

## ОСОБЕННОСТИ СОСТАВОВ И ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ ПОЗДНЕПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ БАЗИТОВ СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЯ

Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, М.Н. Шохонина, А.М. Мазукабзов

*Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия*

Приводятся результаты изотопно-геохимических исследований позднепалеопротерозойских базитов из интрузий, расположенных в разных частях дайкового роя, прослеживающегося на расстояние более 200 км в пределах Байкальского краевого выступа фундамента Сибирского кратона (Северное Прибайкалье). Установлено, что базиты южной (участок Хибелен) и северной (участок Чая) частей дайкового роя обнаруживают как сходство, так и некоторые отличия в их источниках и особенностях формирования. Так, базиты участка Хибелен по своему химическому составу соответствуют базальтам и трахибазальтам, а базиты участка Чая — базальтам и андезибазальтам. На основании петрографических и петрохимических данных, базиты участков Хибелен и Чая могут быть отнесены к умеренно-щелочной (субщелочной) серии.

Все проанализированные базиты характеризуются хорошо выраженными отрицательными Nb-Ta и Ti аномалиями на мультиэлементных спектрах, отрицательными значениями  $\epsilon_{Nd}(T)$ , значениями индикаторных геохимических отношений  $Th/Nb_{pm}$ ,  $La/Nb_{pm}$ ,  $La/Sm_n > 1$ , что в совокупности указывает на формирование базитов обоих участков за счет контаминированных континентальной корой мантийных источников. Предполагается, что процессы контаминации имели место в пределах промежуточных магматических камер, находящихся на коровом уровне.

Дифференцированные разности базитов участков Хибелен и Чая формировались в результате фракционирования клинопироксена. Для базитов южной части роя допускается первоначальная контаминация мантийного источника (вероятно, с геохимическими характеристиками, близкими островодужным базальтам) породами средней коры, а затем уже добавлением к этому смешанному источнику материала с характеристиками нижней/верхней коры. Родоначальным для базитов северной части роя предполагается источник, образованный при взаимодействии мантийных компонентов, близких по составу к островодужным базальтам и базальтам типа N-MORB, с коровым компонентом. Проведенные исследования свидетельствуют о гетерогенности верхней мантии под различными участками фундамента Сибирского кратона.

*Базиты, интрузии, геохимия, внутриконтинентальное растяжение, поздний палеопротерозой, Сибирский кратон.*

## LATE PALEOPROTEROZOIC BASITES OF NORTHERN BAIKAL AREA: COMPOSITION AND MELT SOURCES

T.V. Donskaya, D.P. Gladkochub, M.N. Shokhonova, and A.M. Mazukabzov

We present results of isotope-geochemical studies of Late Paleoproterozoic basites from intrusions located in different parts of a dike swarm traceable for more than 200 km within the Baikal marginal salient of the Siberian craton basement (northern Baikal area). The basites of the southern (Khibelen site) and northern (Chaya site) parts of the dike swarm show both similarity and difference in their sources and formation conditions. For example, the Khibelen basites correspond in chemical composition to basalts and trachybasalts, and the Chaya basites, to basalts and andesite-basalts. Based on petrographic and petrochemical data, the basites of both sites can be referred to as medium-alkali (subalkalic) series.

All analyzed basites show distinct negative Nb-Ta and Ti anomalies on element spidergrams, negative  $\epsilon_{Nd}(T)$  values, and indicative geochemical ratios  $Th/Nb_{pm}$ ,  $La/Nb_{pm}$ , and  $La/Sm_n > 1$ . All this points to the formation of basites of both sites from mantle sources contaminated with continental crust. Contamination might have occurred in intermediate magma chambers localized in crust.

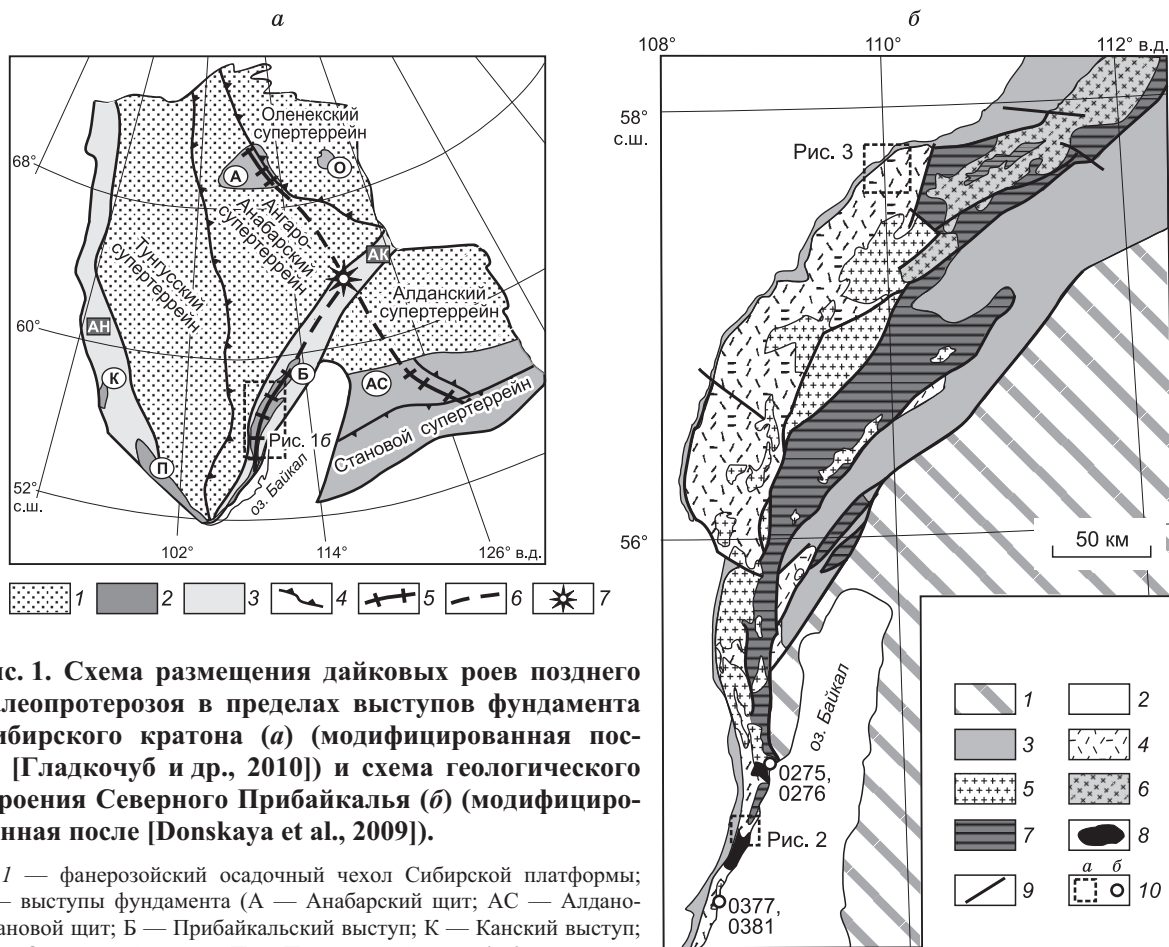
Differentiated basic varieties of both sites resulted from fractionation of clinopyroxene. For the Khibelen basites, the mantle source (probably, with geochemical parameters close to those of IAB) might have been initially contaminated with middle-crust rocks and then, with lower/upper crust material. The source of the Chaya basites was, probably, produced during the interaction of mantle components similar in composition to IAB and N-MORB with a crustal component. The performed studies testify to the heterogeneous composition of the upper mantle beneath different sites of the Siberian craton basement.

*Basites, intrusions, geochemistry, intracontinental extension, Late Paleoproterozoic, Siberian craton*

## ВВЕДЕНИЕ

Дайковые рои, образованные малыми интрузиями основного состава (дайками, силлами, небольшими интрузивными телами), маркируют масштабные процессы растяжения в пределах консолидированных участков земной коры. Дайковые рои могут являться как индикаторами процессов раскрытия новых океанических бассейнов, так и отражать события внутриконтинентального растяжения, не приведшие к деструкции кратонизированных участков [Скляр и др., 2000]. Магматические образования в пределах каждого дайкового роя в большинстве случаев обладают близкими геохимическими характеристиками, что позволяет допускать единство их родоначальных источников [Гладкочуб и др., 2007]. Однако при проведении детальных изотопно-геохимических исследований можно выявить отличия в источниках магматических пород, принадлежащих к единому дайковому рою, что подтверждает выводы о гетерогенности верхней мантии даже под зрелыми консолидированными участками земной коры [Костицын, 2007; Соловьева и др., 2010].

Данная работа посвящена изучению позднепалеопротерозойских базитов из крупного дайкового роя Байкальского краевого выступа фундамента Сибирского кратона. Интрузивные тела этого роя рассматриваются как индикаторы анорогенного внутриконтинентального растяжения, которое не привело к существенной деструкции литосферы кратона [Гладкочуб и др., 2007, 2010, 2012]. Д.П. Гладкочуб с соавторами [2010] предположили, что этот дайковый рой совместно с близкими к нему по возрасту дайковыми роями Анабарского и Алданского щитов входят в структуру позднепалеопротерозойской крупной магматической провинции (рис. 1, а). Рассматриваются изотопно-геохимические характеристики



**Рис. 1.** Схема размещения дайковых роев позднего палеопротерозоя в пределах выступов фундамента Сибирского кратона (а) (модифицированная после [Гладкочуб и др., 2010]) и схема геологического строения Северного Прибайкалья (б) (модифицированная после [Donskaya et al., 2009]).

а: 1 — фанерозойский осадочный чехол Сибирской платформы; 2 — выступы фундамента (А — Анабарский щит; АС — Алдано-Становой щит; Б — Прибайкальский выступ; К — Канский выступ; О — Оленекский выступ; П — Присяянский выступ); 3 — крупные коллизионные пояса (АК — Аkitканский; АН — Ангарский); 4 — шовные зоны; 5 — дайковые рои позднего палеопротерозоя; 6 — предполагаемое продолжение дайковых роев под осадочным чехлом; 7 — центр Вилюйской крупной магматической провинции (радиального дайкового роя).

б: 1 — Центрально-Азиатский складчатый пояс; 2 — фанерозойский осадочный чехол Сибирской платформы; 3 — мезопротерозойские отложения Сибирской платформы; 4—8 — породы фундамента Сибирской платформы: 4 — палеопротерозойские осадочно-вулканогенные отложения аkitканской серии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса (постколлизийные, 1.85—1.87 млрд лет), 5 — палеопротерозойские гранитоиды (постколлизийные, 1.85—1.87 млрд лет), 6 — палеопротерозойские гранитоиды (доколлизийные, ~2.0 млрд лет), 7 — палеопротерозойские метаморфические толщи, 8 — мезоархейские гранитоиды; 9 — основные разломы; 10 — районы детальных работ (а), места отбора образцов (б).

позднепалеопротерозойских базитов из разных частей дайкового роя Байкальского краевого выступа фундамента кратона, а также предлагаются выводы об их источниках и особенностях происхождения.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПОЗДНЕПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ БАЗИТОВ

Многочисленные интрузии базитов на территории Северного Прибайкалья трассируются от района верховьев р. Лена на юге до района среднего течения р. Чая на севере, прослеживаясь на расстояние более чем 200 км и образуя единый дайковый рой [Гладкочуб и др., 2007] (см. рис. 1, б). Интрузивные тела прорывают раннедокембрийские образования фундамента Сибирского кратона, в том числе вулканогенные и осадочно-вулканогенные отложения акитканской серии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса с возрастом 1.85—1.88 млрд лет [Неймарк и др., 1991; Ларин и др., 2003; Донская и др., 2005, 2007, 2008], а также согласно перекрывающие их отложения окуньской свиты тепторгинской серии. Тела базитов несогласно перекрываются неопротерозойскими отложениями байкальской серии. Ориентировка интрузивных тел в пределах роя варьируется от северо-восточного до субмеридионального и в целом согласуется с региональной структурой Байкальского краевого выступа фундамента Сибирского кратона.

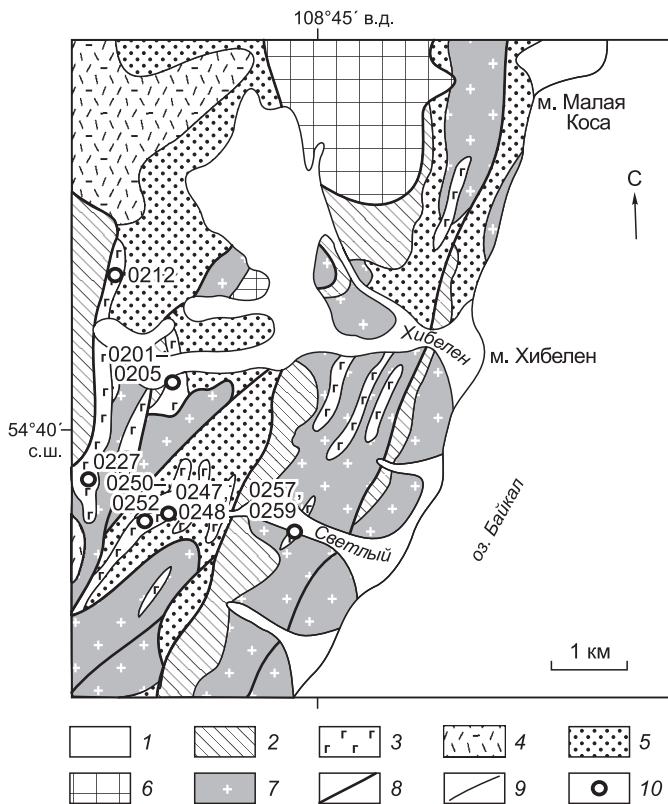
Первое подробное описание интрузивных тел на территории Северного Прибайкалья было приведено в работах Е.В. Павловского, А.И. Цветкова и Е.А. Шалек (обзор в [Салоп, 1964]), которые дали петрографическую характеристику базитов в районе р. Чая и указали, что они прорывают гранитоиды ирельского комплекса и метаморфические толщи, возраст которых принимался как раннесреднепротерозойский. В более поздних опубликованных схемах магматизма дайки базитов Северного Прибайкалья отнесли к чайскому или могольскому комплексу [Срывцев, 1986; Бухаров, 1987]. Считалось [Срывцев, 1986], что эти дайки были внедрены на рифтогенном этапе развития территории. Возраст даек на основании предполагаемого на момент их изучения возраста осадочных пород окуньской свиты тепторгинской серии, среди которых они отмечались, принимался как среднерифейский [Срывцев, 1986]. В настоящее время имеются две оценки возраста базитов, выполненные по породам южной и северной частей дайкового роя. В частности, возраст габбро-долеритов м. Хибелен (южное окончание роя) был определен как  $1674 \pm 29$  млн лет на основании Sm-Nd датирования (клинопироксен—плагиоклаз—вал породы) [Гладкочуб и др., 2007]. Возраст габбро-долеритов в районе среднего течения р. Чая (северное окончание роя) был рассчитан как  $1752 \pm 3$  млн лет на основании U-Pb датирования по бадделеиту [Гладкочуб и др., 2010].

## ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

**Базиты южной части дайкового роя (участок Хибелен).** В качестве первого объекта исследования были выбраны дайки и интрузивные тела базитов районов ручьев Хибелен, Светлый, мысов Средний Кедровый и Бургунда с возрастом ~1.67 млрд лет, которые прорывают здесь архейские гранитоиды кочериковского комплекса, раннепротерозойские метаморфические образования сарминской серии, раннепротерозойские гранитоиды ирельского и татарниковского комплексов, а также близкие к ним по возрасту вулканогенные и осадочно-вулканогенные образования акитканской серии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса (см. рис. 1, б, 2).

Мощность тел в пределах исследованного участка составляет первые десятки метров, достигая 250 м, при протяженности до 8 км. Все тела имеют субмеридиональное простирание, характеризуются резкими контактами с вмещающими породами, крутыми углами падения. Несмотря на большую мощность некоторых интрузивных тел, их идентичное положение с более мелкими дайками, а также значительное превышение их длины над шириной позволяют рассматривать все интрузивные тела как единый дайковый рой. Интрузии обнаруживают черты внутренней дифференцированности: их центральные части сложены среднекрупнозернистыми породами, в краевых частях отмечаются криптозернистые разности.

Базиты в пределах дайкового роя представлены преимущественно долеритами массивной текстуры, характеризующиеся в основном офитовой, пойкилоофитовой, долеритовой, порфировой и реже субофитовой структурами. Разности с субофитовой структурой, вероятно, можно рассматривать как субофитовое габбро. Главными минералами базитов являются плагиоклаз (45—55 %) и пироксен (20—32 %). Второстепенные минералы представлены первичными биотитом (1—3 %), роговой обманкой (1—4 %), кварцем (1—5 %), рудными минералами (ильменитом, титаномagnetитом) (1—4 %), а также в некоторых образцах калиевым полевым шпатом (1—5 %). В образцах, где присутствуют первичные кварц и калиевый полевой шпат, они совместно с плагиоклазом образуют гранофировые сростания. Среди акцессорных минералов базитов отмечаются сфен, апатит и циркон.



**Рис. 2.** Схема геологического строения района м. Хибелен (модифицированная после [Гладкочуб и др., 2007]).

1 — четвертичные отложения; 2 — неопротерозойские осадочные породы (байкальская серия); 3 — позднепалеопротерозойские базиты; 4 — палеопротерозойские вулканиты кислого состава акитканской серии; 5 — палеопротерозойские осадочно-вулканогенные породы акитканской серии; 6 — палеопротерозойские метаморфические породы; 7 — мезоархейские гранитоиды; 8 — разломы; 9 — геологические границы; 10 — места отбора образцов.

Плагиоклазы в большинстве своем зональные, частично перекристаллизованные в сосюритизированный агрегат. Пироксен в некоторых образцах замещается вторичными амфиболом (тремолит-актинолит, уралит), эпидотом, хлоритом. Первичный биотит также подвержен хлоритизации, кроме того, в некоторых разностях был отмечен вторичный биотит, развивающийся по трещинам.

Пироксены представлены клино- и ортопироксеном с преобладанием первого. Согласно классификации пироксенов [Morimoto et al., 1988], химический состав большинства

клинопироксенов соответствует авгиту ( $Wo_{36-45}En_{23-48}Fs_{15-39}$ ), в одном образце был отмечен пижонит ( $Wo_{10}En_{50}Fs_{40}$ ) (табл. 1). Состав ортопироксена близок клиноэнстатиту ( $Wo_4En_{53}Fs_{43}$ ) (см. табл. 1). Первичные амфиболы в базитах относятся к группе кальциевых амфиболов по классификации [Leake et al., 1997], удовлетворяющих условию  $Ca_B \geq 1.5$ ,  $(Na + K)_A < 0.5$  (табл. 2). Проанализированные амфиболы могут быть классифицированы как магнезиальная роговая обманка (магнезиогорнблендит) и железистая роговая обманка (феррогорнблендит). Среди плагиоклазов преобладает лабрадор ( $An_{52-63}$ ). В проанализированных зональных зернах центральные части представлены лабрадором ( $An_{52-53}$ ), а краевые олигоклазом ( $An_{25-28}$ ). Составы калиевых полевых шпатов соответствуют ортоклазу ( $Or_{74-93}$ ) (табл. 3).

**Базиты северной части дайкового роя (участок Чая).** В качестве второго объекта исследования были выбраны интрузии базитов района среднего течения р. Чая, имеющие возраст ~1.75 млрд лет, где они прорывают раннепротерозойские осадочные породы чайской свиты и вулканогенные породы хибеленской свиты акитканской серии Северо-Байкальского

**Рис. 3.** Схема геологического строения района р. Чая (модифицированная после [Донская и др., 2007]).

1 — четвертичные отложения; 2 — кембрийские отложения; 3 — неопротерозойские осадочные породы (байкальская серия); 4 — позднепалеопротерозойские базиты; 5 — палеопротерозойские породы окульской свиты тепторгинской серии; 6—8 — палеопротерозойские породы акитканской серии: 6 — верхняя подсвита чайской свиты, 7 — нижняя подсвита чайской свиты, 8 — хибеленская свита; 9 — разрывные нарушения; 10 — места отбора образцов.

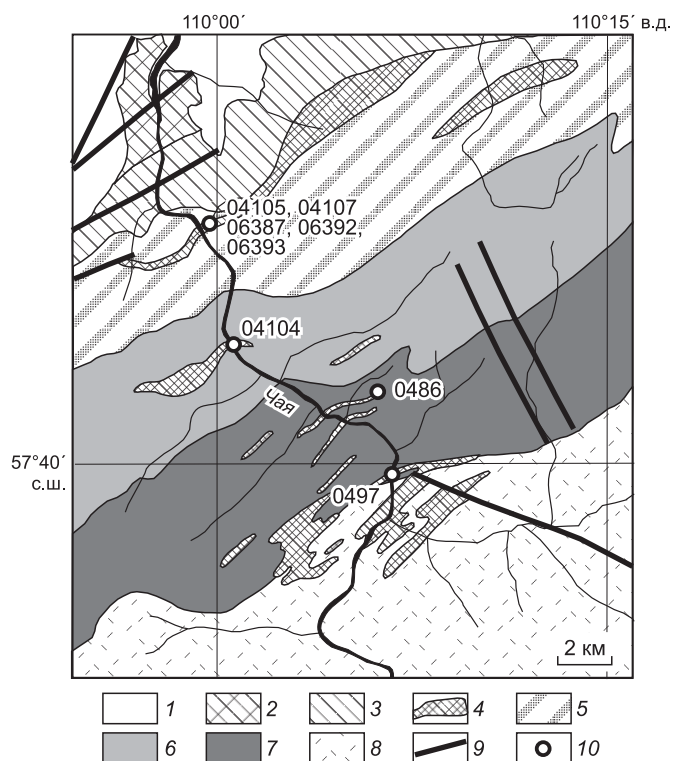


Таблица 1. Представительные анализы пироксенов из базитов участков Хибелен и Чая и их кристаллохимические формулы

Компонент	Участок Хибелен											Участок Чая					
	0201*	0201*	0201**	0204*	0204*	0204**	0250*	0250**	0252*	0252*	0252**	04104*	04104*	04104**	06392*	06392*	06393*
	Орх	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх	Орх	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх
SiO <sub>2</sub> , мас. %	51.17	50.64	52.03	49.57	49.61	50.51	52.03	52.58	50.92	51.15	51.34	49.61	50.66	51.29	51.67	49.59	51.24
TiO <sub>2</sub>	0.52	0.00	0.75	0.00	0.00	0.64	0.00	0.34	0.00	0.00	0.55	0.00	0.00	0.39	0.00	0.52	0.62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.74	3.10	0.00	1.38	1.99	0.00	1.95	0.70	0.00	2.41	0.00	0.00	2.26	1.80	2.93	1.49
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.60	0.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.549	0.08	0.58	0.00	0.00	1.69	0.00	0.59	0.00	0.17	0.84	1.71	0.00	2.25	0.00	0.75	0.00
FeO	25.42	12.92	8.87	21.34	22.11	13.96	13.57	9.30	23.93	15.54	9.31	28.18	13.19	9.22	8.13	7.79	11.09
MnO	0.72	0.00	0.22	0.00	0.00	0.38	0.00	0.19	0.00	0.80	0.28	0.50	0.00	0.32	0.00	0.00	0.00
MgO	18.49	12.27	15.96	7.60	8.03	12.66	10.90	16.93	16.90	10.28	13.55	15.82	11.86	14.06	15.37	15.14	13.45
CaO	1.99	20.11	18.87	18.76	16.27	17.74	21.06	17.52	4.56	20.67	21.04	1.90	20.04	20.18	19.92	19.50	19.71
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.25	0.00	0.00	0.29	0.00	0.23	0.00	0.00	0.26	0.00	0.00	0.26	0.00	0.00	0.00
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	98.85	96.76	100.74	97.27	97.40	99.86	97.56	99.79	97.01	98.61	99.56	97.72	95.75	100.29	96.89	96.82	97.60
Si	1.977	1.982	1.912	2.004	1.990	1.923	2.024	1.946	1.995	1.997	1.929	1.974	2.006	1.916	1.967	1.899	1.965
Ti	0.015	0.000	0.021	0.000	0.000	0.018	0.000	0.010	0.000	0.000	0.016	0.000	0.000	0.011	0.000	0.015	0.018
Al	0.000	0.034	0.134	0.000	0.065	0.089	0.000	0.085	0.032	0.000	0.107	0.000	0.000	0.099	0.081	0.132	0.067
Cr	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.018	0.000
Fe <sup>3+</sup>	0.016	0.002	0.016	0.000	0.000	0.048	0.000	0.016	0.000	0.005	0.024	0.051	0.000	0.063	0.000	0.022	0.000
Fe <sup>2+</sup>	0.821	0.423	0.272	0.721	0.742	0.445	0.442	0.288	0.784	0.508	0.293	0.938	0.437	0.288	0.259	0.250	0.356
Mn	0.024	0.000	0.007	0.000	0.000	0.012	0.000	0.006	0.000	0.026	0.009	0.017	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000
Mg	1.065	0.716	0.874	0.458	0.480	0.718	0.632	0.934	0.987	0.598	0.759	0.939	0.700	0.783	0.872	0.864	0.769
Ca	0.082	0.843	0.743	0.813	0.699	0.724	0.878	0.695	0.191	0.865	0.847	0.081	0.850	0.808	0.813	0.800	0.810
Na	0.000	0.000	0.018	0.000	0.000	0.022	0.000	0.017	0.000	0.000	0.019	0.000	0.000	0.019	0.000	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Сумма	4.000	4.000	4.000	3.996	3.977	4.000	3.976	4.000	3.989	4.000	4.000	4.000	3.994	4.000	3.992	4.000	3.984
En	53	36	46	23	25	37	32	48	50	30	39	46	35	40	45	45	40
Wo	4	42	39	41	36	37	45	36	10	43	44	4	43	41	42	41	42
Fs	43	21	15	36	39	26	23	16	40	27	17	50	22	19	13	14	18

Примечание. Расчет кристаллохимических формул проводился на 6 атомов кислорода. Пересчет Fe на Fe<sup>2+</sup> и Fe<sup>3+</sup> осуществлялся по методике Г. Друп [Droop, 1987]. Расчет миналов En (энстатит), Wo (волластонит) и Fs (ферросилит) проведен по классификации Н. Моримото и др. [Morimoto et al., 1988].

\* Анализы выполнены на электронном микроскопе LEO-1430VP.

\*\* Анализы выполнены на модернизированном микроанализаторе MAP-3.

вулканоплутонического пояса, а также осадочные породы окуньской свиты тепторгинской серии (рис. 3).

На рассматриваемой территории отмечается различный характер залегания базитовых тел относительно вмещающих их образований. Так, в осадочных образованиях чайской и окуньской свит базиты слагают пластовые интрузии, положение которых согласуется с падением слоистости под пологими и средними углами на северо-запад. Мощность пластообразных тел базитов варьируется от первых метров до 50 м, а протяженность — от 3—5 до 15 км. В вулканитах хибеленской свиты с массивной текстурой базиты слагают тела от субвертикальных до пологопадающих, протяженностью до 5 км. Крупные интрузивные тела среднего течения р. Чая обнаруживают черты внутренней дифференцированности: крупнозернистые породы с максимальным содержанием первичного кварца располагаются в их центральной части.

