

ПЕТРОЛОГИЯ РАННЕМЕЗОЗОЙСКОГО УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВОГО ЛУЧИНСКОГО МАССИВА (юго-восточное обрамление Сибирского кратона)

И.В. Бучко, А.А. Сорокин, А.Э. Изох*, А.М. Ларин, А.Б. Котов**, Е.Б. Сальникова**,
С.Д. Великославинский**, А.П. Сорокин, С.З. Яковлева**, Ю.В. Плоткина****

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, 675000, Благовещенск, ул. Б.Хмельницкого, 2, Россия

** Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

*** Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия*

В составе Лучинского дунит-троктолит-габбрового массива выделено три зоны расслоенной серии (нижняя, средняя и верхняя), сложенные соответственно дунитами и плагиодунитами; троктолитами и оливинными габбро; габбро и габброноритами. Состав исходного для этого массива расплава соответствовал пикробазальту (15—16 % MgO), а его кристаллизация происходила при $T = 1300\text{—}1000\text{ }^\circ\text{C}$ и давлении около 7 кбар. Раннемезозойский возраст (248 ± 1 млн лет), геохимические особенности и расположение Лучинского массива в северном обрамлении восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса позволяет предполагать, что его становление связано либо с тыловой частью зоны субдукции, падающей под южную окраину Джугджуро-Станового супертеррейна, либо его формирование может быть увязано с процессами мантийного разогрева по периферии Сибирского суперплюма.

Расслоенные массивы, исходный расплав, геохронология, U-Pb метод, субдукция, плюм, Джугджуро-Становой супертеррейн.

PETROLOGY OF THE EARLY MESOZOIC ULTRAMAFIC-MAFIC LUCHINA MASSIF

(southeastern periphery of the Siberian craton)

**I.V. Buchko, A.A. Sorokin, A.E. Izokh, A.M. Larin, A.B. Kotov, E.B. Sal'nikova,
S.D. Velikoslavinskii, A.P. Sorokin, S.Z. Yakovleva, and Yu.V. Plotkina**

Three zones of layered series — lower, middle, and upper — composed of dunites and plagiodunites, troctolites and olivine gabbros, gabbros and gabbronorites, respectively, have been recognized in the Luchina massif. The melt that produced the massif rocks was of picobasaltic composition (15–16% MgO), and its crystallization took place at 1300–1000°C and ~7 kbar. The Early Mesozoic age (248 ± 1 Ma), geochemistry, and location of the massif on the northern periphery of the eastern segment of the Mongolo-Okhotsk fold belt suggest that it formed either at the rear of subduction zone dipping beneath the southern margin of the Dzhugdzhur-Stanovoy superterrane or on the periphery of the Siberian superplume during the mantle heating.

Layered massifs, primary melt, geochronology, U-Pb method, subduction, plume, Dzhugdzhur-Stanovoy superterrane

ВВЕДЕНИЕ

В геологическом строении западной части Джугджуро-Станового супертеррейна юго-восточного обрамления Сибирского кратона (рис. 1) значительную роль играют ультрамафит-мафитовые комплексы, возраст, структурное положение и происхождение которых является дискуссионными. На данной территории наиболее широко распространены ультрамафит-мафитовые массивы двух формационных типов — дунит-троктолит-габбрового (Лучинский) и верлит-габбрового (Ильдеусский, Утанакский, Утугайский, Троицкий). В последнее время получены данные, свидетельствующие о палеозойском возрасте значительной части геологических комплексов южного обрамления Северо-Азиатского кратона [Ларин и др., 2001, 2002, 2003, 2006; Бучко и др., 2005, 2007а,б,в; Сальникова и др., 2006], традиционно считавшихся докембрийскими [Геологическая карта..., 1984; Балькин и др., 1986; Мартынюк и др., 1990; Геологическая карта..., 1999]. В настоящей статье в этом плане обсуждаются результаты геохронологических (U-Pb метод по циркону) и геохимических исследований Лучинского дунит-троктолит-габбрового массива.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ

Лучинский массив расположен в Брянтинском блоке (среднее течение р. Брянта) Джугджуро-Станового супертеррейна (см. рис. 1). Вмещающими породами для него являются породы утугейской свиты, традиционно относимые к нижнему архею и представленные амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, кристаллическими сланцами и амфибол-двупироксеновыми и биотит-роговообманковыми гнейсами.

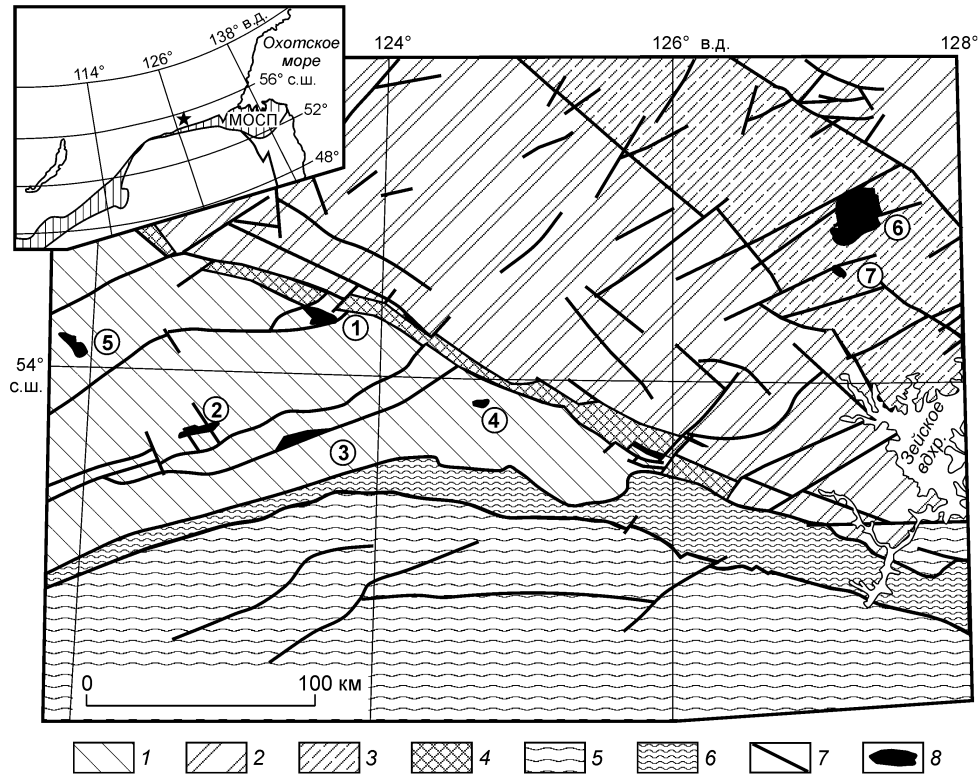


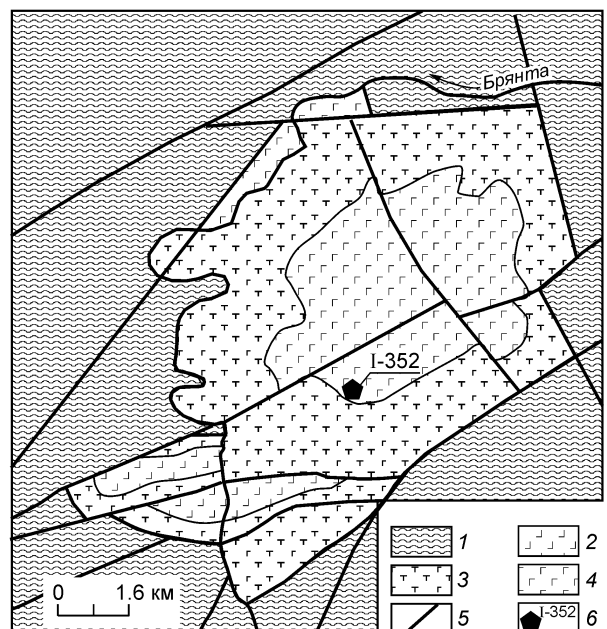
Рис. 1. Схема расположения расслоенных ультрамафит-мафитовых массивов юго-восточного обрамления Сибирского кратона. Составлена по [Геологическая карта..., 1984; Мартынюк и др., 1990; Геологическая карта..., 1999].

1—4 — структуры южного и юго-восточного обрамления Сибирского кратона: 1 — Селенгино-Становой супертеррей; 2, 3 — Джугджуро-Становой супертеррей; 2 — Дамбукинский, Иликанский, Ларбинский блоки, 3 — Брянтинский блок; 4 — Джелтулакская шовная зона; 5 — Керулен-Аргуно-Мамынский супертеррей; 6 — Монголо-Охотский складчатый пояс; 7 — тектонические нарушения второстепенные; 8 — ультрамафит-мафитовые массивы. Номерами обозначены массивы: 1 — Лукиндинский, 2 — Кенгуракский, 3 — Монголийский, 4 — Веселкинский, 5 — Ньюжинский, 6 — Лучинский, 7 — Ильдеуский. На врезке звездочкой показано положение Лучинского массива. Заштрихованная область — Монголо-Охотский складчатый пояс (МОСП).

