

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 550.4.552

ТРИАСОВЫЙ ЭТАП МАФИТОВОГО МАГМАТИЗМА
ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА
(южное обрамление Северо-Азиатского кратона)

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

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, 675000, Благовещенск, пер. Речной, 1, Россия

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

***Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

U-Pb методом по циркону определен возраст мафитовых массивов Ульдегит (228 ± 1 млн лет) и Чек-Чикан (203 ± 1 млн лет), становление которых ранее относили к раннедокембрийскому этапу геологического развития Джугджуро-Станового супертеррейна. По геохимическим особенностям магматические породы этих массивов, с одной стороны, обнаруживают связь с внутриплитным источником, а с другой, — близки к магматическим породам зон субдукции. Предполагается, что их формирование связано с прекращением субдукции, обусловившей внедрение габброидов Лучинского массива (248 ± 1 млн лет) и диоритов токсско-алгоминского комплекса (238 ± 2 млн лет), и последующим разрывом субдуцируемой пластины.

Ультрамафит-мафитовые массивы, обрамление Северо-Азиатского кратона, петрология, геохимия, изотопное датирование.

THE TRIASSIC STAGE OF MAFIC MAGMATISM IN THE DZHUGDZHUR-STANOVOI SUPERTERRANE
(southern framing of the North Asian craton)

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

With U-Pb zircon dating, the ages of the Ul'degit (228 ± 1 Ma) and Chek-Chikan (203 ± 1 Ma) mafic massifs were determined. These massifs were earlier considered to form at the Early Precambrian stage of the geologic evolution of the Dzhugdzhur-Stanovoi superterrane. In geochemical features the igneous rocks of the massifs show relation with a within-plate source, on the one hand, and are similar to igneous rocks of subduction zones, on the other. They might have formed after subduction, which caused the intrusion of gabbroids of the Lucha massif (248 ± 1 Ma) and diorites of the Tok-Algoma complex (238 ± 2 Ma), followed by the fracturing of the subducted plate.

Ultramafic-mafic massifs, framing of the North Asian craton, petrology, geochemistry, isotope dating

ВВЕДЕНИЕ

Джугджуро-Становой супертеррейн представляет собой крупную раннедокембрийскую тектоническую структуру, претерпевшую в фанерозойское время интенсивную тектономагматическую переработку. Результаты выполненных на сегодняшний день геохронологических исследований [Ларин и др., 2000, 2001, 2002, 2004, 2006; Сальникова и др., 2006; Глебовицкий и др., 2008, 2009] позволяют достаточно уверенно судить только о характере геологической эволюции Джугджуро-Станового супертеррейна в докембрии и позднем мезозое. Что касается палеозойской и раннемезозойской истории этого региона, то недостаток геохронологических данных обуславливает известную неопределенность в ее интерпретации. В этой связи следует отметить, что к настоящему времени мы располагаем информацией о возрасте только таких «реперных» для региона раннемезозойских магматических комплексов, как диориты токсско-алгоминского комплекса — 238 ± 2 млн лет [Ларин и др., 2005; Сальникова и др., 2006]

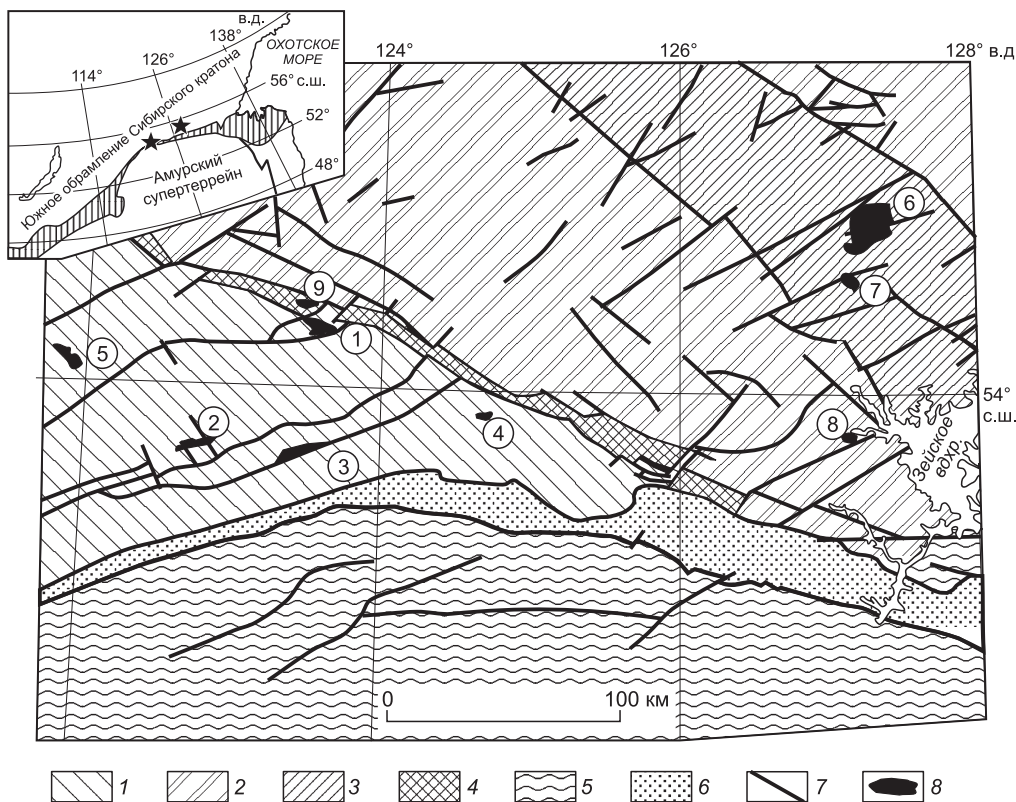


Рис. 1. Схема расположения ультрамафит-мафитовых массивов Джугджуро-Станового супертеррейна южного обрамления Северо-Азиатского кратона, составлена по [Геологическая карта..., 1984, 1999; Мартынюк, 1990].

1—4 — структуры южного и юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона: 1 — Селенгино-Становой супертеррейн; 2, 3 — Джугджуро-Становой супертеррейн: 2 — Дамбукинский, Иликанский, Ларбинский блоки, 3 — Брянтинский блок; 4 — Желтулакская шовная зона; 5 — Керулен-Аргуно-Мамынский супертеррейн; 6 — Монголо-Охотский складчатый пояс; 7 — тектонические нарушения; 8 — ультрамафит-мафитовые массивы. Номерами обозначены массивы: 1 — Лукиндинский, 2 — Кенгуракский, 3 — Монголийский, 4 — Веселкинский, 5 — Нюкжинский, 6 — Лучинский, 7 — Ильдеусский, 8 — Ульдегит, 9 — Чек-Чикан. На врезке звездочками показано положение массивов Ульдегит и Чек-Чикан. Заштрихованная область — Монголо-Охотский складчатый пояс.

и габброидов Лучинского массива — 248 ± 1 млн лет [Бучко и др., 2008]. В настоящей статье обсуждаются геохронологические и геохимические данные, полученные для раннемезозойских мафитовых массивов Ульдегит (228 ± 1 млн лет) и Чек-Чикан (203 ± 1 млн лет), становление которых ранее относили к раннедокембрическому этапу геологического развития Джугджуро-Станового супертеррейна.