Базиты участка Чая характеризуются массивной текстурой и пойкилоофитовой, порфиоровой, долеритовой, субофитовой структурой. Породы с субофитовой структурой, вероятно, можно классифицировать как субофитовые габбро, остальные породы как долериты. Основными породообразующими минералами являются плагиоклаз (50—55 %) и пироксен (26—30 %). Второстепенные минералы представлены первичными биотитом (1—2 %), роговой обманкой (1—4 %), кварцем (1—7 %), калие-

Таблица 2.

**Представительные анализы амфиболов из базитов участков Хибелен и Чая  
и их кристаллохимические формулы**

Компонент	Участок Хибелен					Участок Чая		
	0204*	0204**	0250*	0252**	0252**	02104*	02104**	06393*
SiO <sub>2</sub> , мас. %	46.08	43.25	47.90	49.11	49.96	46.81	47.70	47.09
TiO <sub>2</sub>	0.72	1.75	0.00	0.12	0.37	1.52	1.31	1.25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.33	7.13	2.97	3.71	3.77	5.57	5.24	5.84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.26	8.63	4.53	0.98	6.71	4.62	7.36	5.64
FeO	16.38	19.56	13.53	13.84	9.55	11.37	9.26	10.10
MnO	0.56	0.32	0.00	0.22	0.21	0.00	0.15	0.00
MgO	8.76	5.61	11.16	14.13	14.27	12.98	13.84	13.40
CaO	10.62	10.01	14.02	13.90	11.82	11.21	10.94	10.93
Na <sub>2</sub> O	1.52	1.72	0.82	0.36	0.63	1.43	1.75	1.60
K <sub>2</sub> O	0.78	0.88	0.00	0.04	0.51	0.69	0.66	0.80
Сумма	98.01	98.84	94.93	96.40	97.81	96.20	98.21	96.65
Si	6.998	6.658	7.348	7.328	7.284	7.006	6.975	6.990
Ti	0.082	0.203	0.000	0.014	0.041	0.171	0.144	0.140
Al	0.954	1.293	0.537	0.652	0.647	0.983	0.903	1.022
Fe <sup>3+</sup>	0.829	1.000	0.523	0.110	0.736	0.520	0.810	0.630
Fe <sup>2+</sup>	2.081	2.519	1.735	1.727	1.165	1.424	1.133	1.254
Mn	0.072	0.041	0.000	0.028	0.026	0.000	0.018	0.000
Mg	1.983	1.287	2.552	3.142	3.102	2.896	3.017	2.965
Ca	1.728	1.651	2.305	2.222	1.847	1.798	1.715	1.738
Na	0.448	0.512	0.244	0.104	0.179	0.415	0.497	0.461
K	0.151	0.172	0.000	0.007	0.095	0.132	0.124	0.152
Сумма	15.327	15.335	15.244	15.333	15.120	15.345	15.335	15.351
Ca <sub>B</sub>	1.728	1.651	2.000	2.000	1.847	1.798	1.715	1.738
Ca <sub>A</sub>	0.000	0.000	0.305	0.222	0.000	0.000	0.000	0.000
(Na+K) <sub>A</sub>	0.327	0.335	0.244	0.111	0.120	0.345	0.335	0.351
Mg/(Mg + Fe <sup>2+</sup> )	0.49	0.34	0.60	0.65	0.73	0.67	0.73	0.70

Примечание. Расчет кристаллохимических формул проводился на 23 атома кислорода. Пересчет Fe на Fe<sup>2+</sup> и Fe<sup>3+</sup> осуществлялся по методике Г. Друп [Droop, 1987]. Формульные количества Ca<sub>B</sub>, Ca<sub>A</sub>, (Na + K)<sub>A</sub> рассчитаны по методике Б.Е. Лики и др. [Leake et al., 1997].

\* Анализы выполнены на электронном микроскопе LEO-1430VP.

\*\* Анализы выполнены на модернизированном микроанализаторе MAP-3.

вым полевым шпатам (3—6 %), рудным минералом (ильменит) (1—2 %). Набор второстепенных минералов отличается друг от друга в отдельных образцах, например, встречаются разности либо без калиевого полевого шпата, либо без роговой обманки. Плаггиоклаз, кварц и калиевый полевой шпат, в случае их совместного нахождения в породе, образуют гранофировую структуру. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, бадделитом.

Плаггиоклаз в большинстве образцов интенсивно сосюритизирован и обнаруживает черты внутренней зональности. Пироксены замещаются амфиболом (тремолит-актинолит, уралит), эпидотом, хлоритом. Биотит иногда замещается хлоритом и лейкоксеновым агрегатом. Рудный минерал также в отдельных образцах замещен лейкоксеновым агрегатом.

Пироксены в базитах участка Чая представлены преимущественно клинопироксенами, по составу соответствующими авгиту Wo<sub>41-43</sub>En<sub>35-45</sub>Fs<sub>13-22</sub> (см. табл. 1). Ортопироксен, который встречается в меньших количествах, близок по составу к клиноферросилиту Wo<sub>4</sub>En<sub>46</sub>Fs<sub>50</sub>. Первичные амфиболы относятся к группе кальциевых амфиболов по классификации [Leake et al., 1997] и представлены магнезиальной роговой обманкой (см. табл. 2). Среди плаггиоклазов отмечаются лабрадор (An<sub>51-61</sub>) в преобладающих количествах, а также андезин (An<sub>46</sub>) и олигоклаз (An<sub>29</sub>) (см. табл. 3). Олигоклаз встречается в краевых частях зональных плаггиоклазов, центральные части которых представлены лабрадором.

### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Представительные образцы базитов участка Хибелен в южной части роя (17 проб) и участка Чая в северной части роя (8 проб) были проанализированы на содержание петрогенных оксидов, редких и редкоземельных элементов. В семи образцах были изучены составы породообразующих минералов.

Таблица 3.

**Представительные анализы плагиоклазов и калиевых полевых шпатов  
из базитов участков Хибелен и Чая и их кристаллохимические формулы**

Компо- нент	Участок Хибелен										Участок Чая						
	0201*	0201*	0201**	0201*	0204**	0204*	0250*	0250*	0250**	0250*	0252**	04104*	04104*	04104**	06392*	06393*	06393*
	Pl c	Pl r	Pl	Kfs	Pl	Kfs	Pl c	Pl r	Pl	Kfs	Pl	Pl c	Pl r	Pl	Pl	Pl	Pl
SiO <sub>2</sub> , мас. %	54.64	59.65	50.42	62.83	53.83	63.07	53.06	60.69	52.23	62.17	51.68	52.59	59.15	54.37	52.33	54.72	51.84
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27.51	23.49	30.87	17.89	28.48	17.69	27.06	22.67	29.90	17.53	30.04	27.95	23.07	28.41	27.83	26.68	28.70
FeO	0.00	0.55	0.66	0.62	0.58	0.00	0.55	0.50	0.59	0.98	0.52	0.75	0.00	0.39	1.58	0.59	0.00
MgO	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.48	0.00	0.00
CaO	10.69	5.78	13.00	0.00	11.30	0.00	10.80	5.15	12.53	0.00	12.74	11.59	5.85	10.79	10.89	9.58	12.02
Na <sub>2</sub> O	5.35	7.70	3.87	2.95	5.14	2.68	5.10	7.95	4.51	0.70	4.37	4.80	7.13	5.43	4.54	5.97	3.88
K <sub>2</sub> O	0.00	0.49	0.44	13.07	0.37	12.96	0.40	0.77	0.18	15.30	0.35	0.00	0.95	0.30	0.00	0.37	0.45
Сумма	98.19	97.66	99.37	97.36	99.76	96.40	96.97	97.73	100.03	96.68	99.70	97.68	96.15	99.76	97.65	97.91	96.89
Si	2.504	2.723	2.317	2.974	2.448	2.998	2.480	2.765	2.376	2.985	2.362	2.442	2.737	2.465	2.434	2.525	2.420
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000
Al	1.486	1.264	1.672	0.998	1.527	0.991	1.490	1.217	1.603	0.992	1.619	1.530	1.258	1.518	1.526	1.451	1.579
Fe	0.000	0.021	0.025	0.025	0.022	0.000	0.021	0.019	0.022	0.039	0.020	0.029	0.000	0.015	0.061	0.023	0.000
Mg	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.033	0.000	0.000
Ca	0.525	0.283	0.640	0.000	0.551	0.000	0.541	0.251	0.611	0.000	0.624	0.577	0.290	0.524	0.543	0.474	0.601
Na	0.475	0.682	0.345	0.271	0.453	0.247	0.462	0.702	0.398	0.065	0.387	0.432	0.640	0.477	0.410	0.534	0.351
K	0.000	0.029	0.026	0.789	0.021	0.786	0.024	0.045	0.011	0.937	0.021	0.000	0.056	0.017	0.000	0.022	0.027
Сумма	4.991	5.000	5.032	5.057	5.024	5.023	5.018	5.000	5.025	5.020	5.033	5.009	4.982	5.020	5.007	5.028	4.979
An	52	28	63	0	54	0	53	25	60	0	60	57	29	51	57	46	61
Ab	48	69	34	26	44	24	45	70	39	7	38	43	65	47	43	52	36
Ort	0	3	3	74	2	76	2	4	1	93	2	0	6	2	0	2	3

Примечание. Расчет кристаллохимических формул проводился на 8 атомов кислорода. Миналы: An — анортит, Ab — альбит, Ort — ортоклаз, с — центр минерала, r — край минерала.

Для 10 образцов было выполнено определение изотопного состава Nd. Точки отбора проб на петрогеохимические и изотопно-геохимические исследования показаны на рис. 1, б, 2, 3.

Изучение составов минералов было проведено на растровом электронном микроскопе LEO-1430VP с системой энергодисперсионного микроанализа INCA Energy 350 и на модернизированном электронно-зондовом микроанализаторе MAP-3 в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ, аналитики Н.С. Карманов и С.В. Канакин). Условия исследования на электронном сканирующем микроскопе составили: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 0.3—0.4 нА, диаметр зонда < 0.1 мкм, ошибка анализа на сумму 2—4 мас. %. Условия исследования на микроанализаторе MAP-3 составили: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 45—50 нА, диаметр зонда 2—3 мкм, ошибка, обусловленная статистикой счета, не превышала 1 % на сумму.

Определение содержаний основных петрогенных оксидов в большинстве проб было выполнено рентгенофлуоресцентным методом в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск, аналитик Н.М. Глухова) и в ИГХ СО РАН (г. Иркутск, аналитик А.Л. Финкельштейн), для проб № 0205, 0377, 0381, 0486, 0497, 04104, 04105, 04107 методом силикатного анализа в ИЗК СО РАН (г. Иркутск, аналитики Е.Г. Колтунова, М.М. Самойленко, Н.Ю. Царева). Содержания Co, Ni, Sc, V, Cr определяли методом спектрального анализа в ИЗК СО РАН (аналитики В.В. Щербань, А.В. Наумова, Л.В. Воротынова, Е.М. Сосько). Определение содержаний остальных редких и редкоземельных элементов было выполнено методом ICP-MS в ЦКП ИНЦ СО РАН на VG Plasmaquad PQ-2 (VG Elemental, England) (аналитики С.В. Пантеева, В.В. Маркова). Калибровку прибора осуществляли по международным стандартам ВНВО-1, DNC-1, JB-2, W-2. Ошибка определений редких и редкоземельных элементов методом ICP-MS составляет не более 5 %.

Определения изотопного состава Nd были выполнены в ЦКП ИНЦ СО РАН (г. Иркутск). 100- или 200-миллиграммовые навески в зависимости от концентраций разлагали в смеси HF, HClO<sub>4</sub> и HNO<sub>3</sub> в микроволновой печи по определенной схеме. Выделение суммы редкоземельных элементов осуществлялось методом ионообменной хроматографии на колонках с 3.5 г смолы BioRad-AG50WX. Выделение чистых фракций Nd осуществлялось методом экстракционной хроматографии на колонках LnSpec. Изо-

Таблица 4.

