единое тело с Барыйским хонолитом образует хонолит водораздела Оленёк–Молодо (Ол-47-50), выполняющий пологую возвышенность по левому борту р. Барья. Максимально вскрытая

мощность тела не превышает 40 м, площадь хонолита около 50 км². Он сложен долеритами, аналогичными по составу и структурно-текстурным признакам Барыйского хонолита.

На водораздельном участке р. Молодо и руч. Хангас-Тас-Юреге, восточнее рассмотренной полосы траппов, находится ещё одно пластовое тело долеритов (обнажения Ол-154, 155) мощностью до 15 м. Оно сложено однообразными мелко-среднезернистыми оливиновыми долеритами, имеющими пойкилоофитовую структуру. Мезостазиальные участки, выполненные слабораскристаллизованным буроватым стеклом, наиболее характерны для прикровлевых частей интрузии. В остальных частях разреза силла они отсутствуют. Плаггиоклаз битовнит-лабрадоритового состава (An_{75-50}) – основной минерал, слагающий долериты. Клинопироксен образует таблитчатые ойкокристаллы, наполненные лейстами плаггиоклаза. По составу он отвечает маложелезистому авгиту ($Wo_{40-42}En_{46-49}Fs_{11-12}$). Оливин представлен железистым хризолитом (Fa_{25-28}) и магнезиальным гиалосидеритом (Fa_{33-35}). Титаномагнетит образует скелетные кристаллы, равномерно распределённые в породе.

Муогданская пластовая интрузия, обнажающаяся в междуречье Маас-Юрях и Далдын, сложена породами офитовой структуры в сочетании с пойкилоофитовой. Постоянное присутствие оливина в породе в количестве 5–7% позволяет называть их оливинсодержащими долеритами. Основной породообразующий минерал – плаггиоклаз (49–51%). Чётко фиксируется первая генерация плаггиоклаза в виде крупных зональных оплавленных таблиц битовнитового состава (An_{85-75}), часто в гломеровых скоплениях. Плаггиоклаз внутрикамерного этапа кристаллизации образует лейсты или короткие призмы лабрадоритового (An_{71-57}), реже андезинового состава (An_{38-47}). Оливин представлен гломеровыми скоплениями изометричных округлых зёрен. Ранний оливин имеет хризолитовый состав (Fa_{25-27}), но более распространён гиалосидерит (Fa_{33-47}), часто замещённый боулингитом. На последних стадиях кристаллизации появляется более железистый гортонолит (Fa_{59-62}). Доля умеренно железистого клинопироксена ($Wo_{34-35}En_{40-42}Fs_{23-37}$) в долеритах силла составляет 30–35%. Окиснорудные минералы представлены табличками ильменита и кристаллами титаномагнетита разнообразной формы. Интерстиционные участки выполнены бурым слабораскристаллизованным стеклом с игольчатым титаномагнетитом и хлорит-слюдястым агрегатом.

Поскольку на всём протяжении северо-восточного склона Анабарской антеклизы дайки имеют однотипное строение, для них даётся общая характеристика. Основная часть даек сложена однообразными мелко- и среднезернистыми оливиновыми и оливинсодержащими долеритами, которые в приконтактных зонах сменяются тонкозернистыми разностями. Структура пород офитовая, долеритовая и пойкилоофитовая. Долериты

имеют порфиновый облик за счёт гломеровых скоплений таблиц плаггиоклаза (An_{82-78}). К раннемагматическим минералам относится и магнезиальный оливин (Fa_{18-20}). Основная масса долеритов сложена лейстами и призмами плаггиоклаза андезин-лабрадоритового состава, таблитчатым авгитом, мелкими округлыми зёрнами оливина и игольчатым титаномагнетитом. Кроме этого в породе постоянно присутствуют вторичные минералы – илдингсит, хлорит, тальк, кальцит, серпентин.