Лучинский массив является типичным представителем дунит-троктолит-габбровой формации. Он имеет овальную форму и вытянут в северо-западном направлении (21 × 12 км) (рис. 2). Расслоенная серия массива разделена на три зоны: 1) нижнюю, сложенную дунитами, перидотитами и плагиодунитами; 2) среднюю — троктолитами, чередующимися с оливковыми габбро, габбро и пироксенитами; 3) верхнюю — оливковыми габбро с редкими горизонтами троктолитов и габброноритов [Щека, 1963]. Разделение нижней и средней зон проведено по появлению в породах массива кумулятивного

Рис. 2. Схематическая геологическая карта Лучинского массива.

1 — условно позднеархейские кристаллические сланцы, гнейсы; 2—4 — породы Лучинского массива: 2 — нижняя расслоенная серия — дуниты, плагиодуниты; 3 — средняя расслоенная серия — троктолиты, оливковые габбро, габбро; 4 — верхняя расслоенная серия — троктолиты, габбро, габбронориты; 5 — разрывные нарушения; 6 — место отбора образца для геохронологических исследований и его номер.



плаггиоклаза. Верхняя зона отличается от средней повышенной железистостью и титанистостью пород и более железистым составом породообразующих минералов. Жильный комплекс массива представлен крупнозернистыми троктолитами, пироксенитами и габбро. Перидотиты образуют в габбро, габброноритах и троктолитах линзовидные тела северо-восточной ориентировки, которые либо связаны с ними постепенными переходами (т. е. входят в состав расслоенных серий), либо имеют резкие контакты с окружающими породами без признаков контактового воздействия (т. е. относятся к жильному комплексу).

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Изучение химического состава пород проводилось методами РФА (основные петрогенные компоненты, Sr, Zr, Nb) в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск) и ICP-MS (Ga, Ge, Rb, Cs, Sr, Ba, Pb, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y, Th, U, Zr, Hf, Nb, Ta, Sc) в ИМГРЭ (г. Москва). Гомогенизация порошковой пробы для рентгенофлуоресцентного анализа выполнялась путем сплавления с метабора́том лития в высокочастотной печи при температуре 1050—1100 °С. Измерения проводились на рентгеновском спектрометре СРМ-25. Величины интенсивности аналитических линий корректировались на фон, эффекты поглощения и вторичной флуоресценции. Для анализа по технологии ICP-MS вскрытие образцов осуществлялось по методике кислотного разложения в микроволновой печи MULTIWAVE. Измерения проводились на приборе Elan 6100 DRC в стандартном режиме. Калибровка чувствительности прибора по всей шкале масс осуществлялась с помощью стандартных растворов, включающих все анализируемые в пробах элементы. Точность анализа составляла 3—10 отн. %.

Изотопное U-Pb датирование выполнено в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. С.-Петербург). Выделение акцессорного циркона проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Разложение циркона и химическое выделение Pb и U выполнены по модифицированной методике Т. Кроу [Krogh, 1973]. Уровень холостого опыта за период исследований не превышал 50 пг Pb. Определение изотопного состава Pb и U выполнено на масс-спектрометре Finnigan MAT 261 в статическом режиме или с помощью электронного умножителя (коэффициент дискриминации для Pb — 0.32 ± 0.11 аем). Обработка экспериментальных данных проводилась по программам PbDAT и ISOPLOT [Ludwig, 1991a, b]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [Steiger, Jager, 1976]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [Stacey, Kramers, 1975].

Методика Sm-Nd изотопных исследований описана в работе [Neumark et al., 1993]. Уровень холостого опыта за время измерений составил 0.03—0.2 нг для Sm и 0.1—0.5 нг для Nd. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ и приведены к отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ в Nd стандарте La Jolla. Точность определения концентраций Sm и Nd составила $\pm 0.5\%$ (2σ), изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ — $\pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ — $\pm 0.005\%$. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd стандарте La Jolla по результатам 11 измерений составляет 0.511894 ± 8 (2σ). При расчете величин $\varepsilon_{\text{Nd}}(0)$ 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] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$).

Определение состава породообразующих минералов выполнено на микроанализаторе Camebax-Micro в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

В составе расслоенной серии Лучинского массива наблюдается большое количество разновидностей пород, обусловленное различными соотношениями породообразующих минералов — оливина, орто- и клинопироксена и плаггиоклаза. Классификация пород выполнена в соответствии с Петрографическим кодексом, хотя часть из них имеет кумулятивные структуры.

Плаггиодуниты являются преобладающими породами нижней зоны расслоенной серии и связаны постепенными переходами с меланотроктолитами. Они наиболее широко распространены в южной части массива (см. рис. 2). Внешне это темно-серые, средне- и крупнозернистые массивные породы с гипидиоморфно-зернистой и венцовой микроструктурами. Они сложены оливином (70—90 %), плаггиоклазом (5—10 %), ортопироксеном (5—10 %), роговой обманкой (до 10 %) и рудными минералами (1 %). Большая часть пород имеет отчетливые кумулятивные структуры. При этом кумулюсный парагенезис сложен оливином, а интеркумулюс представлен авгитом с небольшим количеством плаггиоклаза.

Основными минералами плаггиодунитов являются оливин (хризолит ($f = 18\%$)) и ортопироксен (рис. 3, А, Б). Оливин наблюдается в идиоморфных, часто призматических индивидах размером до 2 мм. Ортопироксен — в виде мелких призматических кристаллов 0.4—0.6 мм. Промежутки между зернами оливина занимают интеркумулюсные выделения (1—2 мм) плаггиоклаза. На контакте этих двух минералов развивается реакционная кайма шириной около 0.2 мм, сложенная клинопироксеном. Вторичные преоб-

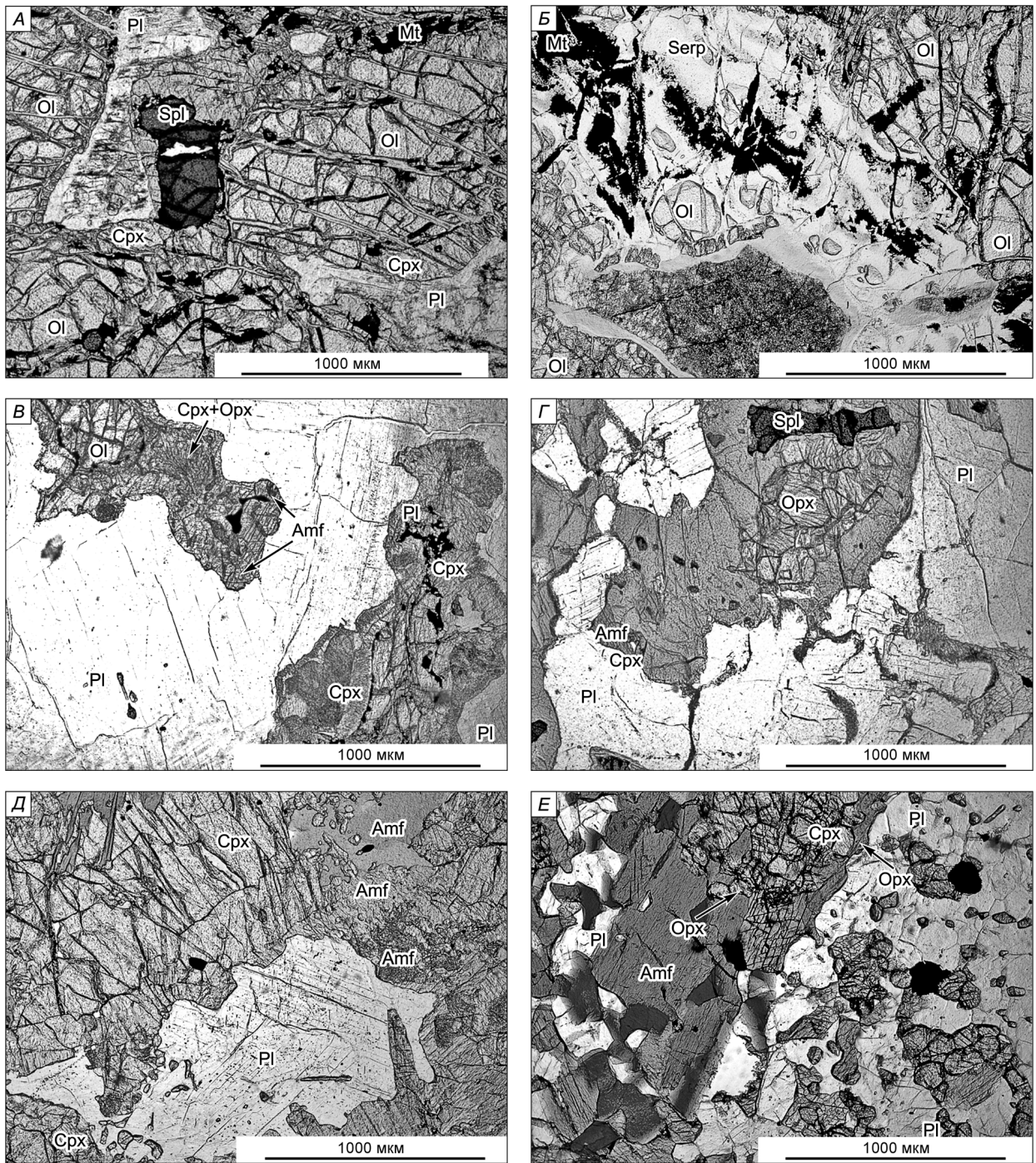


Рис. 3. Фотографии основных разновидностей пород Лучинского массива: николи параллельны.