## Химический состав представительных разностей

Компонент	Базиты участка Хибелен										
	Интрузия 1				Интрузия 2		Интрузия 3				
	0201	0202	0204	0205	0212	0227	0247	0248	0250	0251	0252
SiO <sub>2</sub> , мас.%	49.66	49.50	51.25	51.44	48.84	50.81	49.30	50.20	50.03	50.75	50.63
TiO <sub>2</sub>	1.01	0.95	1.75	1.00	1.07	1.15	1.04	1.03	0.96	1.01	0.86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.92	13.60	12.87	15.70	14.81	13.32	11.19	12.85	14.00	13.64	14.57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	1.86	—	—	—	—	—	—	—
FeO	—	—	—	7.28	—	—	—	—	—	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	10.02	10.08	13.17	—	10.60	10.92	10.58	10.11	9.97	10.33	9.74
MnO	0.17	0.16	0.18	0.14	0.17	0.17	0.19	0.17	0.17	0.17	0.16
MgO	9.34	9.10	5.79	6.54	8.02	8.49	11.41	9.71	9.48	9.04	8.59
CaO	10.23	9.96	7.70	9.65	8.96	9.73	10.35	9.87	10.45	10.16	10.21
Na <sub>2</sub> O	2.41	3.30	2.46	2.64	3.30	2.02	2.62	2.98	2.17	2.99	2.73
K <sub>2</sub> O	1.15	1.05	1.87	1.17	1.74	1.52	0.84	0.97	0.94	1.00	0.80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.10	0.17	0.09	0.10	0.10	0.10	0.12	0.11	0.11	0.08
П.п.п	2.04	2.11	1.36	2.48	2.78	1.46	2.66	2.04	1.45	1.19	1.90
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	—	<0.01	—	—	—	—	—	—	—
CO <sub>2</sub>	—	—	—	<0.06	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100.04	99.91	98.57	99.99	100.39	99.69	100.28	100.05	99.73	100.39	100.27
Co, г/т	47	45	47	43	39	41	54	42	45	48	41
Ni	180	160	84	170	150	130	340	240	220	200	200
Sc	33	34	32	30	27	31	49	34	37	37	37
V	180	160	310	150	160	250	210	180	150	240	170
Cr	190	120	11	91	94	420	860	490	360	340	130
Rb	40.44	34.96	80.72	43.25	62.05	66.61	31.26	30.09	31.57	30.17	28.34
Sr	293.91	291.39	268.01	328.55	347.95	279.45	221.49	290.06	282.50	267.14	317.66
Y	20.52	20.29	34.22	19.78	22.55	20.60	21.27	22.12	19.83	22.36	17.65
Zr	102.07	99.71	196.82	105.74	121.18	96.50	91.84	119.23	99.81	98.50	89.74
Nb	12.31	11.74	22.54	12.89	7.29	12.02	10.34	7.25	11.42	10.50	9.67
Ba	361.90	371.46	697.04	406.96	472.11	584.36	342.82	281.34	345.78	328.09	291.86
La	21.75	22.21	43.20	22.86	20.10	22.23	22.63	18.55	22.26	22.01	18.32
Ce	43.41	44.50	83.91	44.89	41.56	44.46	46.33	39.77	44.33	42.46	37.21
Pr	4.94	5.10	9.46	5.00	5.41	5.07	5.35	5.11	5.01	5.16	4.29
Nd	21.64	21.65	39.79	21.87	20.14	22.19	23.56	19.25	22.06	19.79	18.45
Sm	5.00	5.21	9.14	5.06	4.25	5.15	5.75	4.36	5.19	4.11	4.49
Eu	1.13	1.17	1.83	1.17	1.22	1.25	1.22	1.09	1.17	1.20	1.10
Gd	4.29	4.04	7.17	4.04	4.05	4.35	4.79	3.82	4.26	4.23	3.87
Tb	0.75	0.76	1.25	0.76	0.63	0.77	0.82	0.60	0.76	0.79	0.66
Dy	3.91	3.85	6.34	3.84	3.70	3.98	4.28	3.60	4.06	3.80	3.49
Ho	0.78	0.78	1.30	0.75	0.62	0.74	0.84	0.60	0.79	0.79	0.73
Er	2.43	2.34	3.86	2.29	1.98	2.32	2.60	1.90	2.35	2.34	2.02
Tm	0.34	0.34	0.54	0.34	0.29	0.33	0.38	0.26	0.34	0.36	0.33
Yb	2.23	2.13	3.65	2.14	1.99	1.96	2.23	1.86	2.17	2.14	2.02
Lu	0.34	0.30	0.54	0.31	0.32	0.34	0.37	0.30	0.34	0.31	0.29
Hf	3.08	2.78	5.46	3.20	2.90	2.91	3.09	2.82	2.96	2.82	2.83
Ta	0.85	0.75	1.40	0.84	0.67	0.74	0.65	0.64	0.72	0.69	0.67
Th	4.05	3.80	8.44	4.27	4.10	3.67	3.64	3.59	3.92	3.97	3.36
U	0.93	0.78	2.04	0.94	0.88	0.73	0.68	0.69	0.83	0.81	0.75
mg#	68.5	67.8	50.6	60.5	63.8	64.4	71.5	69.1	68.9	67.1	67.3
(La/Yb) <sub>n</sub>	6.52	6.97	7.91	7.14	6.75	7.58	6.79	6.67	6.86	6.88	6.06
Eu/Eu*	0.75	0.78	0.69	0.80	0.90	0.81	0.71	0.82	0.76	0.88	0.81
(Th/Nb) <sub>pm</sub>	2.76	2.72	3.14	2.78	4.72	2.56	2.95	4.15	2.88	3.17	2.91
(La/Nb) <sub>pm</sub>	1.83	1.96	1.99	1.84	2.86	1.92	2.27	2.66	2.02	2.18	1.97
(Th/La) <sub>pm</sub>	1.50	1.38	1.58	1.51	1.65	1.33	1.30	1.56	1.42	1.46	1.48
(La/Sm) <sub>n</sub>	2.68	2.63	2.92	2.79	2.92	2.66	2.43	2.63	2.65	3.30	2.52
Ti/Ti*	0.52	0.49	0.51	0.52	0.61	0.58	0.47	0.60	0.48	0.57	0.49
Nb/Nb*	0.47	0.46	0.43	0.47	0.29	0.48	0.41	0.32	0.44	0.41	0.45



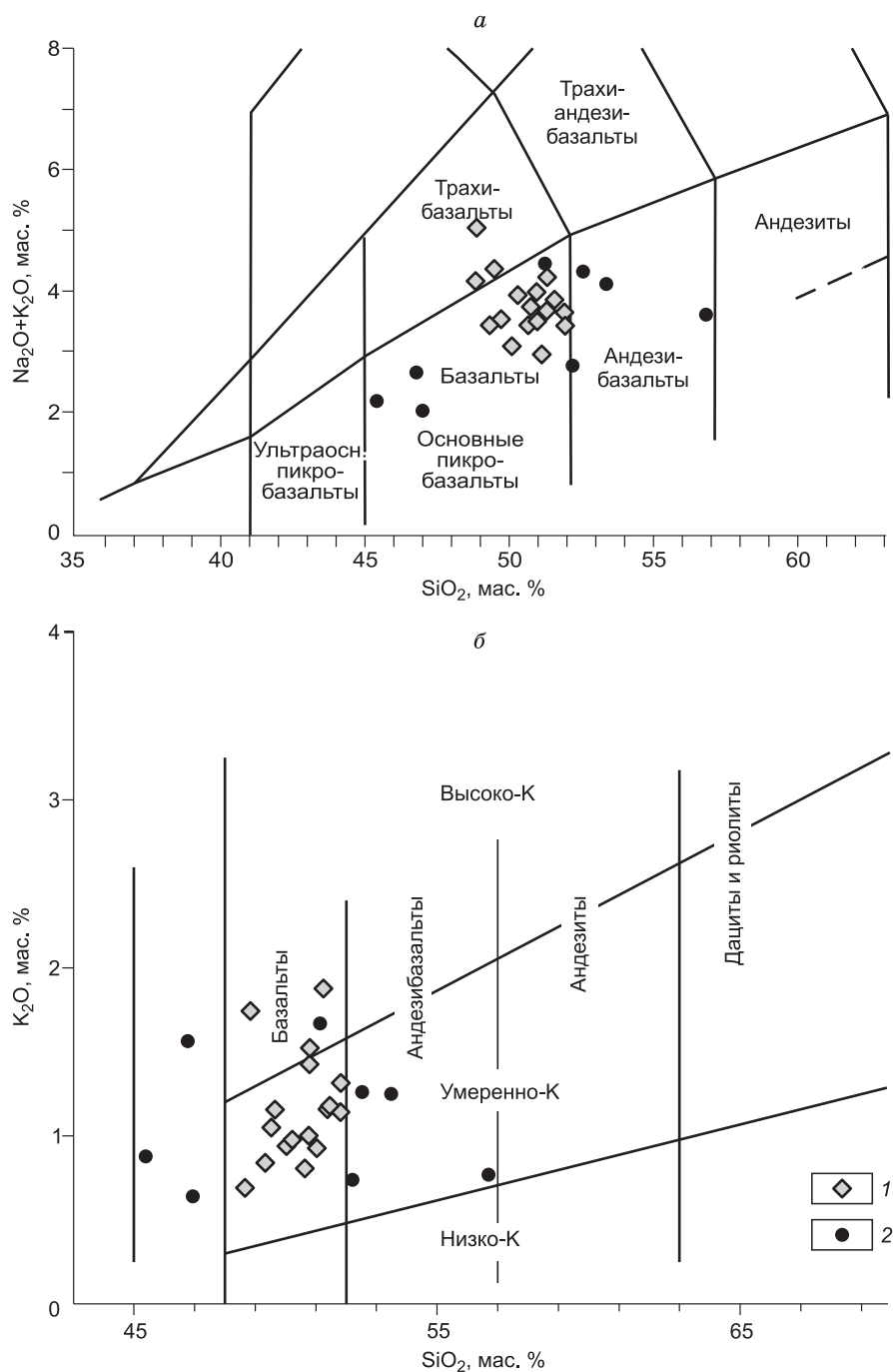
**базитов Северного Прибайкалья**

Базиты участка Хибелен						Базиты участка Чай							
Интрузия 4		Интрузия 5		Интрузия 6		Интрузия 1	Интрузия 2	Интрузия 3	Интрузия 4				
0257	0259	0275	0276	0377	0381	0486	0497	04104	04105	04107	06387	06392	06393
50.79	51.82	51.38	51.83	48.65	51.04	52.16	46.96	53.50	56.69	51.16	46.78	45.41	52.51
1.11	1.16	1.06	1.19	1.18	1.10	0.83	0.80	1.01	0.99	0.82	0.61	0.82	0.96
13.17	13.21	12.79	13.34	13.10	12.50	15.17	16.80	14.63	15.35	14.95	14.10	14.51	14.56
—	—	—	—	3.09	2.03	2.09	3.59	2.16	2.27	3.14	—	—	—
—	—	—	—	9.26	8.02	7.50	8.20	6.19	6.63	5.16	—	—	—
10.90	10.61	10.37	10.81	—	—	—	—	—	—	—	11.94	11.65	9.38
0.18	0.18	0.18	0.18	0.19	0.16	0.13	0.15	0.14	0.13	0.10	0.20	0.18	0.15
8.20	7.65	8.40	7.99	9.80	8.64	6.65	7.28	5.88	4.64	5.74	10.34	11.07	6.82
9.70	9.28	9.10	9.26	5.33	10.20	9.77	9.67	9.04	6.55	8.98	10.75	10.30	8.86
2.32	2.33	2.56	2.33	3.49	2.07	2.06	1.44	2.91	2.86	2.77	1.12	1.35	3.04
1.43	1.31	1.16	1.14	0.69	0.93	0.73	0.63	1.25	0.77	1.67	1.56	0.87	1.26
0.11	0.11	0.09	0.11	0.12	0.10	0.11	0.13	0.13	0.15	0.08	0.11	0.15	0.11
2.01	1.62	2.16	1.18	4.67	3.15	2.63	3.81	2.69	2.70	4.05	2.63	3.81	2.34
—	—	—	—	0.34	0.07	0.08	0.13	0.22	0.12	0.27	—	—	—
—	—	—	—	0.11	<0.06	<0.06	Не обн.	<0.06	0.11	0.99	—	—	—
99.92	99.28	99.25	99.36	100.02	100.01	99.91	99.59	99.75	99.96	99.88	100.14	100.12	99.99
42	32	40	40	75	54	41	47	29	44	37	61	50	42
160	95	130	130	220	190	110	140	110	140	150	100	200	97
35	26	41	37	42	32	45	35	31	51	38	49	71	46
160	200	210	240	200	220	360	230	270	340	270	270	230	260
190	80	230	210	440	460	310	130	140	230	140	110	590	170
58.86	64.47	90.19	51.28	23.03	44.53	15.28	51.72	32.98	23.96	47.95	106.80	34.42	38.47
278.66	300.85	305.07	306.97	150.60	259.76	165.93	170.47	259.09	259.73	269.69	137.36	217.23	330.17
22.70	22.66	21.97	24.37	22.25	21.82	20.27	18.01	19.43	17.70	13.91	25.36	21.11	18.19
119.62	111.63	91.50	97.82	89.66	88.30	72.30	38.57	108.07	87.21	74.78	43.71	39.51	110.82
13.79	13.84	13.41	15.09	8.95	8.54	5.24	2.46	7.46	5.99	4.89	6.49	4.06	10.49
517.81	496.58	378.87	429.06	283.71	306.94	314.53	230.05	355.59	404.19	540.28	266.19	356.47	382.25
26.63	26.96	25.92	28.74	21.43	20.72	14.80	8.75	19.61	17.80	13.63	12.59	8.07	17.16
54.05	53.84	50.76	57.53	44.27	41.02	26.49	16.98	38.82	35.98	26.49	24.00	17.57	36.13
6.13	6.10	5.84	6.44	5.00	4.76	3.53	2.39	4.97	4.72	3.48	3.17	2.30	4.46
26.51	26.46	25.36	28.00	20.54	19.61	14.58	10.86	21.61	21.26	15.68	13.05	10.33	17.66
6.05	5.96	5.61	6.18	4.24	4.16	3.19	2.53	4.31	4.24	3.34	3.15	2.61	3.92
1.43	1.43	1.30	1.44	1.03	1.23	1.03	0.98	1.32	1.41	1.10	0.90	0.93	1.11
5.00	4.97	4.70	5.26	4.21	4.16	3.12	2.82	4.17	3.95	2.96	3.62	3.14	3.72
0.86	0.88	0.85	0.90	0.69	0.68	0.48	0.45	0.56	0.56	0.45	0.64	0.50	0.55
4.50	4.36	4.24	4.60	3.93	4.30	3.42	3.39	3.72	3.49	2.77	4.31	3.68	3.42
0.87	0.87	0.80	0.94	0.90	0.93	0.78	0.73	0.74	0.72	0.58	0.97	0.81	0.66
2.66	2.73	2.46	2.92	2.19	2.32	1.92	1.84	1.54	1.62	1.33	2.68	2.16	1.69
0.39	0.36	0.35	0.39	0.27	0.31	0.31	0.29	0.26	0.25	0.21	0.40	0.34	0.25
2.49	2.23	2.30	2.36	1.92	2.19	1.96	1.87	1.63	1.51	1.37	2.58	2.16	1.56
0.37	0.35	0.33	0.39	0.28	0.33	0.30	0.29	0.23	0.24	0.20	0.40	0.36	0.23
3.39	3.07	2.66	2.87	2.35	2.47	1.89	1.21	3.02	2.50	2.05	1.45	1.31	3.17
0.84	0.81	0.81	0.92	1.06	0.92	0.59	0.37	0.80	0.77	0.50	0.41	0.21	0.44
4.81	4.54	4.27	5.16	3.74	4.27	1.75	1.31	3.50	2.85	2.39	3.02	1.33	3.93
1.06	0.93	0.73	1.03	0.71	0.90	0.28	0.38	0.77	0.62	0.51	0.82	0.33	0.71
63.7	62.7	65.4	63.3	63.1	64.8	59.8	57.2	60.3	52.9	60.1	66.9	68.9	62.9
7.15	8.08	7.53	8.15	7.46	6.33	5.05	3.13	8.04	7.88	6.65	3.26	2.50	7.36
0.80	0.81	0.78	0.77	0.75	0.91	1.00	1.13	0.96	1.06	1.08	0.82	1.00	0.89
2.93	2.75	2.67	2.87	3.51	4.19	2.80	4.47	3.94	3.99	4.10	3.90	2.75	3.14
2.00	2.02	2.01	1.98	2.49	2.52	2.93	3.69	2.73	3.08	2.89	2.01	2.06	1.70
1.46	1.36	1.33	1.45	1.41	1.67	0.96	1.21	1.44	1.29	1.42	1.94	1.33	1.85
2.72	2.79	2.85	2.87	3.12	3.07	2.86	2.13	2.81	2.59	2.52	2.47	1.91	2.70
0.48	0.51	0.49	0.50	0.66	0.63	0.62	0.71	0.57	0.57	0.62	0.43	0.68	0.60
0.44	0.45	0.46	0.45	0.36	0.33	0.37	0.26	0.33	0.30	0.31	0.38	0.45	0.46