Массив Ульдегит расположен в Дамбукинском блоке Джугджуро-Станового супертеррейна (рис. 1) и представляет собой сложенную метагаббро тектоническую линзу 2×6 км, занимающую согласное положение по отношению к плоскостным структурным элементам вмещающих ее метаморфических пород дамбукинской серии, представленных главным образом амфибол-биотитовыми и биотитовыми гнейсами [Геологическая карта..., 1984, 1999].

Массив Чек-Чикан находится в западной части Джугджуро-Станового супертеррейна (см. рис. 1). Он представляет собой вытянутое в юго-восточном направлении интрузивное тело размером 2×8 км, сложенное габбро-норитами, амфиболовыми габбро, габбро-анортозитами и анортозитами, между которыми наблюдаются постепенные переходы. Вмещающими для него являются метаморфические комплексы курультинской серии [Геологическая карта..., 1984], представленные кристаллическими сланцами, кварцитами, гранат-биотитовыми, амфибол-диопсидовыми гнейсами.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Определение содержаний главных элементов в породах выполнено рентгенофлуоресцентным методом, а содержаний элементов-примесей — рентгенофлуоресцентным (Zr, Nb, Ni, Co, Cr, V) и методом

ICP-MS (PЗЭ, Sc, Ga, Ge, Rb, Cs, Ba, Pb, Y, Hf, Nb, Ta, Th, U) с относительной погрешностью 3—10 % в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск) и Институте аналитического приборостроения РАН (г. Санкт-Петербург).

Гомогенизация порошковых проб для рентгенофлуоресцентного анализа проводилась путем сплавления со смесью мета- и тетрабората лития в муфельной печи при $T = 1050\text{—}1100\text{ }^{\circ}\text{C}$. Определения содержаний главных элементов и элементов-примесей выполнялись на рентгеновском спектрометре Pioneer 4S. Величины интенсивности аналитических линий корректировались на фон, эффекты поглощения и вторичной флуоресценции. Вскрытие образцов для определения содержаний элементов-примесей методом ICP-MS осуществлялось с помощью методики кислотного разложения в микроволновой печи. Определения концентраций элементов-примесей проводились на приборе PlasmaQuad фирмы VG Elemental в стандартном режиме. Калибровка чувствительности прибора по всей шкале масс производилась по многоэлементному стандартному раствору редкоземельных элементов фирмы Matthew Johnson.

U-Pb геохронологические исследования выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-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. Определения 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 а.е.м.). Обработка экспериментальных данных проводилась по программам PbDAT и ISOPLOT [Ludwig, 1991, 1999]. 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]. Все ошибки приведены на уровне 2σ .

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Массив Ульдегит. По содержаниям $\text{SiO}_2 = 43.41\text{—}46.56$ мас.% и величине суммы $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 3.45\text{—}5.90$ мас.% (табл. 1) большинство точек состава метагаббро массива Ульдегит на классификационной диаграмме TAS попадают в поле субщелочных габброидов (рис. 2). Главными петрохимическими особенностями пород этого массива являются высокие содержания $\text{TiO}_2 = 2.50\text{—}3.04$ и $\text{Fe}_2\text{O}_3^* = 16.3\text{—}18.8$ мас.% (см. табл. 1), низкая магнезиальность $\text{MgO} = 5.44\text{—}5.94$ мас.% ($\text{Mg}\# = 22.0\text{—}25.0$, где $\text{Mg}\# = \frac{\text{MgO} \cdot 100}{\text{MgO} + \text{FeO}^*}$) и глиноземистость $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13.28\text{—}14.22$ мас.%, ($\text{Al}\# = 0.31\text{—}0.36$, где $\text{Al}\# = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{TiO}_2 + \text{MnO} + \text{FeO}^*}$) (рис. 3).

Распределение редкоземельных элементов (рис. 4) в метагаббро массива Ульдегит имеет умеренно фракционированный характер ($(\text{La}/\text{Yb})_n =$

Таблица 1. Химический состав представительных образцов габбро массива Ульдегит

Компонент	C-969	C-969-1	C-969-2	C-969-3	C-969-4
SiO_2 , мас.%	45.26	45.68	44.17	46.56	43.41
TiO_2	2.93	2.50	3.04	2.89	2.84
Al_2O_3	13.29	14.22	13.28	13.95	13.50
Fe_2O_3	18.52	16.28	19.92	17.35	18.77
MnO	0.20	0.18	0.22	0.19	0.19
MgO	5.94	5.44	5.82	5.47	5.56
CaO	9.01	8.98	8.60	8.42	9.05
Na_2O	3.29	3.00	3.11	3.15	2.80
K_2O	0.87	0.77	0.76	0.92	0.65
P_2O_5	0.27	0.21	0.21	0.30	0.18
П.л.п.	0.65	0.91	0.66	0.61	1.16
Сумма	100.22	98.15	99.78	99.83	98.11
Rb, г/т	14	10	12	17	7
Sr	689	774	701	767	750
Ba	510	605	666	778	407
La	12.45	12.50	11.69	13.05	10.09
Ce	30.97	28.54	27.95	31.12	23.83
Pr	4.91	4.08	3.87	4.53	3.34
Nd	20.81	18.83	18.61	20.77	15.95
Sm	4.90	4.76	4.55	4.65	3.87
Eu	1.56	1.70	1.64	1.62	1.42
Gd	4.93	4.25	4.34	4.91	3.97
Tb	0.73	0.69	0.64	0.74	0.56
Dy	3.95	3.94	3.45	3.92	3.38
Ho	0.94	0.91	0.83	0.79	0.71
Er	2.07	1.85	2.14	2.16	1.78
Tm	0.27	0.26	0.26	0.27	0.25
Yb	2.07	2.16	1.64	1.76	1.39
Lu	0.28	0.22	0.21	0.21	0.25
Y	19.5	17.9	18.7	19.8	16.7
Th	0.42	0.32	0.33	0.79	0.29
U	0.16	0.07	0.46	0.18	0.10
Zr	79	71	86	75	70
Hf	0.88	0.79	0.81	0.76	0.71
Nb	3.9	2.9	3.6	4.0	2.3
Ta	0.25	0.17	0.21	0.26	0.14
Zn	144	128	163	132	151
Cu	108	88	113	57	125
Co	51	48	55	46	56
Ni	32	32	35	24	40
V	521	484	523	448	547
Cr	39	39	39	36	41

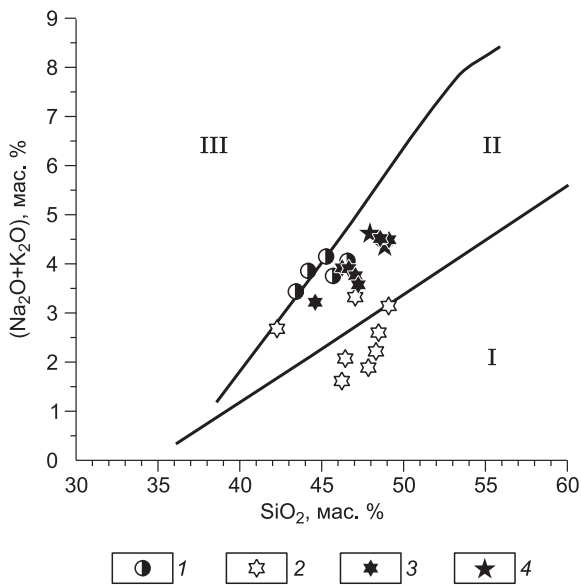


Рис. 2. Диаграмма SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ [Андреева и др., 1981] для пород массивов Ульдегит и Чек-Чикан.