А, Б — нижняя расслоенная серия — плагиодуниты. Оливин замещается ассоциацией серпентина и вторичного магнетита, в краевых его частях отмечается развитие клинопироксена (*А*); *В, Г* — верхняя расслоенная серия: *В* — габбро (на контакте оливина и плагиоклаза образуется реакционная кайма ортопироксена. Ортопироксен и клинопироксен образуют симплектиты), *Г* — габбро-норит; *Д, Е* — жильный комплекс: *Д* — плагиопироксенит, *Е* — габбро. На фотографиях отчетливо проявлено замещение клинопироксена и керсутита бурой роговой обманкой.

Ol — оливин, Орх — ортопироксен, Срх — клинопироксен, Pl — плагиоклаз, Amf — амфибол, Mt — магнетит, Spl — шпинель, Serp — серпентин.

разования плагиодунитов выразились в образовании паргасита или зеленой роговой обманки по ортопироксену, ассоциации серпентин—хризолит и вторичного магнетита по трещинам в оливине.

Оливиновые габбро и троктолиты слагают среднюю и верхнюю зоны расслоенной серии. Они представляют собой средне-, крупнозернистые породы с венцовой, габброфитовой и пойкилитовой

структурами, состоящие из плагиоклаза (50—85 %), оливина (10—35 %), орто- и клинопироксена (5—20 %), небольшого количества амфибола и рудных минералов.

К фемическим минералам оливиновых габбро и троктолитов относится оливин ($f = 29—32$), бронзит ($f = 25—26$) и диопсид ($f = 13—27$ %), иногда с пойкилитовыми включениями оливина. Ортопироксен и клинопироксен иногда образуют симплектиты тонкой змеевидной формы (см. рис. 3, В). Плагиоклаз наблюдается в двух генерациях. Наиболее ранний лабрадор-битовнит образует крупные практически неизмененные полисинтетически сдвойникованные кристаллы до 3 мм. Вторая генерация плагиоклаза представлена мелкими выделениями размером около 0.2 мм. Ее формирование связано с вторичными более низкотемпературными преобразованиями пород, сопровождавшимися образованием магнезиогастингсита по клинопироксену. В породах всегда присутствует небольшое количество первично-магматического паргасита. На контакте оливина и плагиоклаза часто образуется реакционная кайма из энстатита или диопсида шириной до 0.6 мм. Рудные минералы занимают интерстиции между породообразующими силикатами и представлены ксеноморфными выделениями плеонаста, магнетита, пирротина и халькопирита.

Габбронориты наблюдаются в центральной части массива и наибольшим распространением пользуются в верхней зоне расслоенной серии. С ними ассоциируются прожилки и рассеянная вкрапленность пирротин-халькопиритовой минерализации. Это зеленовато-серые, среднезернистые, массивные или трахитоидные породы с габбровой, габброофитовой и пойкилофитовой структурами. Они сложены лабрадор-андезином (40—60), орто- и клинопироксеном (20—50), амфиболом (до 10) и, иногда, оливином (около 3 %) (см. рис. 3, Г). Акцессорные минералы представлены плеонастом, апатитом, магнетитом, пирротинном и халькопиритом.

Основными породообразующими минералами габброноритов являются ортопироксен, оливин и плагиоклаз. Ортопироксен наблюдается в виде идиоморфных выделений размером 1—2 мм. Оливин встречается очень редко и образует идиоморфные кристаллы (0.5—1 мм). Лабрадор занимает промежутки между зернами фемических минералов. При этом он полисинтетически сдвойникован и практически не изменен. Между ним и ортопироксеном развиваются каймы ферросилита ($f = 17.8$ %). Поздние минералы габброноритов представлены паргаситовой роговой обманкой, развивающейся по энстатиту и серпентином-хризолитом, образующимся по оливину.

Ортопироксениты, вебстериты и роговообманковые габбро наблюдаются в виде небольших по мощности (до 20 м) дайкообразных тел в юго-западной части массива (правобережье р. Брянта). Они являются наиболее поздней фазой Лучинского массива. Пироксениты (см. рис. 3, Д, Е) сложены орто- (30—70) и клинопироксеном (25—65), роговой обманкой (до 10 %); в небольших количествах присутствуют оливин, биотит, апатит, плагиоклаз и рудные минералы. Основными минералами ортопироксенитов и вебстеритов являются оливин (гиалосидерит ($f = 31—32$)), бронзит-гиперстен ($f = 29—30$) и фассаит ($f = 18$ %). Роговообманковые габбро состоят из лабрадор-андезина (40—60), клинопироксена (30—40), керсутита (10—30 %) и рудных минералов, представленных магнетитом, пирротинном и халькопиритом, которые занимают интерстиции между силикатами.

Опираясь на обобщенную смену кумулятивных парагенезисов в разрезе интрузива, можно предположить следующий порядок кристаллизации исходной магмы: $Ol + Shp \Rightarrow Ol + Pl \Rightarrow Ol + Crx + Pl \Rightarrow Crx + Pl + Orx + Amf$. Появление в некоторых породах кумулюсного ортопироксена может быть связано с присутствием интрателлурических вкрапленников в магме при ее поступлении в камеру. Об этом же свидетельствует жильная серия пород, в которых ортопироксен является основной ликвидусной фазой.

СОСТАВ ГЛАВНЫХ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

Данные о составе породообразующих минералов главных разновидностей пород Лучинского массива приведены в табл. 1—3.

Оливин является сквозным минералом всех зон расслоенной серии Лучинского массива. В дунитах и плагиодунитах нижней зоны он первым появляется на ликвидусе и представлен хризолитом ($f = 18$ %). В отличие от ультрабазитов, в оливиновых габбро и троктолитах средней и верхней зон состав оливина соответствует гиалосидериту ($f = 30—32$ %). Учитывая тот факт, что ликвидусный оливин, взаимодействуя с интеркумулясным расплавом, повышает свою железистость, можно предполагать, что ранний оливин был более магнезиальным. В любом случае такая железистость оливина позволяет предполагать пикробазальтовый родоначальный расплав для данной ассоциации.

Ортопироксен является вторым по распространенности темноцветным минералом массива, наиболее широко представленным в пироксенитах и ультрабазитах. В дунитах и плагиодунитах нижней зоны он по составу отвечает гиперстену. Для оливиновых габбро и троктолитов средней зоны характерен бронзит ($f = 18$), а для габброидов верхней зоны — гиперстен ($f = 25—26$ %). Более высокая железистость ортопироксена в нижней части разреза обусловлены тем, что здесь он является интруккумуляционной фазой и кристаллизовался из остаточного расплава, тогда как в габброноритах он слагает кумулюсный па-

Таблица 1. Химические составы оливинов из пород Лучинского массива (мас.%)

Компонент	1(3)	2(4)	3(2)	4(3)	5(2)	6(4)
SiO ₂	39.3	40.00	37.60	37.39	38.00	37.58
TiO ₂	—	0.01	0.01	0.01	—	0.01
FeO	16.83	17.43	27.84	27.32	26.60	27.78
MnO	0.22	0.23	0.40	0.41	0.38	0.45
MgO	42.75	42.45	33.27	33.55	35.43	34.15
CaO	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02
Na ₂ O	0.02	0.02	0.05	0.01	0.04	0.02
K ₂ O	0.01	—	0.01	0.02	0.01	0.01
NiO	—	0.04	0.03	0.05	0.07	0.01
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1 — плагиодунит; 2 — пироксенит; 3—5 — габбро; 6 — оливиновое габбро; в скобках указано количество анализов; прочерк — элемент не обнаружен.

Таблица 2. Химический состав ортопироксенов из пород Лучинского массива (мас.%)

Компонент	1(2)	2	3(3)	4(2)	5(4)
SiO ₂	53.27	54.86	54.15	53.60	51.98
TiO ₂	0.13	0.11	0.10	0.01	0.03
Al ₂ O ₃	3.42	2.56	2.72	3.24	4.02
FeO*	15.12	11.86	15.97	15.85	16.88
MnO	0.41	0.26	0.36	0.28	0.45
MgO	24.22	30.03	26.32	26.39	25.96
CaO	3.18	0.44	0.60	0.23	0.20
Na ₂ O	0.20	0.03	0.05	0.01	0.02
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	—	0.01
NiO	—	—	0.01	—	—
Cr ₂ O ₃	0.07	0.04	—	0.01	0.14

Примечание. 1 — пироксенит; 2—4 — габбро; 5 — габбронорит.