Обобщая характеристику интрузивов северо-восточного склона Анабарского массива, можно сделать выводы, что все трапповые силлы в рассматриваемом районе, локализованные в разных магмоподводящих зонах, имеют однотипное строение. Они представлены маломощными, но достаточно протяжёнными телами, становление которых происходило в приповерхностных условиях. Формировавшая их базальтовая магма претерпела докамерную кристаллизацию, в результате которой в составе пород практически всегда присутствуют две ассоциации породообразующих минералов. К протофазе относятся битовнит An_{85-75} , реже An_{95-85} , хризолит (Fa_{17-25} и Fa_{25-27}) и даже муассанит; в некоторых интрузиях фиксируется низкожелезистый пироксен ($Wo_{39-41}En_{40-52}Fs_{9-19}$). Внутрикамерный парагенезис включает плаггиоклаз более кислого лабрадоритового (An_{71-57}) и даже андезинового (An_{47-38}) составов, оливин представлен гиалосидеритом и гортонолитом (Fa_{38-48} и Fa_{47-62}), основная масса клинопироксена по составу отвечает авгиту ($Wo_{34-35}En_{40-42}Fs_{23-37}$). Окиснорудные минералы представлены табличками ильменита и кристаллами титаномагнетита разнообразной формы.

Геохимическая характеристика. Петрографическая однотипность рассматриваемых интрузивов подчёркивается также близостью их химических и геохимических составов (таблицы 1, 2). На дискриминантных диаграммах Дж.Пирса [8] по соотношению редких элементов Zr-Zr/Y фигуративные точки пород располагаются в поле внутриплитных базальтов и MORB, а на петрохимической AFM-диаграмме (Na_2O+K_2O)– FeO_{tot} – MgO) [7] их средние составы образуют компактную группу в поле пород толеитового состава (рис. 2, А–Б). Судя по умеренному значению индекса магнезиальности ($Mg\#=51-56$), инициальные расплавы долеритов силлов не претерпели существенного фракционирования. В вертикальных каналах некоторых даек за счёт потери части кристаллов оливина снижается содержание магния до значений $Mg\#=40-51$. Незначительные мощности силлов не благоприятствовали процессам внутрикамерной дифференциации. По содержанию большинства петрогенных элементов химические составы исследуемых магматитов существенно не различаются между собой, а все их незначительные вариации связаны, вероятно, с локализацией интрузивов в разных магмоподводящих зонах. Для главных элементов в силлах характерен узкий диапазон средних значений (в вес. %): содержания SiO_2 находятся

1. Средние содержания главных (в мас.%) и редких (в г/т) элементов в базитах северо-восточного борта Анабарской антеклизы