1 — габбро массива Ульдегит; 2—4 породы массива Чек-Чикан: 2 — габбро-нориты; 3 — амфиболовые габбро; 4 — габбро-анортозиты, анортозиты.

Римскими цифрами обозначены поля пород: I — нормального, II — субщелочного, III — щелочного составов.

= 5.8—7.4); европиевая аномалия отсутствует ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.96$ —1.12). Помимо отмеченного выше обогащения метагаббро K, Ti и Fe в них отмечаются повышенные концентрации таких элементов, как Rb (до 17 г/т), Ba (до 778 г/т), Sr (774 г/т) при относительно низких концентрациях Th (0.29—0.79 г/т), U (до 0.46 г/т), Ta (0.14—0.26 г/т), Nb (2—4 г/т) и Hf (до 0.88 г/т) (рис. 5, см. табл. 1).

Массив Чек-Чикан. На классификационной диаграмме TAS фигуративные точки составов габбро-норитов, амфиболовых габбро и анортозитов массива Чек-Чикан располагаются вдоль линии, разделяющей субщелочные породы и породы нормальной щелочности (см. рис. 2).

На вариационных диаграммах (см. рис. 3) фигуративные точки составов габбро-норитов массива Чек-Чикан располагаются вдоль трендов, соответствующих феннеровскому типу дифференциации (с увеличением степени дифференциации отмечается увеличение содержаний Fe, Ti, щелочей и уменьшение содержаний Al и Ca). Следует отметить, что этому же тренду отвечают и точки составов метагаббро массива Ульдегит. Для амфиболовых габбро и габбро-анортозитов, анортозитов массива Чек-Чикан, напротив, характерен боуэновский тренд дифференциации (уменьшение содержаний Fe, Ti и Ca, увеличение содержаний щелочей и неотчетливое увеличение содержания Al с увеличением степени дифференциации). Амфиболовые габбро массива Чек-Чикан, так же как и метагаббро массива Ульдегит, характеризуются довольно высокими содержаниями $\text{TiO}_2 = 1.61$ —3.44, $\text{K}_2\text{O} = 0.35$ —1.05, $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.30$ —1.36 мас.%, в то время как для габбро-норитов характерны в целом более низкие содержания TiO_2 (табл. 2).

По содержаниям редкоземельных элементов габбро-нориты массива Чек-Чикан соответствуют обогащенным базальтам (E-MORB) (см. рис. 4), при незначительном преобладании легких лантаноидов над тяжелыми ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 2.3$ —3.1) и некотором избытке европия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.42$ —1.75). В амфиболовых габбро, габбро-анортозитах и анортозитах рассматриваемого массива уровень содержаний редкоземельных элементов несколько выше и в некоторых образцах достигает их уровня в OIB. При

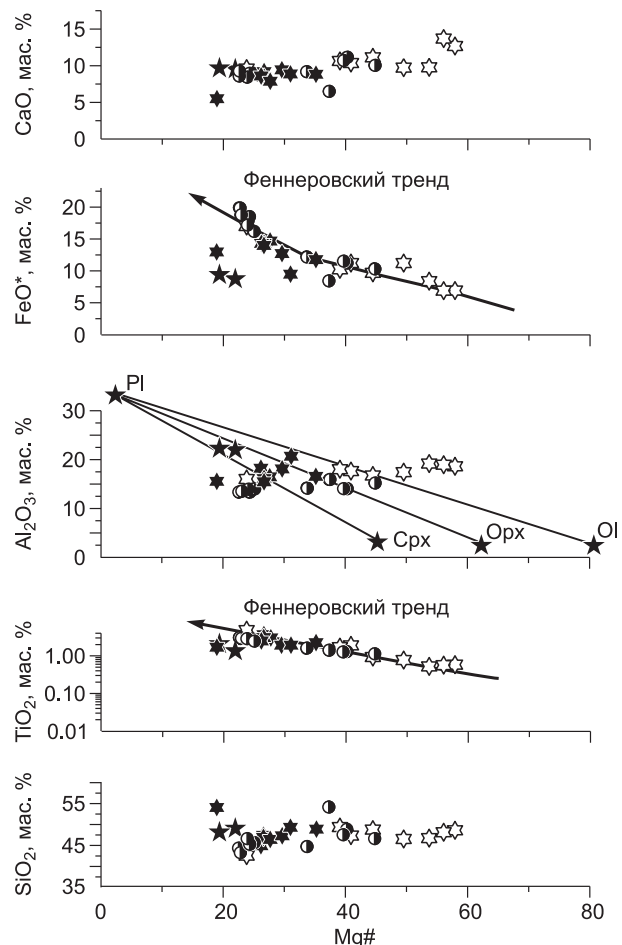


Рис. 3. Диаграммы распределения основных петрогенных оксидов в зависимости от магнетиальности ($\text{Mg}\#$) в породах массивов Ульдегит и Чек-Чикан.

Усл. обозн. см. на рис. 2. $\text{Mg}\# = \text{MgO} \cdot 100 / (\text{MgO} + \text{FeO}^*)$. Срх — клинопироксен, Орх — ортопироксен, ОI — оливин.

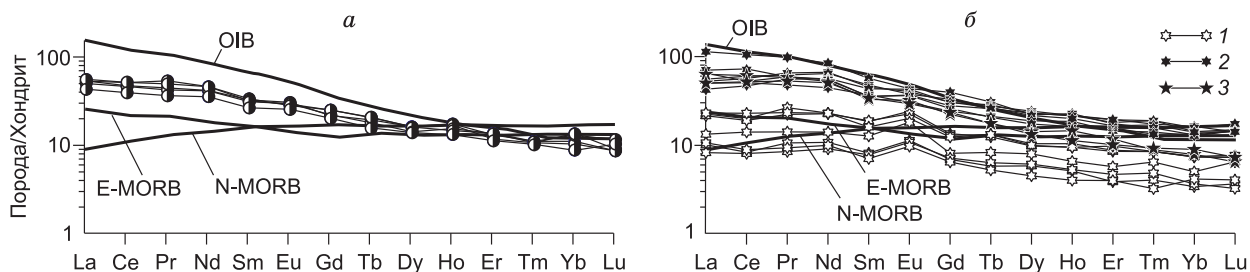


Рис. 4. Графики распределения редкоземельных элементов в породах массивов Ульдегит (а) и Чек-Чикан (б).

Состав хондрита, по [McDonough, Sun, 1995], составы N-MORB, E-MORB, OIB, по [Sun, McDonough, 1989]. 1 — габбро-нориты, 2 — амфиболовые габбро, 3 — габбро-анортозиты, анортозиты.