Примечание.  $mg\# = Mg \cdot 100 / (Mg + Fe^{2+})$ , где  $Mg = MgO/40.31$ ,  $Fe^{2+} = (Fe_2O_3 \cdot 0.8998 - 0.85) / 71.85$ ;  $Eu/Eu^* = Eu_n / \sqrt{Sm_n \cdot Gd_n}$ ;  $Ti/Ti^* = Ti_{pm} / \sqrt{Sm_{pm} \cdot Gd_{pm}}$ ;  $Nb/Nb^* = 0.3618 \cdot Nb / \sqrt{Th \cdot La}$  [Туркина, Ножкин, 2008].  $n$  — значения нормализованы по составу хондрита [Nakamura, 1974],  $pm$  — значения нормализованы по составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989]. Прочерк — оксид не определялся. Не обн. — оксид не обнаружен.

топный состав Nd был измерен на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 в статическом режиме.  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  отношения были рассчитаны исходя из определенных методом ICP-MS концентраций Sm и Nd. Измеренные отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  нормализованы к отношению  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$  и приведены к отношению  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512100$  в Nd-стандарте JNdi-1. Средневзвешенное значение в Nd-стандарте JNdi-1 за период измерений составило  $0.512101 \pm 8$  ( $n = 20$ ).

При расчете величин  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  и модельного возраста  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  использованы современные значения CHUR, по [Jacobsen, Wasserburg, 1984] ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ ) и DM, по [Goldstein, Jacobsen, 1988] ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$ ).

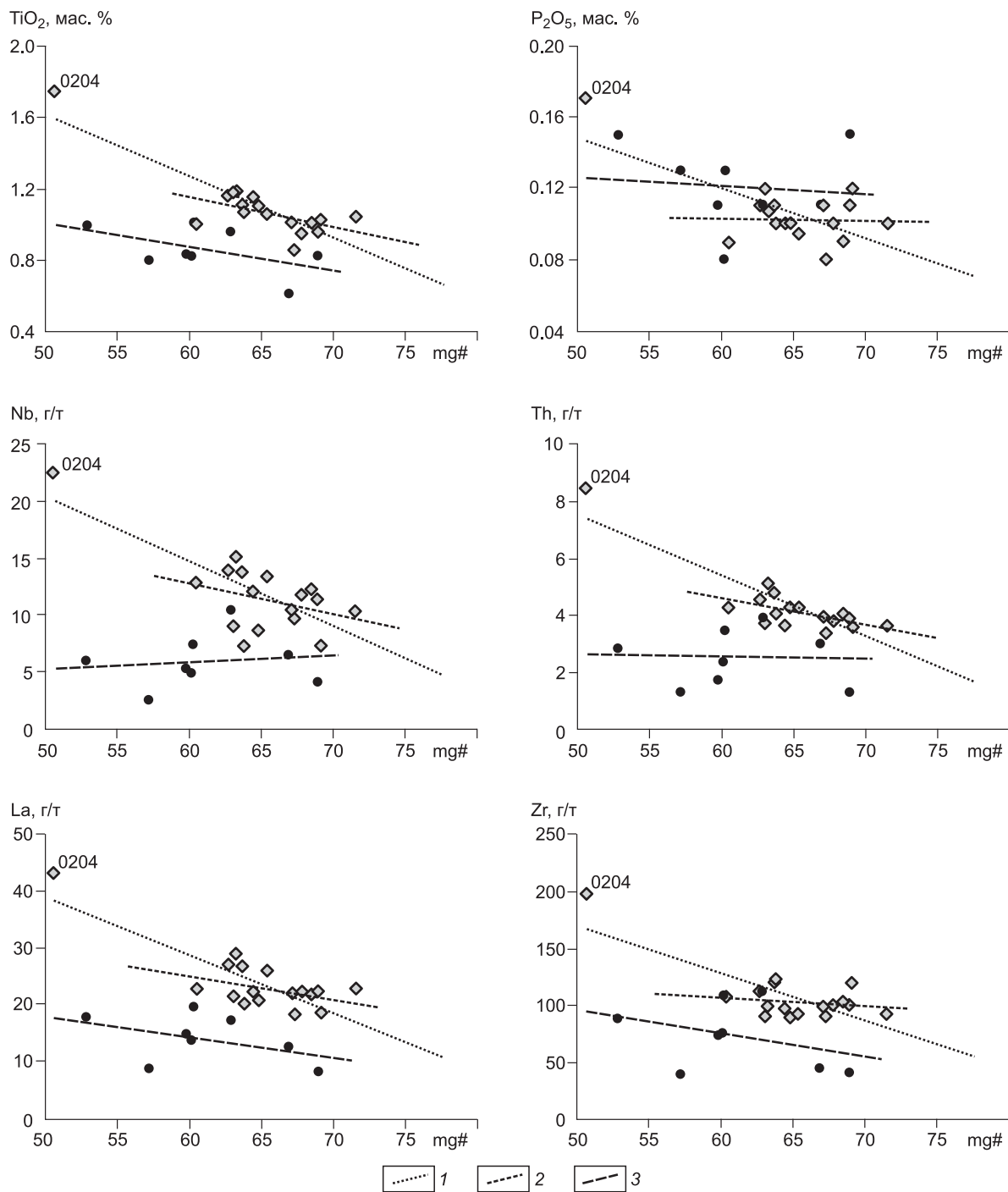


**Рис. 4.** Диаграммы  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  [Шарпенюк и др., 2009] (а) и  $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  [Le Maitre, 1989] (б) для позднепалеопротерозойских базитов Северного Прибайкалья.

Базиты участков: 1 — Хибелен, 2 — Чай.

## ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЗИТОВ

Для базитов южной и северной частей дайкового роя (участки Хибелен и Чая) определены содержания  $\text{SiO}_2 = 48.6\text{—}51.8$  и  $45.4\text{—}56.7$  мас. %,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 3.00\text{—}5.04$  и  $2.07\text{—}4.44$  мас. % соответственно (табл. 4). На классификационной диаграмме  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  [Шарпенко и др., 2009] фигуративные точки базитов участка Хибелен попадают в поля базальтов и трахибазальтов, а точки составов базитов участка Чая — в поля базальтов и андезибазальтов (рис. 4, а). По содержанию  $\text{K}_2\text{O}$  проанализи-



**Рис. 5. Вариационные диаграммы  $\text{mg}\# - \text{TiO}_2, \text{P}_2\text{O}_5, \text{Nb}, \text{Th}, \text{La}, \text{Zr}$  для позднепалеопротерозойских базитов Северного Прибайкалья.**

1 — линии тренда, построенные по всем точкам составов базитов участка Хибелен; 2 — линии тренда, построенные по точкам составов базитов участка Хибелен, исключая дифференцированный обр. 0204; 3 — линии тренда, построенные по точкам составов базитов участка Чая. Остальные усл. обозн. см. на рис. 4.

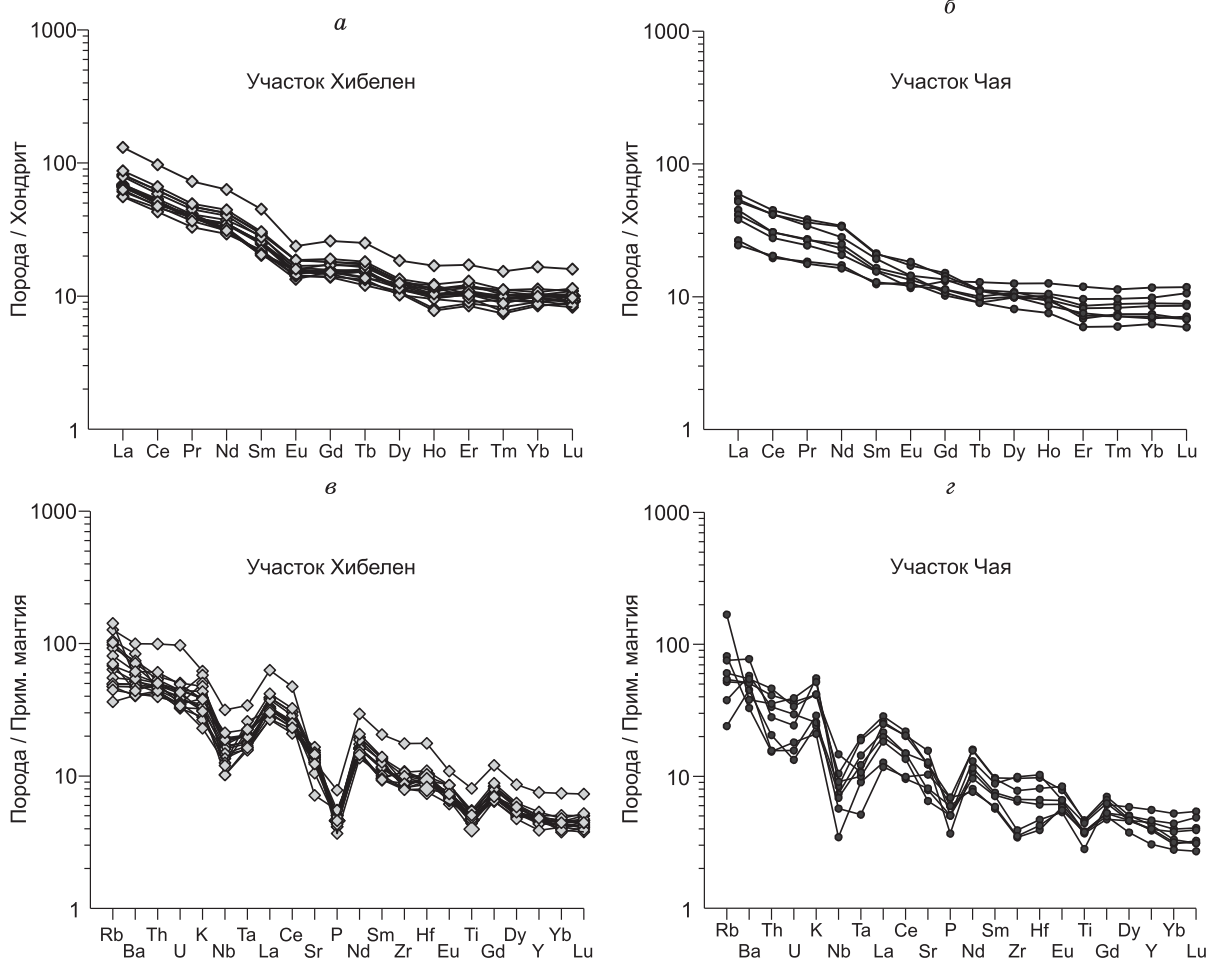


Рис. 6. Спектры распределения редкоземельных элементов (*а, б*), нормализованные к хондриту [Nakamura, 1974], и мультиэлементные спектры (*в, г*), нормализованные к составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989], позднепалеопротерозойских базитов Северного Прибайкалья.

рованные базиты обоих участков соответствуют умеренно- и высококалиевой сериям (см. рис. 4, б). На основании отмеченных выше петрохимических данных, а также согласуясь с петрографическими характеристиками пород, а именно присутствием в них первичных биотита и калиевого полевого шпата, базиты участков Хибелен и Чая могут быть отнесены к умеренно-щелочной (субщелочной) серии. Базиты участков Хибелен и Чая характеризуются низкими и умеренными содержаниями  $TiO_2 = 0.86—1.75$  и  $0.61—1.01$  мас. %, а также  $P_2O_5 = 0.08—0.17$  и  $0.08—0.15$  мас. % соответственно (см. табл. 4).