Компоненты	Разломы																							
	Харабийский						Куойкский						Молодинский											
	Удзинский			Эбеляхские тела			Улетирский			Верхне-Уджинский			Сектеяхский			Барыйский			Хонолит водораздела рек Оленёк-Молодо			Муогданский		
	Хонолит	Дайка	Дайка	Хонолит	Дайка	Дайка	Силл	Дайки	Силл	Дайка	Силл	Дайка	Силл	Дайка	Силл	Дайка	Хонолит	Дайка	Силл	Силл	Дайка	Силл	Дайка	
SiO ₂	49,30	48,56	48,23	48,94	48,17	48,82	49,06	49,07	49,12	49,07	49,34	49,62	48,69	48,45	48,42	49,34	48,69	48,45	48,45	48,45	48,45	48,45	48,42	48,42
TiO ₂	1,16	1,46	1,52	1,46	1,42	1,29	1,26	1,23	1,25	1,23	1,47	1,21	1,99	1,35	1,90	1,47	1,21	1,35	1,35	1,35	1,35	1,35	1,35	1,90
Al ₂ O ₃	15,56	15,32	15,69	16,78	15,17	14,79	14,90	15,53	15,44	15,53	14,08	14,57	13,42	15,45	14,76	14,08	14,57	15,45	15,45	15,45	15,45	15,45	15,45	14,76
Fe ₂ O ₃	1,62	2,24	3,44	7,12	3,14	4,79	4,03	3,31	3,26	3,31	4,60	3,62	6,44	4,45	5,68	4,60	3,62	4,45	4,45	4,45	4,45	4,45	4,45	5,68
FeO	9,26	10,11	9,26	4,83	9,24	7,68	8,77	8,71	8,72	8,71	7,76	8,70	7,91	7,60	6,76	7,76	8,70	7,60	7,60	7,60	7,60	7,60	7,60	6,76
MnO	0,21	0,22	0,20	0,12	0,19	0,34	0,26	0,21	0,18	0,21	0,16	0,12	0,09	0,19	0,19	0,16	0,12	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19
MgO	7,76	7,29	6,36	4,23	6,95	6,96	6,57	7,31	7,60	7,31	6,91	7,50	6,29	6,95	5,88	6,91	7,50	6,95	6,95	6,95	6,95	6,95	6,95	5,88
CaO	10,56	10,35	10,81	11,22	11,24	10,96	10,99	10,97	10,69	10,97	10,89	10,78	11,05	11,41	11,50	10,89	10,78	11,41	11,41	11,41	11,41	11,41	11,41	11,50
Na ₂ O	2,26	2,39	2,37	2,35	2,07	2,43	2,48	2,14	2,10	2,14	2,24	2,31	2,28	2,16	2,39	2,24	2,31	2,16	2,16	2,16	2,16	2,16	2,16	2,39
K ₂ O	0,58	0,53	0,50	0,48	0,51	0,43	0,33	0,42	0,42	0,42	0,49	0,51	0,28	0,26	0,34	0,49	0,51	0,26	0,26	0,26	0,26	0,26	0,26	0,34
P ₂ O ₅	0,17	0,23	0,17	0,18	0,17	0,14	0,12	0,13	0,13	0,13	0,28	0,24	0,27	0,14	0,16	0,28	0,24	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,16
H ₂ O+	1,16	0,99	0,94	2,07	1,10	0,95	0,81	0,93	0,96	0,93	1,51	0,64	0,86	1,39	1,45	1,51	0,64	1,39	1,39	1,39	1,39	1,39	1,39	1,45
Сумма	99,60	99,69	99,69	99,78	99,69	99,90	99,58	99,96	99,86	99,96	99,72	99,81	99,57	99,85	99,73	99,72	99,81	99,85	99,85	99,85	99,85	99,85	99,85	99,73
Mg#	56	52	51	40	53	51	49	53	54	53	51	53	45	52	48	51	53	52	52	52	52	52	52	48
n	6	3	11	4	7	6	2	22	18	22	5	5	2	3	10	5	5	3	3	3	3	3	3	10
Ni	144	135			135	130	138	128	136	128	146	147	93	138		146	147	138	138	138	138	138	138	
Co	42	41			53	46	48	56	54	56	53	50	54	51		53	50	51	51	51	51	51	51	
Cr	172	175			176	290	302	241	240	241	205	180	137	260		205	180	260	260	260	260	260	260	
V	280	315			237	320	340	267	272	267	264	280	459	290		264	280	290	290	290	290	290	290	
Sc	39	42			42	46	40	44	42	44	43	41	42	53		43	41	53	53	53	53	53	53	
n	10	2			20	12	4	15	15	15	20	42	6	1		20	42	1	1	1	1	1	1	

Примечание. Главные элементы определены классическим методом мокрой химии, редкие – атомно-эмиссионным спектральным анализом на приборе PGS-2 с приставкой МАЭС в ОФХМА ИГАБМ СО РАН; Mg# = $Mg^{2+} \times 100 / (Mg^{2+} + Fe^{2+})$; n – число анализов; пустая клетка – нет данных.