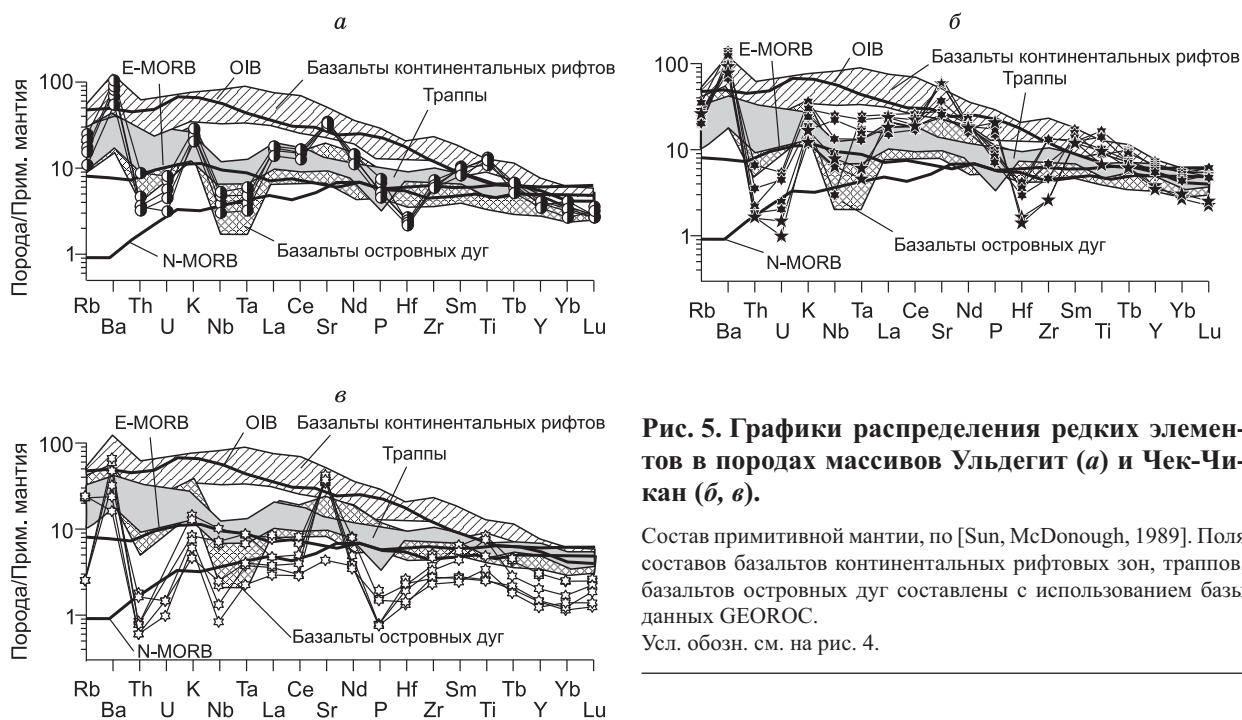


Рис. 5. Графики распределения редких элементов в породах массивов Ульдегит (а) и Чек-Чикан (б, в).

Состав примитивной мантии, по [Sun, McDonough, 1989]. Поля составов базальтов континентальных рифтовых зон, траппов, базальтов островных дуг составлены с использованием базы данных GEOROC. Усл. обозн. см. на рис. 4.

этом величина отношения $(La/Yb)_n$ увеличивается до 8.8, а европиевая аномалия практически нивелируется ($Eu/Eu^* = 0.99—1.18$) (см. рис. 4).

На спайдер-диаграммах (см. рис. 5) во всех породах массива Чек-Чикан отчетливо проявлено обогащение Ba (до 754 г/т), Sr (до 1060 г/т) и K (до 8700 г/т), при дефиците U (0.01—0.11 г/т) и Th (0.06—0.54 г/т). Кроме того, в анортозитах отмечается обогащение Ti (до 20 000 г/т), P (до 1900 г/т), Y (до 31.6 г/т) и HREE. Содержания Nb (до 15 г/т) и Ta (до 0.97 г/т) во всех типах пород массива невелики, но на спайдер-диаграммах отсутствуют отчетливые минимумы, характеризующие относительный дефицит этих элементов. В целом спектры распределения малых элементов в породах массива Чек-Чикан «конформны» спектрам их распределения в породах массива Ульдегит, но отличаются от последних более низкими содержаниями всех элементов.

РЕЗУЛЬТАТЫ U-РЬ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Массив Ульдегит. Для геохронологических исследований использована проба метагаббро (пр. С-969). Акцессорный циркон, выделенный из этой пробы, представлен как субидиоморфными прозрачными бесцветными кристаллами короткопризматического и призматического облика, так и их обломками (рис. 6, а). Для внутреннего строения кристаллов циркона характерна грубая магматическая зональность и секториальность (см. рис. 6, б). Для U-Pb геохронологических исследований использованы две навески циркона, отобранные из размерных фракций 100—220 и >220 мкм (табл. 3), которые имеют конкордантный возраст 228 ± 1 млн лет (СКВО = 0.88, вероятность = 0.35) (рис. 7). Морфологи-