Таблица 3. Химический состав клинопироксенов из пород Лучинского массива (мас.%)

Компонент	1(2)	2(2)	3(2)	4(6)	5	6	7(2)	8(2)	9(3)	10(6)	11(2)
SiO ₂	52.14	51.49	51.38	51.85	52.43	52.59	51.65	50.86	51.08	52.20	51.47
TiO ₂	0.58	0.92	0.77	0.70	0.74	0.49	0.83	0.56	0.88	0.34	0.41
Al ₂ O ₃	4.73	4.78	3.86	4.08	4.28	3.61	4.12	3.87	3.92	3.66	3.20
FeO*	3.90	2.96	6.15	6.00	3.98	5.86	6.13	7.59	8.78	5.70	8.69
MnO	0.06	0.08	0.18	0.17	0.13	0.19	0.19	0.28	0.40	0.16	0.26
MgO	14.67	15.08	14.31	14.23	14.59	14.28	13.87	14.14	13.26	14.72	14.15
CaO	21.32	21.51	21.94	21.35	22.11	22.24	21.90	21.16	19.51	21.32	19.35
Na ₂ O	1.21	1.22	0.81	1.03	0.88	0.79	0.82	0.85	1.07	0.70	0.77
K ₂ O	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	—	0.01	—	—	0.01	0.01
Cr ₂ O ₃	0.42	0.67	0.14	0.22	—	—	—	0.037	0.01	0.26	0.01

Примечание. 1, 2 — плагиодуниты; 3 — пироксенит; 4—9 — габбро; 10 — оливиновое габбро; 11 — габбронорит.

рагенезис. Для ортопироксена характерны невысокие содержания титана и хрома. В то же время отмечаются повышенные содержания глинозема (до 2.5—4 %, см. табл. 2), что может указывать на повышенное давление при кристаллизации в камере. В некоторых образцах зафиксированы высокие содержания СаО (до 3.2 %). Не исключено, что в породе присутствует низкокальциевый пижонит.

Клинопироксен, как и оливин, постоянно присутствует в породах расслоенной серии. По химическому составу клинопироксены из дунитов и плагиодунитов соответствуют диопсидам ($f = 10—13$ %). Для них отмечаются повышенные содержания хрома (до 0.7) и натрия (1.2 %, см. табл. 3). Содержания глинозема также максимальны (до 4.8 %). Эти особенности связаны с кристаллизацией клинопироксена из остаточного расплава. В габброидах средней зоны клинопироксен характеризуется более высокой железистостью ($f = 13—23$ %, см. табл. 3). Еще более железистый пироксен характерен для верхней зоны ($f = 26$ %), при этом он характеризуется низкими содержаниями хрома, титана и натрия.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Петрогенные элементы. Петрохимические данные свидетельствуют о том, что Лучинский массив относится к хорошо дифференцированному перидотит-троктолит-габбровому типу. На TAS-диаграмме составы дунитов и плагиодунитов попадают в поле ультраосновных пород нормальной щелочности. Пироксениты и габброиды средней зоны массива соответствуют основным породам нормальной серии, в то время как большая часть габброидов верхней зоны попадают в поле субщелочных габброидов. При этом содержание калия в некоторых габброидах достигает 1 %. Это нетипично для островодужных перидотит-троктолит-габбровых интрузивов ЦАСП [Изох и др., 1998]. Напротив, повышенные содержания калия характерны для базитов различных формационных типов, связанных с пермотриасовым суперплюмом [Борисенко и др., 2006]. Габброиды массива в целом характеризуются низкой титанистостью (до 0.5 % TiO_2), хотя в верхней части массива отмечаются и высокотитанистые разности. Последние обладают высокой железистостью ($F = 50\text{—}55\%$), что характерно для поздних дифференциатов.

На вариационных диаграммах хорошо выражены тренды составов, связанные с дифференциацией оливина и плагиоклаза при кристаллизации исходного пикробазальтового расплава (рис. 4). Наиболее магниальные породы содержат до 33 % MgO , а концентрации CaO достигают 3.5 %. Для перидотитов из нижней зоны и троктолитов из средней отчетливо проявлен оливин-плагиоклазовый тренд дифференциации, который наращивается габброидами. При этом наблюдается резкий разрыв между перидотитами и меланотроктолитами и габброидами. Это может быть связано с неполнотой опробования либо с флотацией позднего плагиоклаза. В перидотитах и ранних габброидах не наблюдается корреляции содержаний титана и щелочей с ростом железистости пород (степенью фракционированности). Для железистых габброидов ($F > 35\%$) напротив наблюдается положительная корреляция железистости с титаном и калием. В целом это соответствует феннеровскому тренду дифференциации, который не приводит к росту кремнеземистости пород и накоплению железа в остаточном расплаве.

Редкоземельные и малые элементы. Плагиодуниты нижней зоны расслоенной серии характеризуются минимальными содержаниями REE, слабодифференцированным их распределением ($(\text{La/Yb})_n = 1.65\text{—}3.8$). Наличие положительной Eu-аномалии ($\text{Eu/Eu}^* = 1.91\text{—}1.97$) обусловлено присутствием интеркумулусного плагиоклаза (рис. 5). Для габброидов средней и верхней зон расслоенной серии характерны более высокие содержания REE и более дифференцированное их распределение ($(\text{La/Yb})_n = 2.8\text{—}9.07$). В габброидах всех расслоенных серий наблюдается отчетливый Eu-максимум ($\text{Eu/Eu}^* = 1.71\text{—}2.87$).

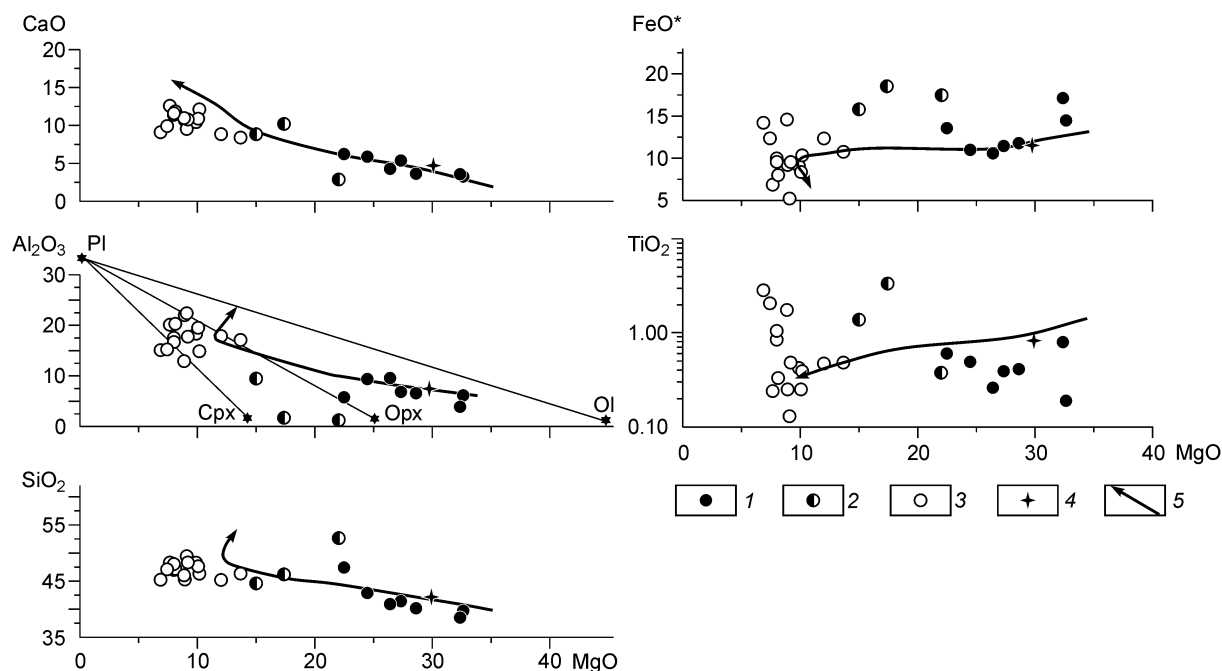
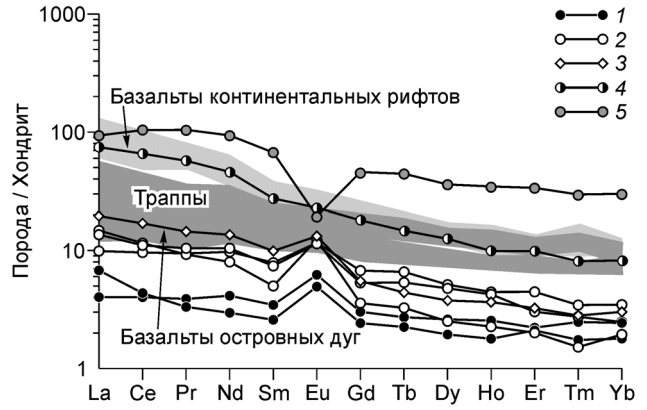


Рис. 4. Петрохимические особенности Лучинского массива (мас. %).

1—3 — составы пород Лучинского массива: 1 — дуниты, плагиодуниты нижней расслоенной серии, 2 — пироксениты, 3 — троктолиты, оливиновые габбро, габбро, габбронориты средней и верхней расслоенных серий; 4 — состав исходного расплава, рассчитанный по методике Арискина [Арискин, Бармина, 2000]; 5 — тренд эволюции исходного расплава при давлении 4 кбар, буфер QFM.