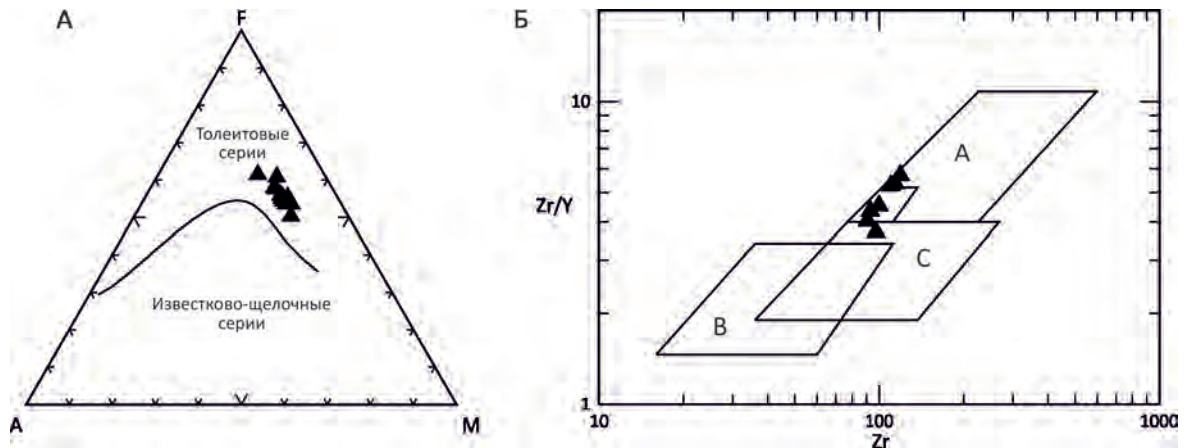


Рис. 2. Дискриминационные диаграммы для долеритов трапповых интрузивов северо-восточного борта Анабарской антеклизы:

А – AFM $[(Na_2O+K_2O)-FeO_{tot}-MgO]$ [7]; Б – $Zr/Y-Zr$ [8] (базальты: А – внутриплитные, В – островных дуг, С – срединно-океанических хребтов)

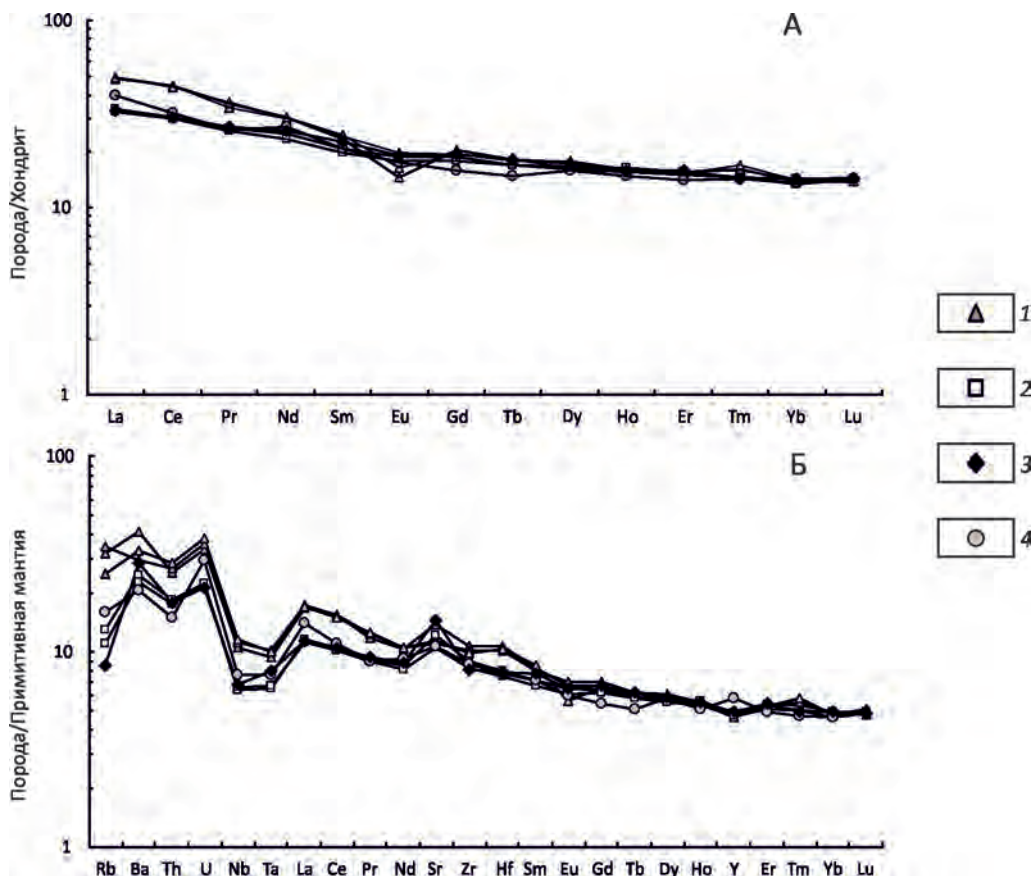


Рис. 3. Распределение редкоземельных элементов и мультиэлементная диаграмма для долеритов силлов северо-восточного борта Анабарской антеклизы, нормированных: А – по хондриту и Б – примитивной мантии [9]:

силлы: 1 – Улегирский, 2 – Сектеляхский, 3 – Муогданский; 4 – интрузив водораздела р. Молодо-руч. Хангас-Юреге

2. Содержание главных (в мас. %) и редких (в г/т) элементов в представительных пробах базитов северо-восточного борта Анабарской антеклизы

Компоненты	Пробы						
	ОЛ-64/8	ОЛ-66/8	ОЛ- 201-4	ОЛ-155-3	УД-72-2	УД-74-2	УД-58-10
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	49,09	48,86	48,57	48,71	50,13	49,42	49,50
TiO ₂	1,37	1,24	1,41	1,31	1,12	1,12	1,15
Al ₂ O ₃	15,11	15,37	15,25	14,69	15,20	15,49	15,58
Fe ₂ O ₃	3,99	4,96	6,24	3,21	4,11	2,86	2,38
FeO	7,9	6,86	5,92	9,44	7,31	8,45	8,90
MnO	0,21	0,21	0,2	0,27	0,19	0,19	0,17
MgO	7,81	8,19	7,14	7,30	7,39	7,17	7,36
CaO	11,24	11,39	11,08	10,61	10,31	10,86	11,32
Na ₂ O	2,05	2,15	2,34	3,04	2,01	1,44	1,92
K ₂ O	0,13	0,3	0,26	0,54	0,71	0,57	0,44
P ₂ O ₅	0,14	0,13	0,12	0,12	0,12	0,14	0,12
H ₂ O ⁺	1,9	1,2	0,94	0,53	1,12	0,86	1,14
Сумма	100,9	100,8	99,89	99,91	99,78	99,41	100,5
Mg#	55	56	52	51	54	54	54
Rb	8,19	6,98	5,43	10,20	22,05	15,88	20,18
Ba	173	159	200	144	205	230	290
Th	2,35	2,23	1,52	1,28	2,27	2,44	2,17
U	0,47	0,47	0,45	0,62	0,75	0,80	0,70
Nb	4,57	4,66	4,50	5,39	7,96	8,21	7,45
Ta	0,28	0,26	0,32	0,31	0,42	0,41	0,38
Sr	257	221	306	224	231	241	290
Zr	99,9	93,0	90,7	97,37	114	110	119
Hf	2,48	2,32	2,41	2,39	3,16	3,19	3,32
Y	22,1	21,4	22,5	26,27	21,3	20,9	20,9
Pb	3,2	11	2,80	3,7	5,44	4,52	4,28
La	7,98	7,72	7,81	9,56	11,79	11,62	11,57
Ce	18,6	18,1	18,6	19,68	27,48	26,67	27,30
Pr	2,51	2,45	2,58	2,48	3,40	3,47	3,24
Nd	11,5	10,9	12,0	12,56	14,21	14,17	14,02
Sm	3,17	2,98	3,43	3,15	3,57	3,76	3,66
Eu	1,08	1,02	1,09	1,01	1,20	0,94	1,13
Gd	3,8	3,65	3,99	3,24	4,17	3,94	3,96
Tb	0,63	0,629	0,67	0,55	0,67	0,66	0,67
Dy	4,19	4,06	4,34	4,24	4,45	4,49	4,17
Ho	0,917	0,88	0,90	0,83	0,89	0,91	0,89
Er	2,56	2,46	2,61	2,36	2,57	2,53	2,57
Tm	0,37	0,37	0,36	0,35	0,41	0,43	0,40
Yb	2,41	2,27	2,42	2,29	2,34	2,36	2,41
Lu	0,36	0,36	0,36	0,36	0,35	0,37	0,37
∑REE	60,1	57,9	61,2	62,6	77,1	76,3	76,4
(La/Yb) _n	2,37	2,44	2,31	2,79	3,61	3,53	3,44
Eu/Eu*	0,95	0,94	0,90	0,95	0,67	0,74	0,90
Nb/Nb*	0,38	0,41	0,47	0,56	0,56	0,56	0,54
(Tb/Yb) _{pm}	1,19	1,26	1,26	1,10	1,30	1,27	1,27
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,7084	0,7088			0,7089	0,7084	0,7085

Примечание. Силл: 1–2 – Сектеляхский, 3 – Муогданский; 4 – интрузив водораздела р. Молодо–руч. Хангас-Юреге; 5–7 – Улегирский силл; редкие элементы определены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на приборе Elan 6100 DRC (ИМГРЭ, аналитик Д.З.Журавлев); pm – значения нормализованы по составу примитивной мантии, n – по составу хондрита [4]; Eu/Eu* = $Eu_n / 0,5(Sm+Gd)_n$, Nb/Nb* = $0,3618 \times Nb / \sqrt{Th \times La}$.