Таблица 2. Химический состав представительных образцов массива Чек-Чикан

Компо- нент	И-720	И-703	И-719	И-714	И-706	И-712	И-704	И-709	И-700	И-710	И-702	И-708	И-705	И-716	И-722	И-721
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂ , мас.%	46.28	47.10	47.90	48.37	48.53	49.14	42.32	44.66	48.63	46.31	46.71	47.12	47.29	49.16	48.00	48.90
TiO ₂	0.72	1.78	0.53	0.55	0.87	1.60	4.51	2.28	2.13	2.92	2.99	1.83	3.44	1.79	2.00	1.30
Al ₂ O ₃	17.24	17.46	18.75	18.44	16.55	17.83	15.84	18.14	16.36	16.37	15.58	17.96	15.88	20.53	22.16	21.87
Fe ₂ O ₃	11.06	11.06	6.74	6.76	9.54	10.08	16.88	14.22	11.64	14.57	13.82	12.63	14.33	9.33	9.30	8.63
MnO	0.16	0.15	0.10	0.10	0.14	0.15	0.18	0.18	0.17	0.21	0.21	0.14	0.19	0.12	0.08	0.07
MgO	10.87	7.66	8.61	9.31	7.65	6.47	5.29	5.06	6.33	5.57	5.03	5.32	5.22	4.20	2.24	2.43
CaO	9.60	10.23	13.56	12.56	11.00	10.52	9.47	8.40	8.74	7.78	8.43	9.34	9.11	8.76	9.59	9.46
Na ₂ O	1.53	3.04	1.78	2.08	2.34	3.03	2.47	3.05	3.67	3.24	3.39	3.57	3.19	4.20	4.35	4.20
K ₂ O	0.14	0.43	0.18	0.22	0.36	0.25	0.31	0.31	1.05	0.86	0.69	0.35	0.54	0.49	0.49	0.35
P ₂ O ₅	0.06	0.04	0.03	0.03	0.08	0.03	0.07	0.55	0.32	0.36	1.36	0.30	0.33	0.26	0.76	0.63
П.п.п.	0.79	1.23	1.22	1.54	1.36	0.86	1.16	1.52	0.95	1.79	1.78	1.02	0.42	1.13	1.16	0.75
Сумма	98.44	100.18	99.39	99.95	98.41	99.94	98.50	98.36	99.99	99.98	99.97	99.57	99.93	99.98	100.12	98.60
Cs, г/г	0.03	0.07	0.05	0.15	0.09	0.03	0.09	0.05	0.49	0.40	0.17	0.05	0.03	0.18	0.29	0.07
Rb	1	1	1	1	2	1	1	1	12	7	6	1	2	1	2	1
Sr	649	692	761	745	625	747	609	1063	424	654	576	726	506	1260	984	1018
Ba	154	285	50	131	261	209	240	313	474	754	637	250	595	460	383	351
Ga	12	17	13	12	15	16	21	21	18	22	20	20	22	19	19	21
La	2.53	5.37	1.96	2.45	5.52	3.17	5.13	12.61	11.99	15.61	27.23	13.3	16.85	10.26	12.03	15.12
Ce	5.48	12.31	4.96	5.14	14.17	8.68	11.78	35.00	31.42	32.62	65.35	37.25	45.04	28.92	32.21	37.82
Pr	0.87	2.48	0.79	0.99	2.18	1.32	2.08	6.14	4.48	5.54	9.23	5.82	5.53	5.21	4.97	5.45
Nd	4.58	10.62	4.17	4.94	10.56	6.46	10.43	30.74	20.55	25.24	38.92	29.72	25.74	26.18	23.37	24.26
Sm	1.05	2.75	1.16	1.21	2.39	1.89	2.81	6.77	5.52	5.31	8.51	7.14	5.3	6.47	5.09	4.92
Eu	0.55	1.37	0.61	0.64	1.14	1.03	1.28	2.29	1.72	2.06	2.47	2.14	2.09	2.43	1.67	1.82
Gd	1.29	2.70	1.43	1.38	2.47	1.62	2.59	6.13	4.84	5.19	7.95	6.6	5.59	6.08	4.71	4.47
Tb	0.19	0.45	0.23	0.21	0.48	0.33	0.48	0.97	0.77	0.75	1.12	1.00	0.94	1.04	0.64	0.64
Dy	1.11	2.42	1.51	1.44	2.46	1.97	2.57	5.35	4.66	4.29	5.44	6.23	5.71	5.65	3.28	3.51
Ho	0.22	0.52	0.29	0.28	0.52	0.36	0.57	1.12	1.02	0.89	1.25	1.19	1.18	1.19	0.62	0.82
Er	0.64	1.37	0.75	0.62	1.57	0.92	1.41	2.67	2.33	2.52	2.81	2.91	3.12	3.15	1.63	1.89
Tm	0.08	0.21	0.12	0.10	0.21	0.16	0.21	0.42	0.35	0.33	0.39	0.47	0.47	0.43	0.23	0.22
Yb	0.67	1.19	0.59	0.55	1.21	0.81	1.19	2.27	2.06	2.17	2.11	2.34	2.55	2.64	1.45	1.27
Lu	0.10	0.18	0.08	0.09	0.19	0.16	0.18	0.35	0.36	0.36	0.36	0.37	0.43	0.35	0.18	0.16
Y	5.5	13.5	6.6	6.4	13.6	9.0	12.7	26.4	24.7	24.0	31.6	29.9	28.8	27.0	15.2	16.7
Th	0.09	0.06	0.05	0.05	0.15	0.06	0.07	0.08	0.54	0.18	1.14	0.15	0.29	0.15	0.09	0.13
U	0.03	0.01	0.02	0.03	0.04	0.01	0.01	0.02	0.11	0.1	0.36	0.05	0.09	0.04	0.02	0.03
Zr	14	19	8	16	21	14	19	16	24	21	7	12	13	17	5	9
Hf	0.4	0.7	0.4	0.7	0.8	0.6	0.8	0.8	1.1	1.0	0.7	0.6	0.9	0.9	0.3	0.5
Nb	2	7	1	1	5	5	14	15	9	17	11	6	15	15	5	4
Ta	0.16	0.34	0.09	0.15	0.27	0.35	0.79	0.68	0.52	0.88	0.59	0.23	0.97	0.65	0.24	0.18
Zn	37	54	14	17	39	45	92	77	58	97	91	62	84	44	32	31
Cu	9	14	2	33	12	58	24	16	7	27	18	9	13	9	22	10
Co	56	35	38	43	38	42	47	28	29	44	42	30	34	23	19	19
Ni	112	23	51	69	19	18	10	12	19	26	3	6	8	6	2	3
Sc	16	31	25	26	39	29	33	22	24	31	27	32	38	25	11	13
V	70	302	130	125	204	210	644	135	252	353	316	165	493	79	150	144
Cr	41	45	216	279	80	23	12	19	83	39	8	13	31	12	16	16

Примечание. 1—7 — габбро-нориты, 8—14 — амфиболовые габбро, 15, 16 — габбро-анортозиты, анортозиты.

Таблица 3. Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов из габбро массива Ульдегит (обр. С-969) и габбро-норита массива Чек-Чикан (обр. И-710)

№ п/п	Размер фракции (мкм) и ее характеристика	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
			Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
С-969-1	100—220	0.70	7.45	183	2260	0.0508 ± 1	0.2530 ± 1	0.2508 ± 8	0.0358 ± 1	0.83	227 ± 1	227 ± 1	230 ± 4
С-969-2	>220	0.29	4.68	102	371	0.0509 ± 2	0.2966 ± 1	0.2529 ± 13	0.0361 ± 1	0.65	229 ± 1	228 ± 1	235 ± 9
И-710-1	>100	0.55	2.09	55.8	959	0.0502 ± 2	0.2577 ± 1	0.2230 ± 14	0.0322 ± 2	0.87	204 ± 1	204 ± 1	206 ± 7
И-710-2	>150	1.72	1.78	43.4	333	0.0502 ± 3	0.2699 ± 1	0.2211 ± 13	0.0320 ± 1	0.56	203 ± 1	203 ± 1	202 ± 12

* Изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец. Величины ошибок соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