Все проанализированные породы относятся к дифференцированным сериям, значения  $mg\#$  в базитах участка Хибелен варьируют от 51 до 72, а в базитах участка Чая от 53 до 69 (см. табл. 4, рис. 5). Следует отметить, что вариации по  $mg\#$  наблюдаются как для всего дайкового роя в целом, так и для отдельных тел в частности. Например, для образцов 0201—0205, отобранных из одной дайки участка Хибелен, значения  $mg\#$  варьируют от 51 до 69, при этом максимальное значение  $mg\#$  фиксируется для образца из центральной части дайки, минимальное — для образца из краевой части (см. табл. 4). На вариационных диаграммах отмечаются отрицательные корреляции между  $mg\#$  и  $TiO_2$ , Th, Nb, La для базитов участка Хибелен, причем корреляции, хоть и в разной степени выраженные, фиксируются как для всех изученных образцов, так и при исключении из анализа самого дифференцированного обр. 0204 (см. рис. 5). Между  $mg\#$  и  $P_2O_5$ , Zr корреляции для базитов участка Хибелен отсутствуют при исключении из анализа дифференцированного обр. 0204. Для базитов участка Чая слабо выраженные отрицательные корреляции прослеживаются между  $mg\#$  и  $TiO_2$ , La, Zr, в то же время корреляции между  $mg\#$  и  $P_2O_5$ , Nb, Th отсутствуют (см. рис. 5).

Базиты участка Чая характеризуются более низкими значениями  $TiO_2$ , La, Th, Nb, чем базиты участка Хибелен при одинаковых значениях  $mg\#$  (см. табл. 4, рис. 5). В среднем исследуемые породы

Таблица 5. Sm-Nd изотопные данные для базитов участков Хибелен и Ча́я

Номер образца	Возраст, млн лет	Содержание, г/т		$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ , млн лет
		Sm	Nd				
<i>Базиты участка Хибелен</i>							
0202	1674	5.21	21.65	0.1449	$0.511708 \pm 6$	-7.0	3177
0204	1674	9.14	39.79	0.1383	$0.511643 \pm 7$	-6.9	3032
0248	1674	4.36	19.25	0.1363	$0.511711 \pm 14$	-5.1	2820
0250	1674	5.19	22.06	0.1417	$0.511710 \pm 8$	-6.3	3033
0259	1674	5.96	26.46	0.1355	$0.511677 \pm 5$	-5.6	2860
<i>Базиты участка Ча́я</i>							
04104	1752	4.31	21.61	0.1199	$0.511628 \pm 8$	-2.5	2466
04105	1752	4.24	21.26	0.1200	$0.511637 \pm 7$	-2.3	2453
04107	1752	3.34	15.68	0.1284	$0.511682 \pm 24$	-3.3	2613
06392	1752	2.61	10.33	0.1523	$0.511944 \pm 7$	-3.6	2982
06393	1752	3.92	17.66	0.1338	$0.511646 \pm 10$	-5.2	2856

обнаруживают невысокие содержания Nb, варьирующие от 7.25 до 22.54 г/т в базитах участка Хибелен и от 2.46 до 10.49 г/т в базитах участка Ча́я. Проанализированные базиты характеризуются повышенными содержаниями Th, изменяющимися от 3.36 до 8.44 г/т на участке Хибелен и от 1.31 до 3.93 г/т на участке Ча́я (см. табл. 4, рис. 5).

Базиты участка Хибелен характеризуются более высокими по сравнению с базитами участка Ча́я содержаниями легких РЗЭ (La = 18.32—43.20 против 7.91—19.61 г/т). Породы обнаруживают фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов:  $(\text{La}/\text{Yb})_n = 6.06—8.15$  в базитах участка Хибелен и 2.50—8.04 в базитах участка Ча́я (рис. 6, а, б). Отношение  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  варьирует от 0.69 до 0.91 в базитах участка Хибелен и от 0.82 до 1.13 в базитах участка Ча́я (см. табл. 4).

На нормированных по составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] мультиэлементных спектрах базитов участков Хибелен и Ча́я отмечаются хорошо выраженные отрицательные аномалии по Nb-Ta, P и Ti (см. рис. 6, в, г).

Для Sm-Nd изотопных исследований были выбраны наиболее представительные образцы базитов участка Хибелен (5 образцов) и участка Ча́я (5 образцов) с варьирующими значениями mg# и  $\text{SiO}_2$ .

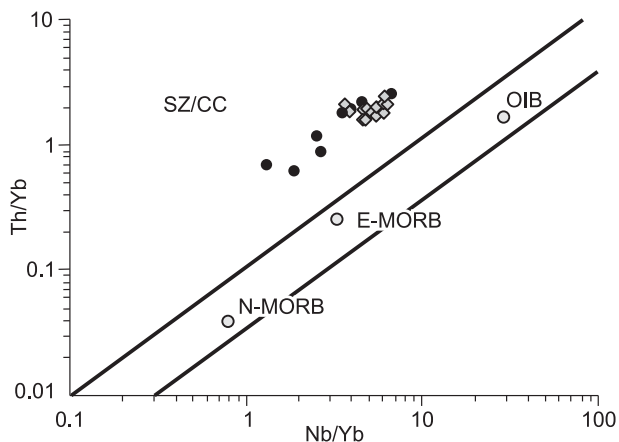
Данные по изотопному составу Nd (табл. 5) свидетельствуют о том, что базиты участков Хибелен и Ча́я имеют ряд общих черт. В частности, исследованные породы характеризуются близкими измеренными значениями отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , которое варьируется от 0.511643 до 0.511711 в базитах участка Хибелен и от 0.511628 до 0.511944 в базитах участка Ча́я. Все образцы характеризуются отрицательными первичными значениями  $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ . Однако рассчитанные значения  $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$  для базитов участка Хибелен несколько ниже ( $\varepsilon_{\text{Nd}}(1674 \text{ млн лет}) = -5.1$  до  $-7.0$ ), чем для базитов участка Ча́я ( $\varepsilon_{\text{Nd}}(1752 \text{ млн лет}) = -2.3 \dots -5.2$ ) (см. табл. 5).

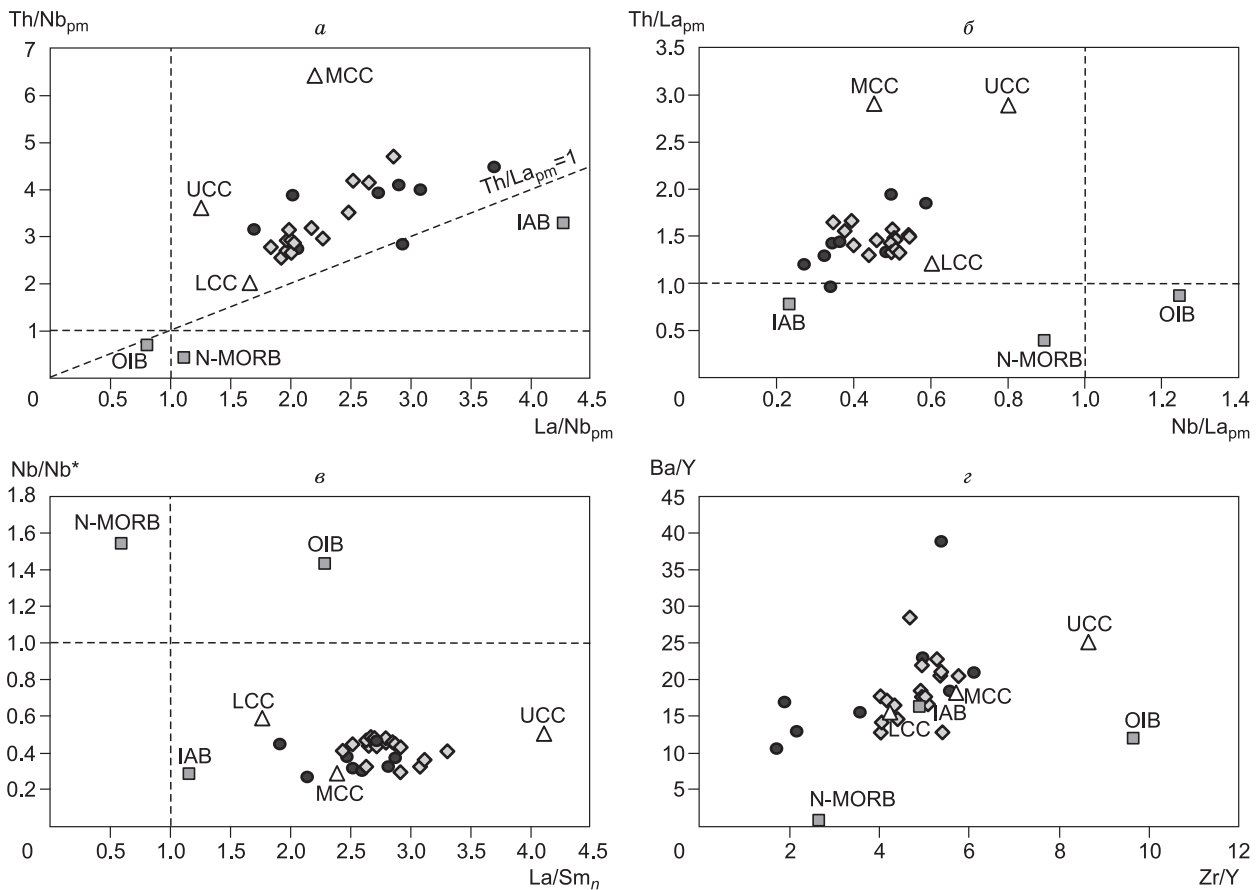
### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Базиты участков Хибелен и Ча́я характеризуются хорошо выраженными отрицательными Nb-Ta и Ti аномалиями на мультиэлементных спектрах (см. рис. 6, в, г) и отрицательными значениями  $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$  (см. табл. 5). На диаграмме Th/Yb—Nb/Yb [Pearce, 1983; Dampare et al., 2008] (рис. 7) фигуративные точки всех базитов располагаются вне поля базальтов N-MORB — E-MORB — OIB и попадают в область пород, формирующихся за счет мантийных

Рис. 7. Диаграмма Th/Yb—Nb/Yb [Pearce, 1983; Dampare et al., 2008] для позднепалеопротерозойских базитов Северного Прибайкалья.

Точки составов N-MORB, E-MORB и OIB нанесены по [Sun, McDonough, 1989]. SZ/CC — область пород, формирующихся за счет мантийных источников либо содержащих субдукционный компонент, либо контаминированных коровым материалом. Усл. обозн. см. на рис. 4.





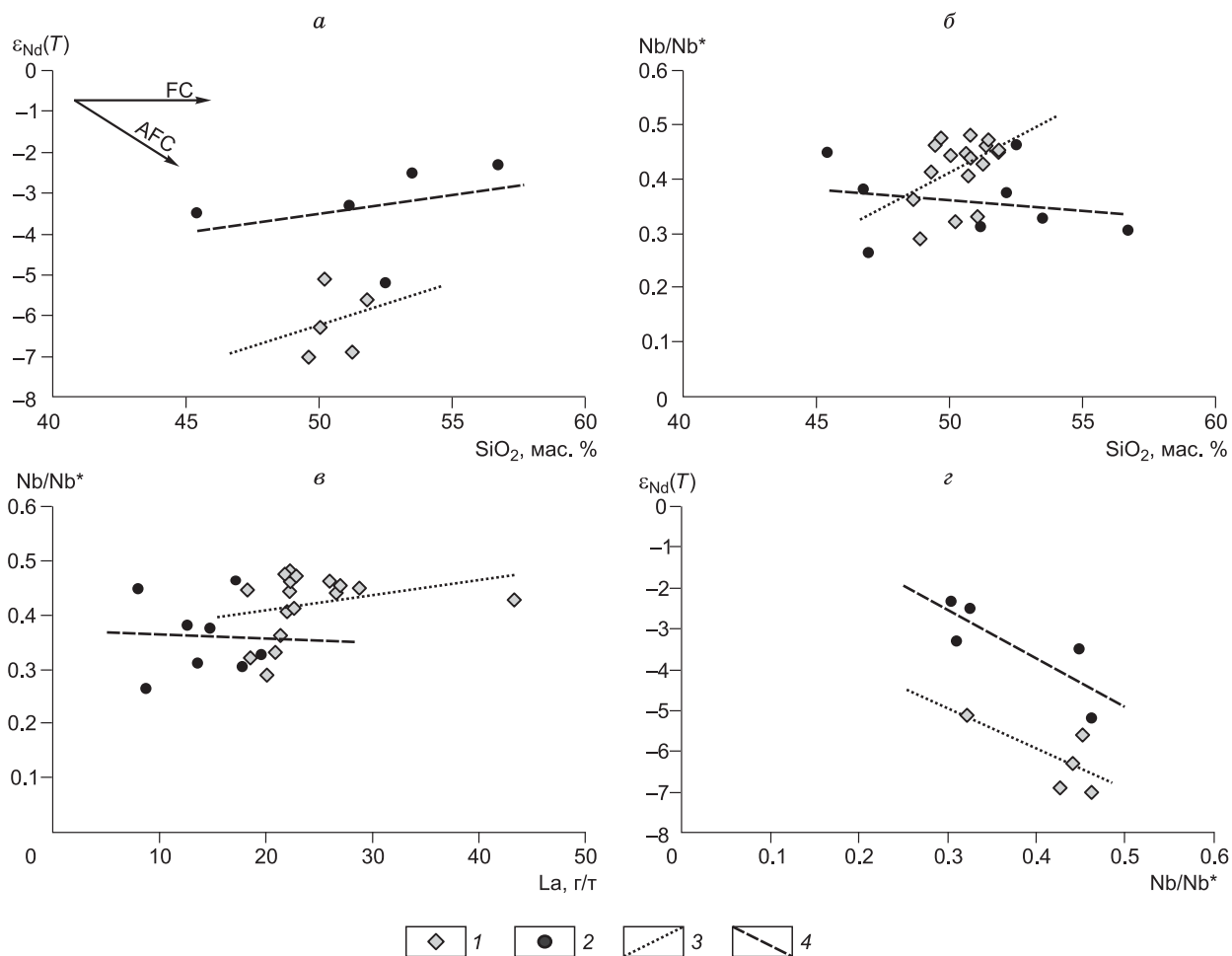
**Рис. 8.** Диаграммы  $\text{Th}/\text{Nb}_{\text{pm}}-\text{La}/\text{Nb}_{\text{pm}}$  (а),  $\text{Th}/\text{La}_{\text{pm}}-\text{Nb}/\text{La}_{\text{pm}}$  (б),  $\text{Nb}/\text{Nb}^*-\text{La}/\text{Sm}_n$  (в),  $\text{Ba}/\text{Y}-\text{Zr}/\text{Y}$  (г) для позднепалеопротерозойских базитов Северного Прибайкалья.