Рис. 5. Распределение редкоземельных элементов в породах Лучинского массива.

1 — плагиодуниты нижней расслоенной серии, 2 — троктолиты, оливиновые габбро, габбронориты средней и верхней расслоенных серий; 3 — габбронорит; 4 — габбро жильной серии; 5 — пироксенит. Состав хондрита по [McDonough, Sun, 1995].



Пироксениты дайкового комплекса характеризуются экстремально высоким уровнем содержания REE, при слабодифференцированном их распределении ($(La/Yb)_n = 3.1$) и отрицательной Eu-аномалии ($Eu/Eu^* = 0.34$) (см. рис. 4). Габбро этой же серии свойственно обогащение LREE по отношению к HREE ($(La/Yb)_n = 9.1$) и отсутствие Eu-аномалии (см. рис. 5).

Содержания редких земель в габброидах Лучинского массива существенно ниже концентраций REE базитов внутриплитных обстановок и приближаются к их содержаниям в базальтах островных дуг. Исключение составляют породы дайкового комплекса, приближающиеся по содержанию REE к базальтам типа OIB, в том числе и к базальтам континентальных рифтовых зон. В отличие от последних, они обогащены тяжелыми лантаноидами (см. рис. 5), что, возможно, обусловлено присутствием клинопироксена или граната в источнике.

На спайдер-диаграмме для пород Лучинского массива отмечаются максимумы для Ba, Sr и Eu и минимумы для Ta, Nb, Zr и Hf (рис. 6). Такие геохимические особенности характерны для магм генерирующихся из надсубдукционной мантии. В то же время отмечаются пониженные для надсубдукционных ультрабазит-базитовых ассоциаций содержания Rb, U, Th. Конформность спектров распределения малых элементов и закономерное увеличение содержаний большинства элементов с уменьшением степени основности (см. рис. 5, 6) позволяет полагать, что ультрабазиты и базиты нижней, средней и верхней серий Лучинского массива являются дифференциатами единого магматического расплава. По содержанию малых элементов породы Лучинского массива более всего близки к базитам субдукционных обстановок [Изох и др., 1998], отличаясь от последних существенно более высокими содержаниями редкоземельных, и в первую очередь, тяжелых элементов (табл. 4).

Касаясь изотопного состава Nd и Sr в рассматриваемых породах, можно отметить, что им свойственны достаточно древние значения модельных возрастов $T_{Nd}(DM) = 2.0$ млрд лет ($T_{Nd}(DM-2st) = 1.8$ млрд лет), отрицательное значение параметра $\epsilon_{Nd}(T) = -9.6$ и сравнительно низкое начальное отношение $I_{Sr} = 0.70453$ (табл. 5). Эти изотопные данные также согласуются с выделением родоначального расплава из надсубдукционной деплетированной мантии.

МОДЕЛЬНЫЕ РАСЧЕТЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ РОДОНАЧАЛЬНОГО РАСПЛАВА

Оценка составов исходных расплавов для габброидных массивов определяется, как правило, либо по их закалочной фации, либо путем расчета средневзвешенного состава [Шарков, 1983; Арискин, Бармина, 2000], либо методом геохимической термометрии по методике А.А. Арискина [Ariskin et al., 1993; Арискин, Бармина, 2000]. Закалочных фаций для Лучинского интрузива не установлено, поэтому определение состава вероятного исходного расплава произведено по средневзвешенному составу с коррекцией на железистость наиболее магнезиального оливина. Методом геохимической термометрии можно оценить состав пород кристаллизующихся из одной котектики, что трудно сделать в нашем случае. Поэтому при оценках родоначальной магмы мы использовали средневзвешенный состав расслоенной серии массива

(мас.%), который отвечает пикробазальту ($SiO_2 = 46.05$; $TiO_2 = 0.81$; $Al_2O_3 = 13.25$; $FeO = 10.64$; $MgO = 15.65$; $CaO = 8.61$; $Na_2O = 1.74$; $K_2O = 0.30$; $P_2O_5 = 0.14$) [Бучко, 2005].

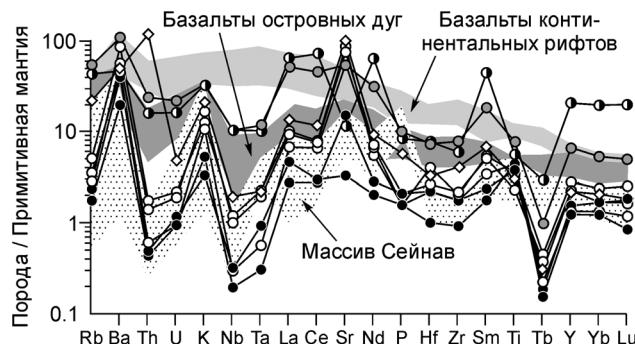


Рис. 6. Распределение элементов примесей в породах Лучинского массива.

Усл. обозн. см. на рис. 4. Содержания элементов примесей нормированы к примитивной мантии по [Sun, McDonough, 1989].

Таблица 4. Химический состав представительных образцов Лучинского массива

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	Нижняя серия		Средняя серия		Верхняя серия				Жильная серия	
SiO ₂	40.16	42.87	44.59	46.19	46.32	46.34	47.62	47.18	47.41	46.98
TiO ₂	0.41	0.49	1.40	3.33	0.39	0.48	0.25	0.33	0.60	0.84
Al ₂ O ₃	6.57	9.38	9.47	1.71	14.88	17.13	19.52	20.30	5.77	17.55
Fe ₂ O ₃	11.80	10.99	15.81	18.54	10.35	10.76	8.37	8.01	13.57	9.98
MnO	0.21	0.19	0.23	0.28	0.13	0.17	0.12	0.10	0.28	0.15
MgO	28.62	24.47	14.99	17.37	10.16	13.67	10.06	8.11	22.48	7.99
CaO	3.64	5.89	8.85	10.20	12.13	8.40	10.90	11.86	6.23	11.40
Na ₂ O	0.93	0.30	1.66	0.30	2.31	2.04	1.63	2.35	0.95	3.00
K ₂ O	0.08	0.05	0.60	0.03	0.16	0.19	0.25	0.32	0.49	0.50
P ₂ O ₅	0.04	0.03	0.38	0.04	0.03	0.03	0.04	0.11	0.16	0.19
П.п.п.	6.54	4.61	1.29	0.78	2.66	0.32	0.91	1.05	0.78	1.05
Сумма	99.0	99.27	99.32	98.77	99.52	99.53	99.67	99.72	98.72	99.63
Cs	0.02	0.20	—	—	0.05	0.05	0.02	0.16	0.53	2.93
Rb	1	1	—	—	1	2	1	3	14	17
Sr	159	35	—	—	587	912	791	1060	121	570
Ba	69	139	—	—	158	299	197	221	162	377
Ga	5	7	—	—	12	13	12	15	6	13
La	0.95	1.60	—	—	2.34	3.49	3.22	4.63	22.15	17.64
Ce	2.45	2.66	—	—	5.88	7.05	6.76	10.36	63.47	40.08
Pr	0.37	0.32	—	—	0.90	0.88	0.99	1.37	9.91	5.42
Nd	1.93	1.38	—	—	4.54	3.73	4.86	6.33	43.71	21.42
Sm	0.53	0.40	—	—	1.20	0.76	1.13	1.51	10.24	4.19
Eu	0.36	0.29	—	—	0.67	0.71	0.66	0.77	1.12	1.33
Gd	0.62	0.50	—	—	1.39	0.73	1.09	1.13	9.41	3.69
Tb	0.10	0.08	—	—	0.25	0.12	0.20	0.16	1.66	0.55
Dy	0.66	0.49	—	—	1.30	0.64	1.21	0.96	9.13	3.18
Ho	0.14	0.10	—	—	0.25	0.13	0.24	0.21	1.96	0.56
Er	0.37	0.35	—	—	0.74	0.33	0.50	0.54	5.56	1.63
Tm	0.06	0.04	—	—	0.09	0.04	0.07	0.07	0.75	0.21
Yb	0.41	0.30	—	—	0.59	0.33	0.42	0.51	5.10	1.39
Lu	0.07	0.03	—	—	0.09	0.04	0.06	0.07	0.73	2.57
Y	3.54	2.82	—	—	6.39	3.07	5.14	5.05	46.9	15.2
Th	0.02	0.02	—	—	0.03	0.07	0.06	0.18	0.68	1.01
U	<0.01	0.01	—	—	<0.01	0.02	0.02	0.05	0.17	0.23
Zr	10.0	5.2	—	—	11.4	9.9	12.2	45.0	33.4	43.8
Hf	0.3	0.2	—	—	0.6	0.3	0.4	0.5	1.2	1.1
Nb	0.07	0.11	—	—	0.11	0.43	0.36	0.70	3.71	3.7
Ta	0.01	0.02	—	—	0.01	0.05	0.04	0.05	0.21	0.24
Zn	48	94	—	—	23	43	37	49	160	73
Cu	23	166	—	—	780	70	74	31	70	1078
Co	86	91	—	—	77	55	43	45	91	81
Ni	358	633	—	—	339	220	82	74	378	161
Sc	10	12	—	—	31	10	23	11	29	27
V	—	—	—	—	139	115	97	24	94	160
Cr	998	1371	—	—	347	110	289	279	80	129

Примечание. 1, 2 — плагиодуниты; 3—7 — оливиновое габбро, троктолиты, габбро; 8 — габбронорит; 9 — пироксенит; 10 — габбро. Оксиды даны в мас.%, элементы — в г/т. Прочерк — нет данных.