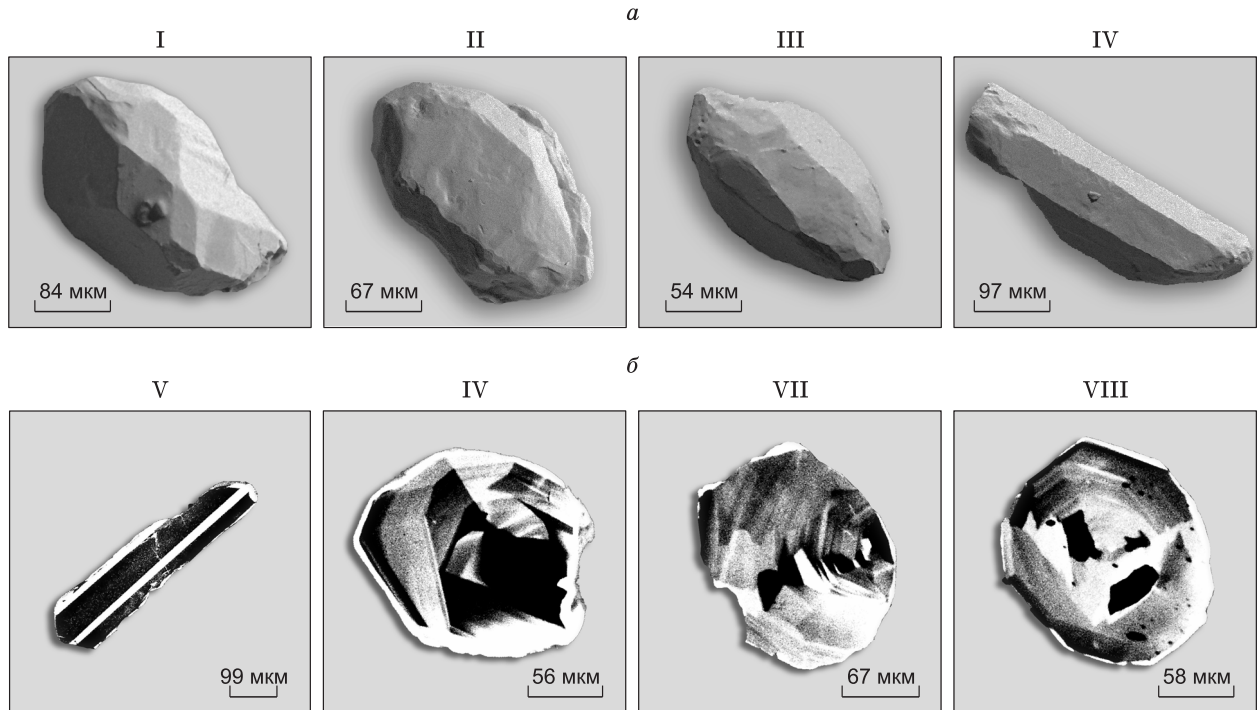
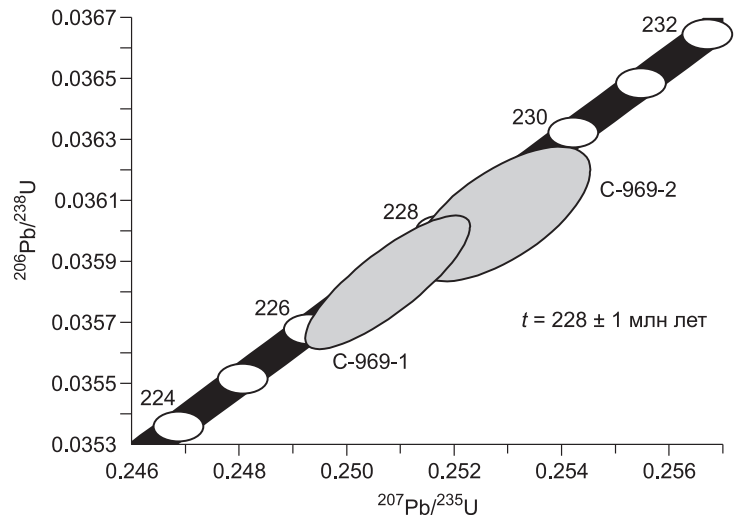


Рис. 6. Микрофотографии циркона из габбро массива Ульдегит (обр. С-969), выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55 в режиме вторичных электронов (а) и на сканирующем электронном микроскопе CamScan в режиме катодолуминесценции (б).

Рис. 7. Диаграмма с конкордией для цирконов из габбро массива Ульдегит (обр. С-969).

Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 3.



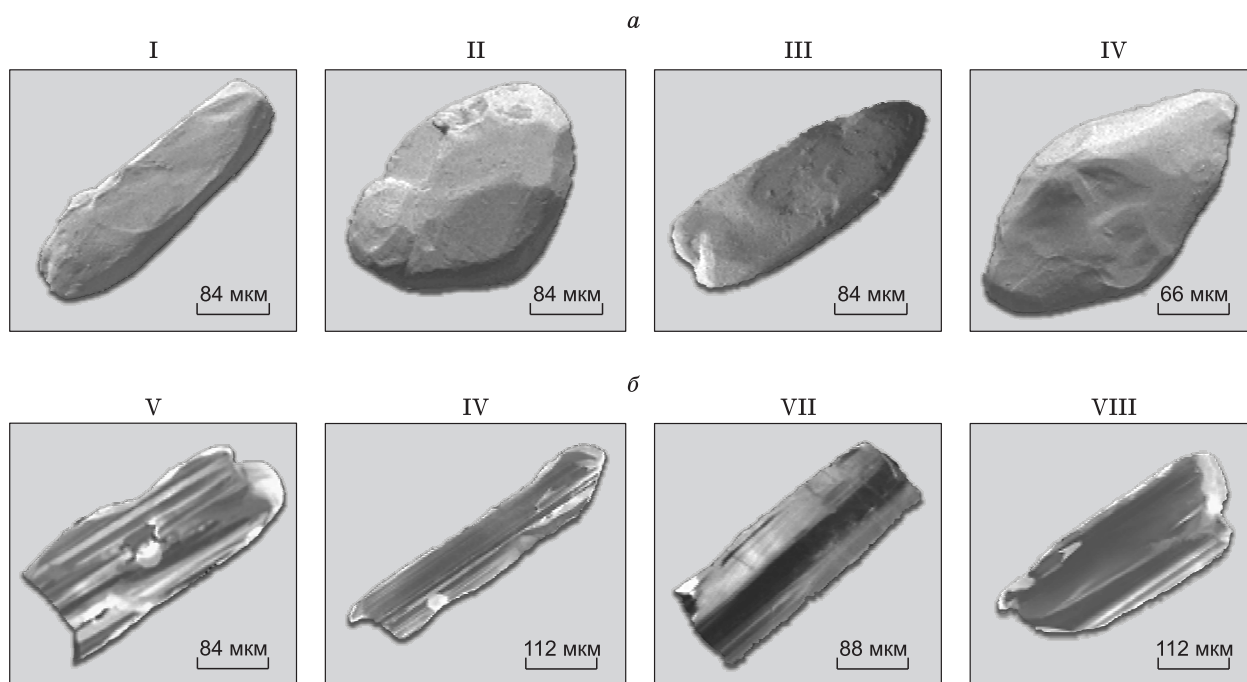


Рис. 8. Микрофотографии циркона из габбро-норита (обр. И-710), выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ-55 в режиме вторичных электронов (а) и катодолуминесценции (б).

ческие особенности изученного циркона указывают на его кристаллизацию из расплава, что позволяет рассматривать полученную для него оценку возраста 228 ± 1 млн лет в качестве оценки возраста становления массива Ульдегит.

Массив Чек-Чикан. Геохронологические исследования выполнены для акцессорного циркона, выделенного из габбро-норита (пр. И-710). Этот циркон представлен субидiomорфными прозрачными зональными кристаллами призматического и овального облика желтого цвета (рис. 8). Для проведения U-Pb геохронологических исследований использованы две навески циркона из размерных фракций >100 и >150 мкм (рис. 9, см. табл. 3), которые характеризуются конкордантным возрастом 203 ± 1 млн лет (СКВО = 0.14, вероятность = 0.71). Циркон из габбро-норита имеет магматическое происхождение, о чем свидетельствуют его морфологические характеристики. Следовательно, полученное значение его возраста 203 ± 1 млн лет может быть принято в качестве оценки возраста кристаллизации родоначальных для габбро-норитов массива Чек-Чикан расплавов.