Точки составов N-MORB и OIB нанесены по [Sun, McDonough, 1989], точка состава IAB, по [Dorendorf et al., 2000]. Точки составов верхней части континентальной коры (UCC), средней части континентальной коры (MCC) и нижней части континентальной коры (LCC) нанесены по [Rudnick, Fountain, 1995]. Усл. обозн. см. на рис. 4.

источников либо содержащих субдукционный компонент, либо контаминированных коровым материалом. Проанализируем, какой из этих процессов мог явиться основным при формировании базитов, используя главным образом соотношения таких элементов, как Th, Nb, La, которые являются индикаторными для реконструкции разнообразных мантийных источников, а также отношения других несовместимых элементов, в частности Zr, Y [Saunders et al., 1988; Сафонова и др., 2008; Туркина, Ножкин, 2008].

Для базитов участков Хибелен и Чая отмечаются высокие значения индикаторных отношений  $\text{Th}/\text{Nb}_{\text{pm}}$  (2.56—4.19 в породах участка Хибелен и 2.75—4.47 в породах участка Чая),  $\text{La}/\text{Nb}_{\text{pm}}$  (1.83—2.86 в породах участка Хибелен и 1.70—3.69 в породах участка Чая), которые близки к таковым в породах континентальной коры (рис. 8, а). При этом значения  $\text{Th}/\text{Nb}_{\text{pm}}$  преимущественно больше  $\text{La}/\text{Nb}_{\text{pm}}$  (исключение обр. 0486, участок Чая) и соответственно  $\text{Th}/\text{La}_{\text{pm}} = 0.96-1.94$ , т.е. практически всегда  $> 1$ , что является характерной особенностью пород континентальной коры и отличает их от мантийных пород, в том числе и от островодужных базальтов (см. рис. 8, а, б). Кроме того, для базитов участков Хибелен и Чая отмечаются высокие значения отношения  $\text{La}/\text{Sm}_n$  (1.91—3.30), близкие к породам континентальной коры (см. рис. 8, в). Отмеченные индикаторные отношения в совокупности с хорошо выраженными аномалиями по Ti на мультиэлементных спектрах ( $\text{Ti}/\text{Ti}^* = 0.47-0.66$  в базитах участка Хибелен и 0.43—0.71 в базитах участка Чая) (см. табл. 4; рис. 6, в, г) и с отрицательными значениями  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  (см. табл. 5) могут указывать на контаминацию мантийных источников родоначальных для базитов коровым материалом.

В пользу процессов контаминации как основных в формировании исследованных базитов указывают также высокие значения отношений Ba/Y, которые в среднем выше, чем в островодужных базаль-



**Рис. 9.** Диаграммы  $\epsilon_{Nd}(T)$ — $SiO_2$  (а),  $Nb/Nb^*$ — $SiO_2$  (б),  $Nb/Nb^*$ — $La$  (в),  $\epsilon_{Nd}(T)$ — $Nb/Nb^*$  (з) для позднепалеопротерозойских базитов Северного Прибайкалья.

Базиты участков: 1 — Хибелен, 2 — Чая; 3 — линия тренда, построенная по точкам состава базитов участка Хибелен; 4 — линия тренда, построенная по точкам состава базитов участка Чая. FC — тренд фракционной кристаллизации, AFC — тренд одновременной ассимиляции и фракционной кристаллизации.

тоидах, формирование которых связано с процессами субдукции, и совпадают с подобными отношениями в породах континентальной коры (см. рис. 8, з) [Мартынов и др., 2007].

Особо подчеркнем, что геохимические характеристики пород, загрязненных континентальной корой, фиксируются для всех проанализированных базитов, в том числе и для самых примитивных разновидностей с  $mg\# > 65$  (см. табл. 4). Отметим также, что как для базитов участка Хибелен, так и для базитов участка Чая не отмечается отчетливых корреляций между  $Th/La_{pm}$  и  $Nb/La_{pm}$ ,  $Nb/Nb^*$  и  $La/Sm_n$  (см. рис. 8, б, в), что отличает их от классических загрязненных вулканитов основного состава [Туркина, Ножкин, 2008]. Однако, как можно наблюдать на диаграммах (см. рис. 8, б, в), такие корреляции могли быть возможны только в том случае, когда мантийный источник, подобный N-MORB или OIB, был бы загрязнен коровым материалом. Также отсутствуют корреляции между  $\epsilon_{Nd}(T)$  и  $SiO_2$  для базитов обоих участков (рис. 9, а). Не фиксируются корреляции между глубиной Nb аномалии (отношение  $Nb/Nb^*$ ) и такими коровыми компонентами, как  $SiO_2$ ,  $La$  для базитов участка Чая (см. рис. 9, б, в). Что касается базитов участка Хибелен, то отмечаются положительные корреляции между  $Nb/Nb^*$  и содержаниями  $SiO_2$ ,  $La$  (см. рис. 9, б, в), т.е. глубина Nb аномалии уменьшается с увеличением количества корового компонента, что противоречит классической модели загрязнения мантийного источника коровым компонентом. На диаграмме в координатах  $\epsilon_{Nd}(T)$ — $Nb/Nb^*$  (см. рис. 9, з) отмечается отрицательная корреляция между этими значениями, т.е. с уменьшением значений  $\epsilon_{Nd}(T)$  уменьшается глубина Nb аномалии, что также является прямо противоположным классической загрязнению мантийного источника коровым материалом [Patchett et al., 1994].

Таким образом, несмотря на то что все индикаторные геохимические отношения указывают на формирование базитов участков Хибелен и Чая за счет контаминированного континентальной корой мантийного источника, отмеченные выше корреляционные взаимоотношения редких элементов и изотопного состава Nd указывают на то, что ни для участка Хибелен, ни для участка Чая не фиксируется простой классической модели контаминации мантийного источника коровым компонентом. В любом случае отметим, что родоначальные для базитов расплавы должны были формироваться в пределах промежуточных магматических камер, находящихся на коровом уровне, где, по всей видимости, и происходила контаминация мантийного вещества коровым материалом.

Для того чтобы оценить источники базитов участков Хибелен и Чая, проанализируем отношения несовместимых элементов, которые не зависят от процессов фракционной кристаллизации и частичного плавления, но являются хорошими индикаторами гетерогенности источников [Интерпретация..., 2001]. Речь идет о таких отношениях, как Th/Nb, La/Nb, Zr/Y, Y/Nb, Zr/Nb. Базиты участков Хибелен и Чая характеризуются варьирующими значениями отношений La/Nb, Th/Nb, Zr/Nb, Y/Nb (рис. 10). Отношения Zr/Y достаточно близки в базитах участка Хибелен и отличаются в базитах участка Чая (см. рис. 10, а, в).

Отношения несовместимых элементов в базитах участка Хибелен близки к таковым или в континентальной коре, или в островодужных базальтах (см. рис. 10), что позволяет допускать именно такой смешанный источник для данных пород. Еще раз подчеркнем, что наблюдается отсутствие корреляции между  $\epsilon_{Nd}(T)$  и  $SiO_2$  (см. рис. 9, а) и отрицательная корреляция между  $\epsilon_{Nd}(T)$  и глубиной Nb аномалии (см. рис. 9, з), что не соответствует классической модели коровой контаминации мантийного источника. Однако на диаграмме Th/Nb—La/Nb (см. рис. 10, б) можно видеть, что породы средней коры обнаруживают более высокие значения данных отношений относительно пород нижней и верхней коры, т.е. характеризуются более хорошо выраженной Nb аномалией ( $Nb/Nb^*$  (средняя кора) = 0.28,  $Nb/Nb^*$  (нижняя, верхняя кора) = 0.58—0.50 [Rudnick, Fountain, 1995]). Поэтому отмеченные закономерности в отношениях  $\epsilon_{Nd}(T)$ — $Nb/Nb^*$  вполне могут быть объяснены первоначальной контаминацией мантийного

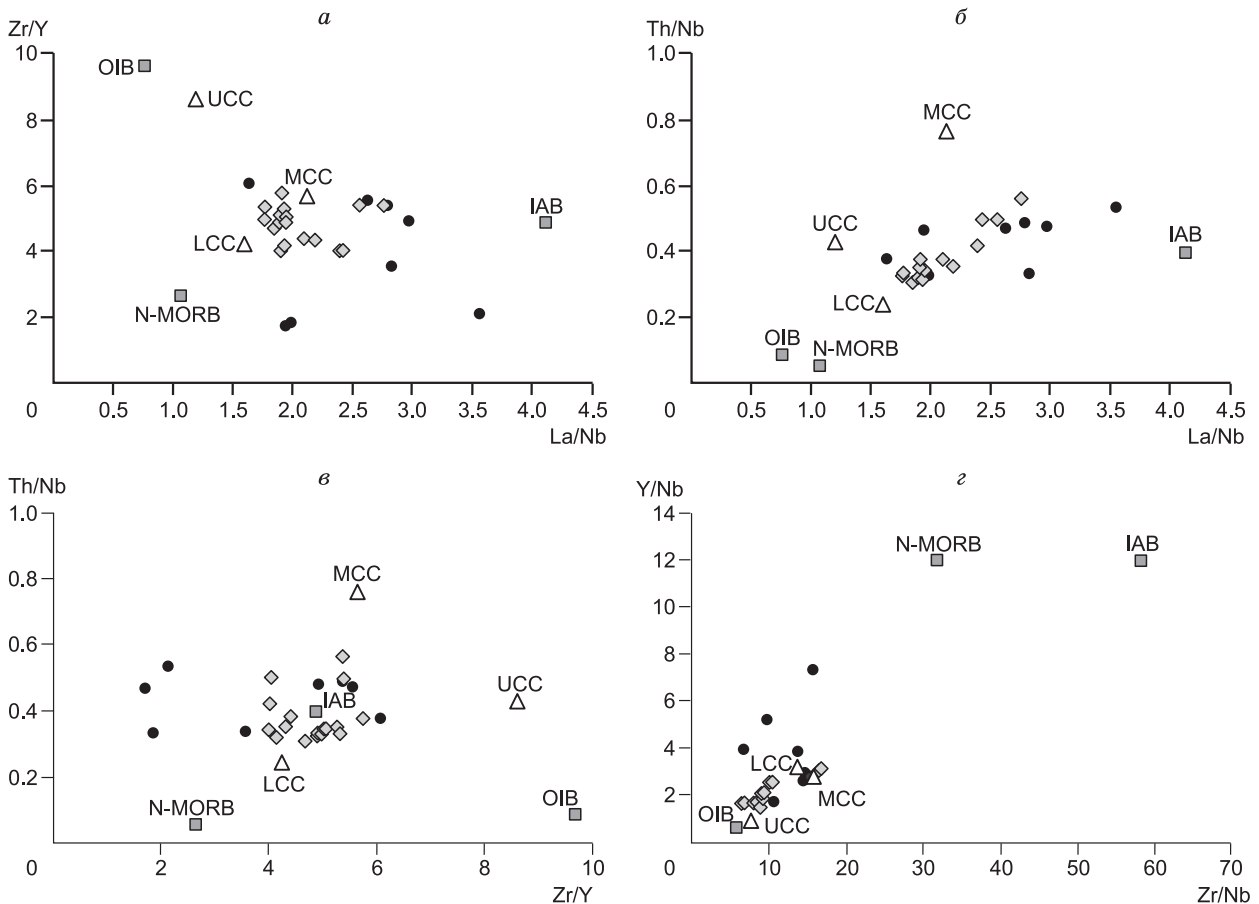
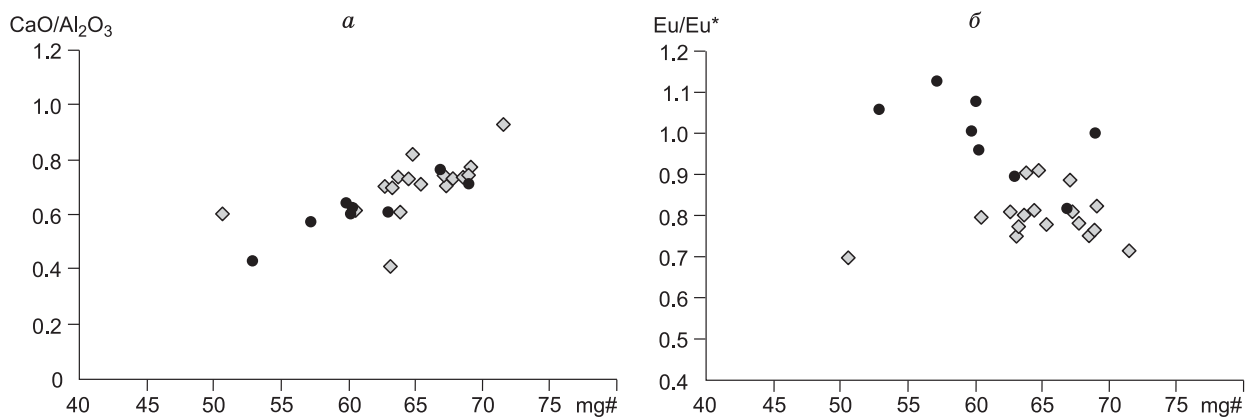


Рис. 10. Диаграммы Zr/Y—La/Nb (а), Th/Nb—La/Nb (б), Th/Nb—Zr/Y (в), Y/Nb—Zr/Nb (з) для позднепалеопротерозойских базитов Северного Прибайкалья.