Таблица 5. Изотопный состав Sr и Nd в габбронорите Лучинского массива (обр. I-352)

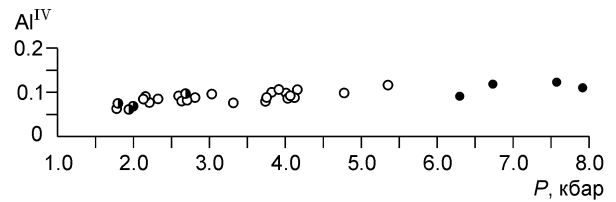
Возраст, млн лет	Sm, г/т	Nd, г/т	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd*	ε _{Nd} (T)	T _{Nd} (DM)	T _{Nd} (DM-2st)	Rb, г/т	Sr, г/т	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	I _{Sr}
250	1.32	6.16	0.1292	0.512036 ± 6	-9,6	1997	1826	2.45	1224	0.0058	0.70456	0.70453

Примечание. Модельный возраст — в млн лет.

* Величина ошибки (2σ) соответствует последним значащим цифрам.

Рис. 7. Соотношение параметров давления (P), рассчитанного по барометру Нимиса [Nimis, 2000] от содержаний Al^{IV} в клинопироксенах Лучинского массива.

Усл. обозн. см. на рис. 4.



Определение температуры образования различных групп пород Лучинского массива и фугитивности кислорода проведено на основании данных о содержаниях петрогенных оксидов по программе Petrolog [Danyushevsky, 1998]. При этом температура образования плагиодунитов оценивается в 1365—1398 °С, f_{O_2} (фугитивность кислорода) = -6.3...-6.6, а габброидов и троктолитов — 1369—1380 °С, f_{O_2} = -6.5...-6.6. Несколько завышенные значения получены для пироксенитов — 1400—1500 °С, f_{O_2} = -5.0 ...-6.3. Значения фугитивности кислорода близки для всех типов пород и соответствуют буферу QFM (кварц—фаялит—магнетит).

Оценка давления при кристаллизации различных групп пород (уровень глубинности) производилась по геобарометру Нимиса [Nimis, 2000], основанному на изменении содержаний Al_2O_3 (Al^{IV}) в диопсидах (рис. 7). Оказалось, что давление при формировании дунитов и плагиодунитов составляло 7.6—7.9 кбар, габброидов, троктолитов и оливиновых габбро — 3.8—4.0 кбар, пироксенитов — 2.7—3 кбар и, наконец, габброноритов — 1.8—2.0 кбар. О повышенных давлениях кристаллизации в камере могут свидетельствовать высокие содержания глинозема в ортопироксене (до 4.5 %), даже в каймах вокруг оливина, которые заведомо кристаллизовались на месте.

Моделирование с помощью программы Pluton [Лавренчук, 2004] производилось при давлении от 1 до 9 кбар, активности кислорода, отвечающей буферу QFM, без учета водной составляющей. По проведенным расчетам в этом диапазоне давлений последовательность кристаллизации близка к наблюдаемой в массиве, при этом составы кумулятов и породообразующих минералов меняются незначительно. В то же время по расчетам получается, что при низких давлениях должен кристаллизоваться пижонит, а ортопироксен либо отсутствует, либо появляется только в самом конце кристаллизации. При давлении более 7 кбар пижонит и ортопироксен кристаллизуются совместно, при этом доля ортопироксена значительно выше. Таким образом, оптимальная сходимость наблюдаемых и экспериментальных составов пород нижней, средней и верхней зон расслоенной серии наблюдается при давлении 6—7 кбар и активности кислорода, соответствующей буферу QFM.

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

U-Pb геохронологические исследования выполнены для габбронорита верхней расслоенной серии, проба которого (I-352) отобрана в центральной части массива (см. рис. 2). Аксессуарный циркон, выделенный из этой пробы, представлен прозрачными, бесцветными субидiomорфными кристаллами призматической и овальной формы, а также их обломками (рис. 8). Он характеризуется грубозональным внутренним строением и секториальностью. Размер зерен циркона изменяется от 50 до 300 мкм; $K_{уд} = 1.0—2.5$.

U-Pb изотопные исследования проведены для трех навесок циркона, отобранного из размерных фракций >150 и >100 мкм. При этом циркон двух навесок был подвергнут предварительной кислотной

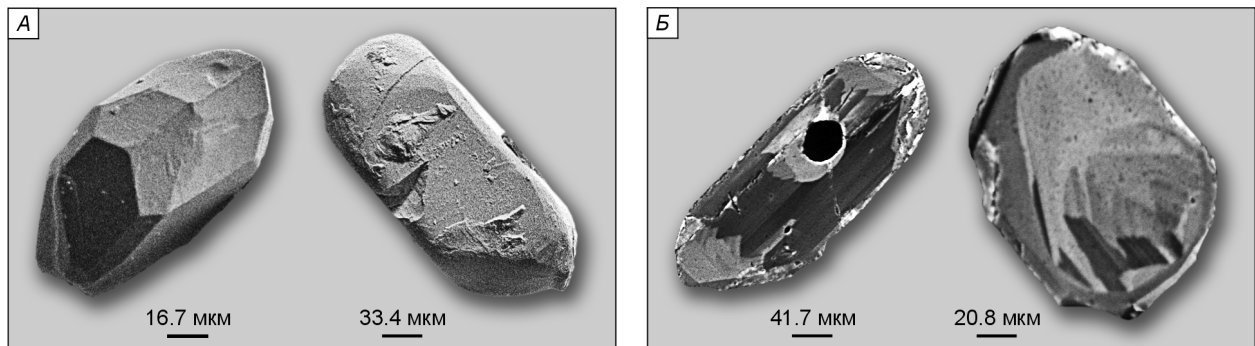


Рис. 8. Микрофотографии циркона из габбронорита Лучинского массива (обр. I-352):

А — выполнены на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55 в режиме вторичных электронов; Б — выполнены на сканирующем электронном микроскопе CamScan в режиме катодоллюминесценции.

Таблица 6. Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов из габбронорита Лучинского массива (обр. I-352)

№ п/п	Размер фракции (мкм) и ее характеристика	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
			Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	>150, >100	4.02	0.82	1.70	896	0.0512 ± 1	0.3124 ± 1	0.2772 ± 11	0.0393 ± 1	0.74	248 ± 1	248 ± 1	250 ± 6
2	>150, кисл. обр., 3 ч	—	U/Pb*=21.7		2151	0.0512 ± 1	0.2980 ± 1	0.2756 ± 8	0.0391 ± 1	0.52	247 ± 1	247 ± 1	248 ± 6
3	>100, кисл. обр., 3.5 ч	—	U/Pb*=21.0		974	0.0517 ± 1	0.2896 ± 1	0.2794 ± 6	0.0392 ± 1	0.81	250 ± 1	248 ± 1	271 ± 2

Примечание. ^a Изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; кисл. обр. — остаток циркона после кислотной обработки; 3 ч — время кислотной обработки (в часах); Все ошибки приведены на уровне 2σ. Rho — коэффициент корреляции.

* Навеска циркона не определялась.

обработке (№ 2 и 3, табл. 6) [Mattinson, 1994]. Как видно на рис. 8, необработанный циркон, а также остаток циркона после кислотной обработки в течение 3 ч характеризуется возрастом (concordia age) 248 ± 1 млн лет (СКВО = 0.2, вероятность = 0.7). Циркон, подвергнутый кислотной обработке с большей экспозицией, имеет несколько более древнюю величину возраста ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$), что, вероятно, указывает на присутствие в нем незначительной доли древней унаследованной компоненты. Нижнее пересечение дискордии, рассчитанной для всех трех фракций циркона, отвечает возрасту 248 ± 1 млн лет (верхнее пересечение 3081 ± 3300 млн лет; СКВО = 1.7) (рис. 9).

Морфологические особенности изученного циркона указывают на его магматическое происхождение. Следовательно, есть все основания полученный возраст 248 ± 1 млн лет принять в качестве наиболее точной оценки возраста кристаллизации расплава, родоначального для пород Лучинского массива.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На основании геологических, минералогических и геохимических данных в составе Лучинского массива отчетливо выделяются три зоны в составе расслоенной серии: нижняя (дуниты и перидотиты), средняя (преимущественно троктолиты) и верхняя (преимущественно оливиновые габбро с горизонтами троктолитов и габброноритов). Эти породы прорваны жильным комплексом крупнозернистых троктолитов, габброноритов и пироксенитов. Закономерное изменение химического состава пород расслоенных серий в процессе кристаллизации расплава отражается на составе и количественных соотношениях слагающих их минералов. Основными закономерностями изменения химического состава породообразующих минералов в процессе кристаллизации магматического расплава Лучинского массива являются: 1) увеличение железистости феррических минералов (оливина от 12 до 34 %, ортопироксена от 25.2 до 30.6 % и клинопироксена от 28.5 до 31.2 %), 2) уменьшение основности кумулюсного плагиоклаза (от An_{71} до An_{48}).