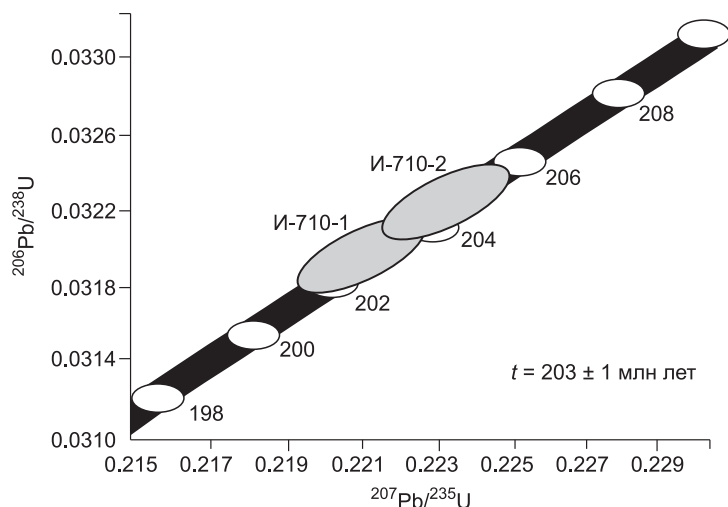


Рис. 9. Диаграмма с конкордией для цирконов из габбро-норита массива Чек-Чикан (обр. И-710).

Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 3.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате выполненных U-Pb геохронологических исследований получены оценки возраста массивов Ульдегит (228 ± 1 млн лет) и Чек-Чикан (203 ± 1 млн лет), соответствующие позднему триасу. Становление этих массивов отвечает раннемезозойскому этапу геологического развития Джугджуро-Станового супертеррейна, с которым также связано внедрение габброидов Лучинского массива (248 ± 1 млн лет) [Ларин и др., 2005; Бучко и др., 2007, 2008] и диоритов токсско-алгоминского комплекса (238 ± 2 млн лет) [Ларин и др., 2005; Сальникова и др., 2006].

Согласно [Ларин и др., 2005; Сальникова и др., 2006], формирование диоритов токсско-алгоминского комплекса протекало в обстановке активной континентальной окраины. Геохимическими признаками субдукционного происхождения обладают и габброиды Лучинского массива [Бучко и др., 2008]. Все это позволяет предполагать, что становление близких к ним по возрасту массивов Ульдегит и Чек-Чикан связано с функционированием той же зоны субдукции, падающей под юго-восточную окраину Северо-Азиатского кратона.

Рассматривая геохимические особенности пород, слагающих массивы Ульдегит и Чек-Чикан, в первую очередь следует отметить, что они обладают «двойственными» геохимическими чертами. Так, вариации состава габброидов этих массивов отвечают феннеровскому тренду дифференциации, что сближает их с основными породами мантийных плюмов [Грачев, 1987]. В то же время для них свойственны низкие содержания MgO, что отличает их от типичных базитов мантийных плюмов, для которых характерны содержания $MgO > 8\%$ [Грачев, 1987]. Наоборот, габброиды низкомagneзиальной серии соответствуют наиболее распространенному типу базальтов в островных дугах [Пополитов, Волюнец, 1981]. Относительное обогащение пород рассматриваемых массивов K_2O и TiO_2 определяет их принадлежность к субщелочной высокотитанистой серии, что вместе с относительно высокими концентрациями P_2O_5 сближает их с базитами рифтовых зон [Магматические..., 1985; Грачев, 1987; Roger et al., 2000] и магматическими породами, сформировавшимися под воздействием плюмов [Грачев, 1987; Добрецов, 1997, 2005; Ярмолюк и др., 2000; Бин-Цюань и др., 2005].

Отмеченная геохимическая «двойственность» магматических пород рассматриваемых массивов достаточно ярко проявлена как на спайдер-диаграммах, так и на тектонических дискриминационных диаграммах, в основе которых лежат различные тенденции поведения макрокомпонентов при фракционировании базальтовых расплавов в различных геодинамических обстановках. В частности, габброидам

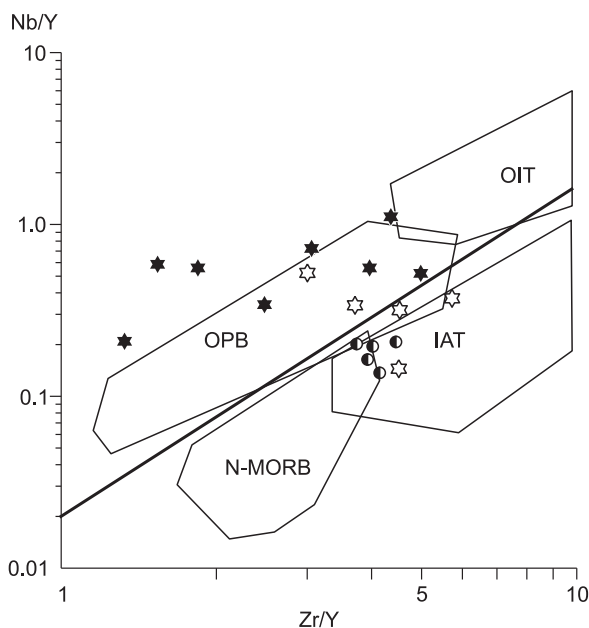


Рис. 10. Диаграмма Nb/Y—Zr/Y [Kerr et al., 2000] для пород массивов Ульдегит, Чек-Чикан и Лучинский.

Поля составов пород: OIT — базальты океанических островов и/или лавовых плато, IAT — толеиты островных дуг, OPB — океанические платобазальты, N-MORB — базальты срединно-океанических хребтов нормального типа. Усл. обозн. см. на рис. 2.

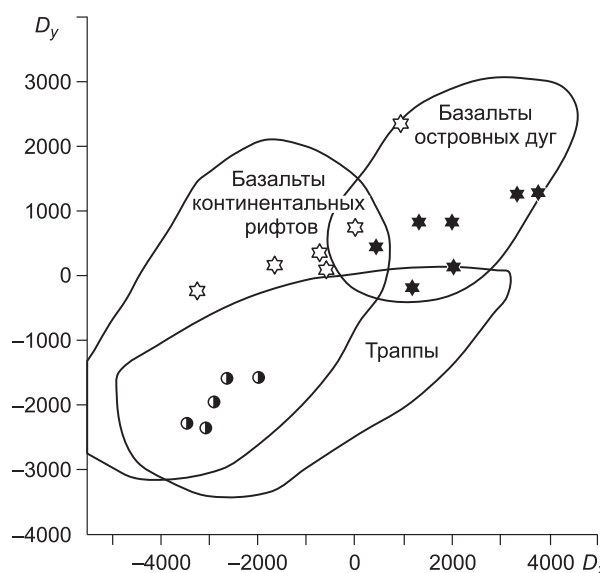


Рис. 11. Диаграмма $D_x—D_y$ [Великославинский, Глебовицкий, 2005] для габброидов массивов Ульдегит, Чек-Чикан.

$D_x = 176.94 \cdot D_2 - 1217.77 \cdot E_2 + 154.51 \cdot F_2 - 63.1 \cdot G_2 \cdot 0.9 - 15.69 \cdot J_2 + 372.43 \cdot K_2 + 104.41 \cdot L_2 - 19.96 \cdot M_2 - 873.69 \cdot N_2 - 11721.488$
 $D_y = 94.39 \cdot D_2 - 103.3 \cdot E_2 + 417.98 \cdot F_2 - 55.63 \cdot G_2 \cdot 0.9 + 57.61 \cdot J_2 + 118.42 \cdot K_2 + 502.2 \cdot L_2 + 6.37 \cdot M_2 + 415.31 \cdot N_2 - 13724.66$
 Усл. обозн. см. на рис. 2.