в пределах 48,23–49,7, TiO_2 – 1,12–1,52, сумма щелочей 2,4–2,9, P_2O_5 – 0,11–0,28, суммарная железистость 10,9–12,5 $FeO_{\text{общ}}$. О близости вещественных составов свидетельствуют и содержания микроэлементов. Средние содержания сидерофильных элементов Ni, Co, Cr, V, Sc в разных интрузивах очень близки (см. табл. 1). Для долеритов характерно умеренное содержание суммы REE, незначительный диапазон её изменения (57,9–77,1 г/т) и слабое фракционирование их распределения – отношение $(La/Yb)_n$ варьирует в интервале 2,3–3,6. Спектры распределения составов некогерентных элементов характеризуются наличием Ta-Nb минимума ($Nb/Nb^*=0,38–0,56$) и отчётливо выраженным стронциевым максимумом, связанным с наличием раннего основного плагиоклаза (рис. 3, Б). Параллельное расположение трендов распределения элементов (незначительный разброс наблюдается только для флюидозависимых элементов – Rb, Ba, U, Th) можно рассматривать как результат формирования интрузивов из единого магматического расплава (см. рис. 3, А–Б). Об этом же свидетельствуют и данные по изотопному составу стронция, согласно которому, отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в долеритах колеблются в достаточно узких пределах – 0,70802–0,70796. Низкие (1,10–1,30) значения отношения $(Tb/Yb)_{\text{pm}}$, установленные в долеритах, свидетельствуют о том, что магматический источник располагался в области глубин, отвечающих стабильности шпинели [6].

Таким образом, приведённое петрографическое, минералогическое и геохимическое сравнение изученных разрозненных трапповых интрузивов даёт основание говорить об их едином источнике, связанном с формированием Оленёкской трапповой синеклизы в нижнетриасовое время.

Авторы благодарны О.В.Королевой и А.В.Округину за высказанные замечания, которые были учтены при написании статьи.

Работа выполнена по плану НИР ИГАБМ СО РАН (проект 0381-2016-0003) и при финансовой поддержке грантом РФФИ 18-45-140043 р_а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горштейн Д.К., Мокшанцев К.Б., Петров А.Ф. Разломы восточной части Сибирской платформы // Разломная тектоника территории Якутской АССР. – Якутск, 1976. С. 10–63.
2. Олейников Б.В., Саввинов В.Т. Петрология и геохимия фанерозойских базитов Оленёкского и Билюро-Уджинского поднятий (северо-восток Сибирской платформы) // Кимберлитовый и базитовый магматизм района Оленёкского поднятия. – Якутск, 1980. С. 120–144.
3. Томшин М.Д., Копылова А.Г. Траппы северо-востока Тунгусской синеклизы и Оленёкского поднятия // Наука и образование. 2017. № 4. С. 34–40.
4. Томшин М.Д., Орлов А.Н. Формационная принадлежность Эбеляхских нескрытых интрузивов // Кимберлитовый и базитовый магматизм района Оленёкского поднятия. – Якутск, 1980. С. 145–151.
5. Эбехаинский дайковый пояс трахидолеритов на севере Сибирской платформы / М.Д.Томшин, А.В.Округин, В.Т.Саввинов, Л.И.Шахотько // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 9. С. 1475–1483.
6. A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA / K.Wang, T.Plank, J.D.Walker, E.L.Smith // Journal Of Geophysical Research. 2002. Vol. 107. № B1. 10.1029/2001JB000209.
7. Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canad. J. Earth Sci. 1971. Vol. 8. P. 523–548.
8. Pearce J.A., Norry M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. Vol. 69. P. 33–47.
9. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Ed. A.D.Saunders, M.J.Norry // Magmatism in ocean basins. Geol. Soc. London Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313–345.