Аналогичные закономерности изменений петрогенных оксидов установлены и для пород массива. Фигуративные точки дунитов, плагиодунитов, троктолитов, оливиновых габбро, габбро и габброноритов образуют единые тренды на всех бинарных петрохимических диаграммах в координатах $\text{MgO}-\text{SiO}_2$, TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , CaO (см. рис. 4). Исключение составляют пироксениты, вероятнее всего, об-

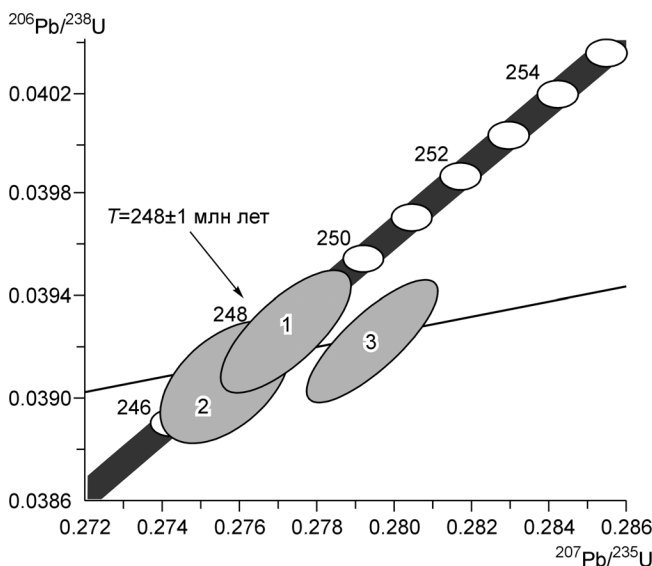


Рис. 9. Диаграмма с конкордией для цирконов из габбронорита Лучинского массива (обр. I-352).

Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 6.

разовавшиеся из остаточных расплавов на заключительном этапе формирования интрузива. Для них свойственны максимальные содержания SiO_2 (47.41 %) и FeO (до 13.57 %). В целом точки химических составов пород массива расположены вблизи оливин-плаггиоклазового тренда (диаграмма $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$, см. рис. 4), что обусловлено относительно низкой магнезиальностью и высокой глиноземистостью кристаллизующегося магматического расплава.

Характер распределения REE в породах из разных расслоенных серий — отчетливое преобладание легких лантаноидов ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 2.8-74.3$) и четко проявленный европиевый максимум (см. рис. 5), позволяет считать ультрабазиты и базиты нижней, средней и верхней зон Лучинского массива дифференциатами единого пикробазальтового расплава. Существенное обогащение легкими лантаноидами пород следует связывать с плавлением надсубдукционной литосферной мантии. В этом случае обогащение рассматривается как результат метасоматоза мантийного клина водными высококальциевыми флюидами с высокими содержаниями LILE и низкими содержаниями HFSE, отделенными при дегидратации субдуцирующей океанической литосферы [Балашов, 1976; Кокс и др., 1982]. Не исключено также, что обеднение тяжелыми лантаноидами было вызвано присутствием граната в мантийном источнике при генерации родоначального расплава [Кокс и др., 1982]. Деpletированный характер мантийного источника (надсубдукционная литосферная мантия) фиксируется Nd изотопными данными ($\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -9.6$) (см. табл. 5). Такая величина ϵ_{Nd} не может быть обусловлена коровой контаминацией выплавов из астеносферной или плюмовой мантии, так как в этом случае изменения химизма пород были бы очень сильными.

Полученная для Лучинского массива оценка возраста (248 ± 1 млн лет) позволяет выделить в истории геологического развития Джугджуро-Станового супертеррейна юго-восточного обрамления Сибирского кратона пермотриасовый этап проявления ультрамафит-мафитового магматизма. По времени этот этап совпадает с базитовым магматизмом Сибирского кратона, связанного с Сибирским суперплюмом [Добрецов, 1997; Ярмолюк и др., 2000; Борисенко и др., 2006]. Поэтому представлялось бы вполне правомерным рассматривать становление Лучинского расслоенного ультрамафит-мафитового массива в определяемой Сибирским суперплюмом внутриплитной обстановке, для которой подобные плутоны являются весьма типичными образованиями. Пермотриасовые перидотит-троктолит-габбровые интрузивы установлены в Монголии в составе Селенгинского вулканоплутонического пояса [Борисенко и др., 2006]. К этому типу относится Номгонский троктолит-анортозит-габбровый интрузив (256 ± 21 млн лет), с которым связано малосульфидное меднопалладий-платиновое оруденение. Пояс расслоенных массивов этого типа прослеживается в восточном направлении вдоль Монголо-Охотской сутуры вплоть до Жарчинского массива в Забайкалье [Изох и др., 1998] и, возможно, далее на восток. На разных геологических схемах и картах эти массивы относятся либо к раннему палеозою, либо к мезозою. В то же время не исключено, что в этом поясе совмещены разновозрастные однотипные массивы, отражающие историю субдукционных процессов Монголо-Охотского палеоокеана.

Связь массивов этого типа с внутриплитными образованиями, казалось бы, не согласуется с результатами геохимических исследований. Однако следует отметить, что расслоенные массивы, имеющие надсубдукционные геохимические характеристики, но связанные с плюмами, установлены для кембрийского рубежа Центрально-Азиатского складчатого пояса [Изох и др., 2005], для пикродолеритов раннепермского в связи с Таримским плюмом [Chunming Han et al., 2007]. Это связано с тем, что под воздействием тепла плюма может плавиться древняя надсубдукционная литосферная мантия.

Следует отметить, что ультрамафит-мафитовые расслоенные массивы характерны не только для внутриплитных обстановок. В частности, известны базит-гипербазитовые массивы, в том числе и расслоенные, сформировавшиеся в условиях субдукционной обстановки. Примерами такого магматизма являются расслоенные дунит-клинопироксенит-габбровые массивы Олюторской зоны (Корякское нагорье), которые, согласно данным многих исследователей, являются однотипными с зонально-концентрическими базит-гипербазитовыми массивами урало-аляскинского типа [Леднева, 2000; Леднева и др., 2000]. Хотя представления о тектонической позиции этих массивов дискуссионны и варьируют от возможности формирования на ранних стадиях развития океанических дуг до формирования в условиях задугового бассейна, большинство исследователей рассматривают становление таких массивов в связи с субдукционными процессами. Расслоенный дунит-клинопироксенит-габбровый массив Сейнав (Корякия) является типичным и достаточно хорошо изученным массивом такого типа [Леднева и др., 2000; Леднева, 2000]. Показанное на спайдер-диаграмме (см. рис. 6) геохимическое сопоставление пород Лучинского массива и массива Сейнав показывает, что геохимические характеристики сравниваемых массивов хотя и не идентичны, но весьма близки, что существенно усиливает обоснование модели формирования Лучинского массива в субдукционной обстановке.

При этом следует также иметь в виду, что в пределах Джугджуро-Станового супертеррейна достаточно широко развиты метадиориты токско-алгоминского комплекса, имеющие близкий к Лучинскому массиву возраст 238 ± 2 млн лет и сформировавшиеся в субдукционной обстановке [Сальникова и др.,

2006]. Таким образом, не исключено, что указанные магматические образования были сформированы в результате одного и того же процесса субдукции на разных стадиях его развития. Кроме того, на ранний мезозой приходится один из этапов формирования Монголо-Охотского складчатого пояса [Парфенов и др., 1999; Парфенов и др., 2003], в северном обрамлении которого располагается Лучинский массив. В этой связи также вполне правомерно предположение о формировании Лучинского массива в тыловой части зоны субдукции, падающей под южную окраину Джугджуро-Станового супертеррейна и связанной с одним из этапов закрытия Монголо-Охотского палеоокеана. Как показывают результаты геохронологических исследований, субдукционные процессы протекали на фоне влияния Сибирского суперплюма. Вероятно, на данном этапе исследований не следует полностью исключать и возможность формирования Лучинского массива во внутриплитной обстановке, обусловленной Сибирским суперплюмом, при условии, что источником „субдукционного компонента“ послужила литосферная мантия.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В составе Лучинского массива выделены три зоны расслоенной серии (нижняя, средняя и верхняя), сложенные соответственно дунитами и плагиодунитами; троктолитами и оливиновыми габбро; габбро и габброноритами. Пироксениты занимают секущее положение по отношению к породам расслоенных серий и формируются из расплава на заключительных стадиях становления интрузива.

Основными закономерностями изменения химического состава породообразующих минералов и пород в процессе кристаллизации магматического расплава являются увеличение содержаний SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , FeO при снижении MgO .

Выявлено генетическое родство разных зон расслоенной серии и установлена высокая степень фракционирования исходного расплава.