изученных массивов присущи относительно низкие концентрации Th, Nb, Ta, Zr и Hf (см. рис. 5), что указывает на их связь с субдукционными процессами. С другой стороны, они характеризуются высокими содержаниями Rb, Ba, K, Sr, REE, Ti и P, достигающими уровня содержаний этих элементов в ОИВ и базальтах континентальных рифтов (см. рис. 5), что наделяет их признаками внутриплитных базальтов. Близость их составов породам, сформированным при участии внутриплитного источника, наглядно иллюстрируют дискриминационная диаграмма Nb/Y—Zr/Y (рис. 10). Достаточно показательным в этом плане является и дискриминационная диаграмма $D_x—D_y$ (рис. 11), на которой составы габброидов массива Ульдегит отвечают составам базальтов континентальных рифтовых зон и траппов. Фигуративные точки габброидов массива Чек-Чикан на диаграмме $D_x—D_y$ (см. рис. 11) располагаются вдоль тренда, пересекающего поля составов базальтов континентальных рифтовых зон и островных дуг. При этом в поле последних попадают точки состава наиболее высокоглиноземистых разностей магматических пород указанного массива — габбро-анортозитов и анортозитов.

Если признать, что образование габброидов Лучинского массива (248 ± 1 млн лет) и диоритов токсско-алгоминского комплекса (238 ± 2 млн лет) происходило в субдукционной обстановке [Ларин и др., 2005; Сальникова и др., 2006; Бучко и др., 2008], то, учитывая возраст массивов Ульдегит (228 ± 1 млн лет) и Чек-Чикан (203 ± 1 млн лет) и специфические геохимические особенности слагающих их пород, можно предполагать, что их формирование связано с прекращением субдукции и последующим разрывом субдуцируемой пластины. Это привело к поступлению в образовавшуюся «брешь» астеносферного вещества и, соответственно, к возникновению магм, которые обладают геохимическими особенностями, характерными как для магм субдукционного, так и внутриплитного происхождения.

Нельзя также не отметить, что по некоторым геохимическим особенностям габброиды массивов Ульдегит и Чек-Чикан вполне сопоставимы с базальтами траппов (см. рис. 5). Однако основной этап траппового магматизма в пределах Северо-Азиатского кратона был проявлен в интервале 253—250 млн лет [Генштафт, 2001; Добрецов, 2005; Борисенко и др., 2006]. Поэтому связать с ним формирование рассматриваемых массивов не представляется возможным.

ВЫВОДЫ

1. В результате проведенных исследований установлен возраст габброидов массивов Ульдегит (228 ± 1 млн лет) и Чек-Чикан (203 ± 1 млн лет), который соответствует в стратиграфической шкале позднему триасу.

2. Внедрение этих массивов произошло позднее становления интрузий габброидов Лучинского массива (248 ± 1 млн лет) и диоритов токсско-алгоминского комплекса (238 ± 2 млн лет), образование которых протекало в обстановке активной континентальной окраины.

3. По геохимическим особенностям магматические породы указанных массивов, с одной стороны, обнаруживают связь с внутриплитным источником, а с другой, — близки к магматическим породам зон субдукции.

4. Учитывая возраст изученных массивов (228—203 млн лет) и геохимические особенности слагающих их пород, есть все основания полагать, что их формирование связано с прекращением субдукции и последующим разрывом субдуцируемой пластины.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (гранты 08-05-00668, 08-05-10044), программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ» и Президиума ДВО РАН (гранты 09-П-СО-08-007, 09-И-ОНЗ-09).

ЛИТЕРАТУРА

Андреева Е.Д., Богатиков О.А., Бородаевская М.Б., Гоньшакова В.И. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М., Недра, 1981, 160 с.

Бин-Цюань Чжу, Яо-Гуо Ху, Сянь-Ян Чан, Цзинь Се, Чжэн-Вэй Чжан. Крупнейшая магматическая провинция Эмейшань: результат плавления примитивной мантии и субдуцированного слэба // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 924—941.

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., 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, 2007, т. 413, № 5, с. 651—654.

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

мафит-мафитового Лучинского массива (юго-восточное обрамление Сибирского кратона) // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (8), с. 754—768.

Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А. Новая дискриминантная диаграмма для классификации островодужных и континентальных базальтов на основе петрохимических данных // Докл. РАН, 2005, т. 401, № 2, с. 213—216.

Геншафт Ю.С. Трапповый магматизм и ультраосновные щелочные комплексы (на примере сибирских траппов и Меймеча-Котуйской щелочной провинции) // Электронный НИЖ «Вестник ОГГТГН РАН», 2001, № 3.

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.

Глебовицкий В.А., Седова И.С., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Толмачева Е.В., Саморукова Л.М. Геохимия и геохронология мигматитов Курультино-Нюкжинского сегмента и проблемы корреляции метаморфических событий в Джугджуро-Становой складчатой области, Восточная Сибирь // Петрология, 2008, т. 16, № 6, с. 627—656.

Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Великославинский С.Д. Гранулитовые комплексы Джугджуро-Становой складчатой области и Пристанового пояса: возраст, условия и геодинамические обстановки проявления метаморфизма // Геотектоника, 2009, № 4, с. 3—15.

Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. М., Недра, 1987, 248 с.

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

Добрецов Н.Л. Крупнейшие магматические провинции Азии (250 млн лет): сибирские и эмейшаньские траппы (платобазальты) и ассоциирующие гранитоиды // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 870—890.

Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Макарьев Л.Б., Тимашков А.Н., Бережная Н.Г., Яковлева С.З. Новые данные о возрасте гранитов кодарского и тукурингского комплексов, Восточная Сибирь: геодинамические следствия // Петрология, 2000, т. 8, № 3, с. 267—279.

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., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Ховач В.П., Бережная Н.Г., Яковлева С.З., Толкачев М.Д. Позднеархейские гранитоиды Дамбукинского блока Джугджуро-Становой складчатой области: формирование и преобразование континентальной коры в раннем докембрии // Петрология, 2004, т. 12, № 3, с. 245—263.

Ларин А.М., Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Бучко И.В. Корреляция возрастных рубежей мезозойского магматизма северного и южного обрамлений восточного фланга Монголо-Охотского складчатого пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2005, т. 2, с. 19—22.

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.

Магматические горные породы. Основные породы. Т. 3 / Под ред. Е.Е. Лазько, Е.В. Шаркова. М., Наука, 1985, 488 с.

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.

Пополитов Э.И., Волынец О.Н. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги. Новосибирск, Наука, 1981, 181 с.

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.

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

Kerr A.C., White R.V., Saunders A.D. LIP reading: recognizing oceanic plateaus in the geological record // J. Petrol., 2000, v. 7, № 41, p. 1041—1055.

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, 1991, 35 p.

Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex.Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley Geochronology Center Sp.Publ., 1999, № 1a, 49 p.

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

Rogers N., Macdonald R., Fitton J., George R., Smith M., Barreiro B. Two mantle plumes beneath the East African rift system: Sr, Nd and Pb isotope evidence from Kenya Rift basalts // Earth Planet. Sci. Lett., 2000, p. 387—400.

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. Subcommission 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 basin. Geol. Soc. Sp. Publ. № 42. Blackwell Scientific Publ., 1989, p. 313—346.

*Рекомендована к печати 11 сентября 2009 г.
В.А. Верниковским*

*Поступила в редакцию
23 апреля 2009 г.*