Усл. обозн. см. на рис. 4 и 8.





**Рис. 11.** Диаграммы  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ — $\text{mg}\#$  (а),  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$ — $\text{mg}\#$  (б) для позднепалеопротерозойских базитов Северного Прибайкалья.

Усл. обозн. см. на рис. 4.

источника, вероятно, с характеристиками, близкими к островодужным базальтам (IAB), породами средней коры, а затем уже добавлением к этому смешанному источнику пород с характеристиками нижней/верхней коры. Вполне вероятно, что имело место перемещение расплава из одной промежуточной камеры в другую в пределах континентальной коры, где и произошла контаминация расплава коровым материалом уже другого химического состава. О возможности присутствия в источнике базитов участка Хибелен мантийного компонента с островодужными геохимическими характеристиками свидетельствует тот факт, что субдукционно обогащенный литосферный источник был установлен для магматических пород основного состава с возрастом 1.88—1.85 млрд лет, внедрение которых имело место вблизи района распространения рассматриваемых базитов [Шохонова и др., 2010].

Для базитов участка Чая фиксируются сильно варьирующие отношения всех несовместимых элементов. В частности, по отношению  $\text{La}/\text{Nb}$  исследованные базиты близки к островодужным базальтам и породам средней и нижней коры, по отношению  $\text{Th}/\text{Nb}$  — к островодужным базальтам и породам средней и верхней коры, по отношению  $\text{Zr}/\text{Y}$  — к островодужным базальтам и базальтам типа N-MORB, а также породам нижней и средней коры, по отношению  $\text{Y}/\text{Nb}$  — к породам средней и нижней коры, смещаясь в область базальтов N-MORB (см. рис. 10). Таким образом, в совокупности мы можем говорить о том, что родоначальным для базитов участка Чая был мантийно-коровый источник, образованный при смешении мантийных компонентов, близких по составу к базальтам типа IAB и базальтам типа N-MORB, с коровым компонентом. В пользу добавления к источнику базитов участка Чая примитивного мантийного компонента, близкого по составу базальтам N-MORB, могут служить более низкие содержания таких элементов, как Th, Nb, La, и более высокие значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ , фиксирующиеся в этих базитах относительно базитов участка Хибелен (см. табл. 4; рис. 5, 9).

Важным моментом также является то, что точки составов базитов участков Хибелен и Чая располагаются практически всегда на значительном отдалении от точки состава базальта типа OIB, что позволяет исключить мантийный компонент с подобными геохимическими характеристиками из источника базитов обоих участков (см. рис. 10). Это обстоятельство позволяет допускать лишь минимальное влияние мантийного плюма на формирование базитов.

Значительные вариации в значениях  $\text{mg}\#$ , фиксирующиеся для базитов участков Хибелен и Чая, а также положение фигуративных точек на вариационных диаграммах (см. рис. 5) позволяют сделать вывод об определенной роли процессов фракционной кристаллизации при формировании исследованных пород. Для базитов участков Хибелен и Чая фиксируются хорошо выраженные положительные корреляции между  $\text{mg}\#$  и  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  (рис. 11, а), что свидетельствует о фракционировании клинопироксена при формировании дифференцированных разностей. Для базитов участка Чая наблюдается увеличение значений  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  с уменьшением  $\text{mg}\#$ , т.е. с увеличением степени фракционирования, что может свидетельствовать о присутствии большего количества плагиоклаза в более фракционированных разностях.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изотопно-геохимические характеристики позднепалеопротерозойских базитов из интрузий южной (участок Хибелен) и северной (участок Чая) частей дайкового роя, распространенного в Байкаль-

ском краевом выступе фундамента Сибирского кратона (Северное Прибайкалье), позволяют распознать как сходство, так и некоторые отличия в их источниках и особенностях формирования.

Базиты участка Хибелен по своему химическому составу соответствуют базальтам и трахибазальтам, а базиты участка Чая базальтам и андезитобазальтам. На основании петрографических и петрохимических данных, базиты участков Хибелен и Чая могут быть отнесены к умеренно-щелочной (субщелочной) серии.

Все изученные базиты характеризуются хорошо выраженными отрицательными Nb-Ta и Ti аномалиями на мультиэлементных спектрах, отрицательными значениями  $\epsilon_{Nd}(T)$ , значениями индикаторных геохимических отношений  $Th/Nb_{pm}$ ,  $La/Nb_{pm}$ ,  $La/Sm_n > 1$ , что в совокупности указывает на формирование базитов обоих участков за счет контаминированных континентальной корой мантийных источников. Предполагается, что процессы контаминации имели место в пределах промежуточных магматических камер, находящихся на коровом уровне.

Для базитов участка Хибелен допускается первоначальная контаминация мантийного источника, вероятно, с характеристиками, близкими к IAB, породами средней коры, а затем уже добавлением к этому смешанному источнику контаминанта с характеристиками нижней/верхней коры. Дифференцированные разности базитов данного участка формировались в результате фракционирования клинопироксена.

Родоначальным для базитов участка Чая предполагается мантийно-коровый источник, образованный при смешении мантийных компонентов, близких по составу к островодужным базальтам и базальтам типа N-MORB, с коровым компонентом. Дифференцированные разности базитов данного участка также формировались в результате фракционирования клинопироксена.

Проведенные исследования показали гетерогенность верхней мантии под различными, даже незначительно удаленными друг от друга, участками фундамента Сибирского кратона. Кроме того, некоторые отличия в возрасте между базитами южной и северной частей дайкового роя могут свидетельствовать о том, что по мере развития процессов растяжения с севера на юго-запад происходило изменение составов мантийных источников от смешанного IAB-MORB к островодужному, при участии корового компонента в обоих случаях.

Авторы благодарят Т.А. Корнилову (ИЗК СО РАН) за помощь в проведении петрографических исследований пород.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 13-05-91173-ГФЕН\_а) и проекта фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 10.3.

#### ЛИТЕРАТУРА

**Бухаров А.А.** Протоактивизированные зоны древних платформ. Новосибирск, Наука, 1987, 202 с.

**Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Скляров Е.В., Пономарчук В.А.** Комплексы-индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона в докембрии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 22—41.

**Гладкочуб Д.П., Писаревский С. А., Эрнст Р., Донская Т.В., Седерлунд У., Мазукабзов А.М., Хейнс Дж.** Крупная магматическая провинция (КМП) с возрастом ~ 1750 млн лет на площади Сибирского кратона // ДАН, 2010, т. 430, № 5, с. 654—657.

**Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Эрнст Р., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Писаревский С.А., Вингейт М., Седерлунд У.** Базитовый магматизм Сибирского кратона в протерозое: обзор основных этапов и их геодинамическая интерпретация // Геотектоника, 2012, № 4, с. 28—41.

**Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М.** Петрогенезис раннепротерозойских постколлизийных гранитоидов юга Сибирского кратона // Петрология, 2005, т. 13, № 3, с. 253—279.

**Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Бибикина Е.В., Гладкочуб Д.П., Диденко А.Н., Кириозова Т.И., Водовозов В.Ю., Станевич А.М.** Стратотип чайской свиты акитканской серии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса: возраст и продолжительность осадконакопления // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (9), с. 916—920.

**Донская Т.В., Бибикина Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Баянова Т.Б., ДеВаэле Б., Диденко А.Н., Бухаров А.А., Кириозова Т.И.** Петрогенезис и возраст вулканитов кислого состава Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, Сибирский кратон // Петрология, 2008, т. 16, № 5, с. 452—479.

**Интерпретация геохимических данных.** Ред. Е.В. Скляров. М., Интермет Инжиниринг, 2001, 288 с.

**Костицын Ю.А.** Взаимосвязь между химической и изотопной (Sr, Nd, Hf, Pb) гетерогенностью мантии // Геохимия, 2007, № 12, с. 1267—1291.

**Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Коваленко В.И., Рыцк Е.Ю., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Ковач В.П., Булдыгеров В.В., Срывцев Н.А.** Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс: возраст, длительность формирования и тектоническое положение // ДАН, 2003, т. 392, № 4, с. 506—511.

**Мартынов Ю.А., Чащин А.А., Симаненко В.П., Мартынов А.Ю.** Маастрихт-датская андезитовая серия Восточного Сихотэ-Алиня: минералогия, геохимия и вопросы петрогенезиса // Петрология, 2007, т. 15, № 3, с. 295—316.

**Неймарк Л.А., Ларин А.М., Яковлева С.З., Срывцев Н.А., Булдыгеров В.В.** Новые данные о возрасте пород акитканской серии Байкало-Патомской складчатой области по результатам U-Pb датирования цирконов // ДАН, 1991, т. 320, № 1, с. 182—186.

**Салоп Л.И.** Геология Байкальской горной области. М., Недра, 1964, т. 1, 516 с.

**Сафонова И.Ю., Симонов В.А., Буслов М.М., Ота Ц., Маруяма Ш.** Неопротерозойские базальты Палеоазиатского океана из Курайского аккреционного клина (Горный Алтай): геохимия, петрогенезис, геодинамические обстановки формирования // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (4), с. 335—356.

**Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Меньшагин Ю.В., Константинов К.М., Ватанабе Т.** Дайковые рои южного фланга Сибирского кратона — индикаторы распада суперконтинента Родиния // Геотектоника, 2000, № 6, с. 59—75.

**Соловьева Л.В., Костровицкий С.И., Ясныгина Т.А.** Геохимическая гетерогенность верхней мантии Сибирского кратона как следствие плюм- и плейт-тектонических процессов // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Тезисы докладов XI Всероссийского петрографического совещания. Екатеринбург, Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2010, т. 2, с. 260—261.

**Срывцев Н.А.** Строение и геохронометрия акитканской серии Западного Прибайкалья // Проблемы стратиграфии раннего докембрия Средней Сибири / Ред. О.В. Грабкин. М., Наука, 1986, с. 50—61.

**Туркина О.М., Ножкин А.Д.** Океанические и рифтогенные метавулканические ассоциации зеленочапечных поясов северо-западной части Шарыжалгайского выступа, Прибайкалье // Петрология, 2008, т. 16, № 5, с. 501—526.

**Шарпенко Л.Н., Кухаренко Е.А., Костин А.Е.** Новые положения Петрографического кодекса о вулканогенных образованиях // Вулканология и сейсмология, 2009, № 4, с. 64—80.

**Шохонина М.Н., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Падерин И.П.** Палеопротерозойские базальтоиды Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса Сибирского кратона: возраст и петрогенезис // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (8), с. 1049—1072.

**Dampare S.B., Shibata T., Asiedu D.K., Osae S., Banoeng-Yakubo B.** Geochemistry of Paleoproterozoic metavolcanic rocks from the southern Ashanti volcanic belt, Ghana: petrogenetic and tectonic setting implications // Precam. Res., 2008, v. 162, p. 403—423.

**Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Poller U., Mazukabzov A.M., Bayanova T.B.** Discovery of Archaean crust within the Akitkan orogenic belt of the Siberian craton: new insight into its architecture and history // Precam. Res., 2009, v. 170, p. 61—72.

**Dorendorf F., Wiechert U., Wörner G.** Hydrated sub-arc mantle: a source for the Klyuchevskoy volcano, Kamchatka/Russia // Earth Planet. Sci. Lett., 2000, v. 175, p. 69—86.

**Droop G.T.R.** A general equation for estimating Fe<sup>3+</sup> concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria // Miner. Mag., 1987, v. 51, p. 431—435.

**Goldstein S.J., Jacobsen S.B.** Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett., 1988, v. 87, p. 249—265.

**Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.** Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II // Earth Planet. Sci. Lett., 1984, v. 67, p. 137—150.

**Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert C.M., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G.** Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names // Canad. Miner., 1997, v. 35, p. 219—246.

**Le Maitre R.W.** A classification of igneous rocks and glossary of terms // Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on Systematics of Igneous Rocks / Ed. R.W. Le Maitre. Oxford, Blackwell Sci. Publ., 1989, 193 p.

**Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G.** Nomenclature of pyroxenes // Amer. Miner., 1988, v. 73, p. 1123—1133.

**Nakamura N.** Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites // Geochim. Cosmochim. Acta, 1974, v. 38, p. 129—147.

**Patchett P.J., Lehnert K., Rehkämper M., Sieber G.** Mantle and crustal effect on the geochemistry of Proterozoic dikes and sills in Sweden // *J. Petrol.*, 1994, v. 35, p. 1095—1125.

**Pearce J.A.** Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // *Continental basalts and mantle xenoliths* / Eds. C.J. Hawkesworth, M.J. Norry. Shiva Publishing Limited, Cheshire, UK, 1983, p. 230—249.

**Rudnick R.L., Fountain D.M.** Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // *Rev. Geoph.*, 1995, v. 33, p. 267—309.

**Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J.** Origin of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: trace element constraints // *J. Petrol. (Special Lithosphere Issue)*, 1988, p. 415—445.

**Sun S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. London. Spec. Publ., 1989, v. 42, p. 313—345.

*Рекомендована к печати 11 октября 2013 г.  
А.Э. Изохом*

*Поступила в редакцию  
1 июля 2013 г.*