Состав исходного магматического расплава Лучинского массива близок к пикробазальту, кристаллизация которого происходила при температурах 1350—1000 °С и давлении 6—7 кбар.

В качестве основного источника исходных магм массива выступала надсубдукционная литосферная мантия, несколько обогащенная калием.

Раннемезозойский возраст (248 ± 1 млн лет) и расположение интрузива в пределах северного обрамления восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса позволяет предполагать, что его становление связано либо с одним из этапов формирования этого пояса (тыловая часть зоны субдукции, падающей под южную окраину Джугджуро-Станового супертеррейна и связанной с одним из этапов закрытия Монголо-Охотского палеоокеана), либо с внутриплитными обстановками, обусловленными Сибирским суперплюмом.

Авторы статьи выражают признательность Д.З. Журавлеву (ИМГРЭ, г. Москва), В.В. Егоровой и Л.Н. Поспеловой (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) и А.Л. Финкельштейну (ИГХ СО РАН, г. Иркутск) за помощь в выполнении аналитических исследований.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 04-05-64810, 05-05-65347, 05-05-65128, 06-05-64989, 07-05-00825), программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры» и «Изотопные системы и изотопное фракционирование в природных процессах», а также Президиума ДВО РАН (гранты 06-1-ОНЗ-115 и 06-П-СО-08-034).

ЛИТЕРАТУРА

Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М., Наука, 2000, 363 с.

Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М., Наука, 1976, 276 с.

Балыкин П.А., Поляков Г.В., Богнибов В.И. Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области. Новосибирск, Наука, 1986, 200 с.

Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А. Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 166—182.

Бучко И.В. Состав исходного расплава и мантийного субстрата Веселкинского перидотит-вебстерит-габбрового массива (Приамурье) // Тихоокеанская геология, 2005, т. 23, № 1, с. 85—92.

Бучко И.В., Сальникова Е.Б., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Котов А.Б., Яковлева С.З. Первые свидетельства проявления мезозойского ультрамафит-мафитового магматизма в пределах Селенгино-Станового террейна юго-восточного обрамления Сибирского кратона // Докл. РАН, 2005, т. 405, № 4, с. 514—518.

Бучко И.В., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Котов А.Б., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В. Возраст и геохимические особенности ультрамафит-

мафитового Лучинского массива (юго-восточное обрамление Сибирского кратона) // Докл. РАН, 2007а, т. 413, № 5, с. 651—654.

Бучко И.В., Изох А.Э., Сальникова Е.Б., Сорокин А.А., Котов А.Б., Яковлева С.З. Петрология позднеюрского ультрамафит-мафитового Веселкинского массива, юго-восточное обрамление Сибирского кратона // Петрология, 2007б, т. 15, № 3, с. 283—294.

Бучко И.В., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ларин А.М., Изох А.Э., Великославинский С.Д., Яковлева С.З. Позднеюрский возраст и геохимические особенности ультрамафит-мафитовых массивов Селенгино-Станового супертеррейна (южное обрамление Северо-Азиатского кратона) // Геология и геофизика, 2007в, т. 48 (12), с. 1321—1333.

Геологическая карта региона БАМ. Лист N-51-Б. М-б 1:500 000 / Ред. Л.П. Карсаков. Л., ВСЕГЕИ, 1984.

Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. М-б 1:2 500 000. Объясн. зап. СПб., ВСЕГЕИ, 1999, 135 с.

Добрецов Н.Л. Пермотриасовый магматизм и осадконакопление Евразии как отражение мантийного суперплюма // Докл. РАН, 1997, т. 354, № 4, с. 497—500.

Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С., Балыкин П.А., Журавлев Д.З., Пархоменко В.А. Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохимические особенности, Sm-Nd изотопный возраст и геодинамические условия формирования // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (11), с. 1565—1577.

Изох А.Э., Шелепаев Р.А., Лавренчук А.В., Бородина Е.В., Егорова В.В., Васюкова Е.А., Гладкочуб Д.П. Разнообразие кембро-ордовикских ультрабазит-базитовых ассоциаций Центрально-Азиатского складчатого пояса как отражение процессов взаимодействия плюма и литосферной мантии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания по Программе фундаментальных исследований (г. Иркутск, 10—14 октября 2005 г.). Иркутск, ИЗК СО РАН, 2005, т. 1, с. 106—108.

Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панкхерст Р.Дж. Интерпретация изверженных горных пород. М., Недра, 1982, 414 с.

Лавренчук А.В. Программа для расчета динамики внутрикамерной дифференциации основной магмы „Pluton“ // Вторая сибирская международная конференция молодых ученых по наукам о Земле (1—3 декабря 2004 г.): Тез. докл. Новосибирск, 2004, с. 105—106.

Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Сергеева Н.А., Яковлева С.З. Мезозойские граниты Чубачинского массива тукурингского комплекса (Джугджуро-Становая складчатая область): новые геохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Петрология, 2001, т. 9, № 4, с. 417—432.

Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Глебовицкий В.А., Сальникова Е.Б., Заблоцкий Е.М., Загорная Н.Ю. Этапы формирования континентальной коры центральной части Джугджуро-Становой складчатой области (Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам) // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (4), с. 395—399.

Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Саватенков В.М. Тектоническая эволюция центральной части Джугджуро-Становой складчатой области: результаты U-Pb геохронологических и изотопно-геохимических (Nd, Sr, Pb) исследований // Изотопная геология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. СПб., Центр информационной культуры, 2003, с. 253—257.

Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Анисимова И.В. Раннемеловой возраст регионального метаморфизма становой серии Джугджуро-Становой складчатой области: геодинамические следствия // Докл. РАН, 2006, т. 409, № 2, с. 222—226.

Леднева Г.В. Геохимия, условия и механизм формирования пород расслоенных дунит-клинопироксенит-габбровых серий (на примере массива Сейнав, Олюторская зона, Корякия) // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. М., Научный мир, 2000, с. 31—63.

Леднева Г.В., Соловьев А.В., Гарвер Дж.И. Петрология и геодинамические аспекты формирования массивов гетерогенного ультрамафит-мафитового комплекса Олюторской зоны (Корякское нагорье) // Петрология, 2000, т. 8, № 5, с. 477—505.

Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск, ПГО „Дальгеология“, 1990, 215 с.

Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология, 1999, т. 18, № 5, с. 24—43.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогоо О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22, № 6, с. 7—41.

Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Котов А.Б., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Токско-Алгоминский магматический комплекс Джугджуро-Становой складчатой области: возраст и геодинамические обстановки формирования // Докл. РАН, 2006, т. 409, № 5, с. 652—657.

Шарков Е.В. Петрология магматических процессов. М., Недра, 1983, 200 с.

Щека С.А. Материалы по никеленосности габбро-дунитовой формации Станового хребта. Владивосток, ДВГИ, 1963, 180 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозе: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000, № 5, с. 3—29.

Ariskin A.A., Frenkel M.Ya., Barmina G.S., Neilsen R.L. Comagmat: a Fortran program to model magma differentiation processes // Computers and Geosciences, 1993, v. 19, p. 1155—1170.

Chunming Han, Wenjiao Xiao, Guochun Zhao, Wenjun Qu, Qigui Mao, Andao Du. Re-Os isotopic analysis of the Kalatongke Cu-Ni sulfide deposit, Northern Xinjiang, NW China, and its geological implication // Acta Petrol. Sinica, 2006, v. 22, p. 163—170.

Danyushevsky L.V. The effect of small amount of H₂O on fractionation of mid-ocean ridge magmas // Abstr. AGU Spring Meeting. Eos 79, 1998, N.17/suppl., S375.

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, № 3, p. 249—265.

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

Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, v. 37, p. 485—494.

Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 88-542, 1991a, 35 p.

Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex. Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley Geochronology Center Sp. Publ, 1991b, № 1a, 49 p.

Mattinson J.M. A study of complex discordance in zircons using step-wise dissolution techniques // Contr. Miner. Petrol., 1994, v. 116, p. 117—129.

McDonough W., Sun S-s. The composition of the Earth // Chem. Geol., 1995, v. 120, № 3—4, p. 223—253.

Neymark L.A., Kovach V.P., Nemchin A.A., Morozova I.M., Kотов A.B., Vinogradov D.P., Gorkhovskiy B.M., Ovchinnikova G.V., Bogomolova L.M., Smelov A.P. Late Archaean intrusive complexes in the Olekma granite-greenstone terrane (Eastern Siberia): geochemical and isotopic study // Prec. Res., 1993, v. 62, № 4, p. 453—472.

Nimis P. Clinopyroxene geobarometers for magmatic systems. CpxBar — Excel version by 2000.

Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett., 1975, v. 26, № 2, p. 207—221.

Steiger R.H., Jager E. Subcommittee of Geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett., 1976, v. 36, № 2, p. 359—362.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Sp. Pub. № 42, Blackwell Scientific Publ., 1989, p. 313—346.

*Рекомендована к печати 26 декабря 2007 г.
А.С. Борисенко*

*Поступила в редакцию 18 апреля 2007 г.,
после доработки — 15 октября 2007 г.*