

НОВЫЕ ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ДЛЯ ТАСТАУСКОЙ БАЗИТ-ГРАНИТОИДНОЙ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОЙ СЕРИИ (ЧАРСКАЯ СДВИГОВАЯ ЗОНА, ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

К.А. Докукина¹, Т.В. Каулина², В.Г. Владимиров³, А.Н. Конилов¹

¹Геологический Институт РАН, Москва, e-mail: dokukina@mail.ru

²Геологический институт КНЦ, Апатиты, e-mail: kaulina@geoksc.apatity.ru

³Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, e-mail: vvg@uiggm.nsc.ru

Тастауская базит-гранитоидная серия вулканоплутонических пород проявлена в Чарской сдвиговой зоне. Чарская зона представляет собой центральную часть коллизионной структуры, сформированной в результате закрытия Обь-Зайсанского океанического бассейна при позднегерцинской коллизии Казахского и Сибирского континента [Буслов и др., 2003]. Изверженные породы тастауской серии пересекают сформированные континентальные комплексы и проявлены в виде кольцевых или линейных вулканических или вулканоплутонических структур, а также интрузивов, которые образуют региональный пояс северо-западного простирания, прослеживающийся более чем на 400 км от границы с Китаем до Семипалатинского Прииртышья (рис. 1). Аналогом тастауской серии в соседней с юго-запада Жарма-Саурской зоне является салдырминская базит-гранитоидная вулканоплутоническая серия [Ермолов и др., 1977]. Возраст обеих серий был оценен в интервале средний карбон – ранняя пермь на основании соотношений со стратиграфическими подразделениями и единичных К/Аг определений [Ермолов и др., 1983; Щерба и др., 1998; Владимиров и др., 2003; Куйбида и др., 2004]. По цирконам для лейкогранитов Сиректасской палеовулканической структуры центрального типа (салдырминская серия) был установлен возраст U-Pb (Shrimp-II) методом, который составляет 289 ± 7 млн. лет [Куйбида и др., 2004]. В пределах чарской зоны датированы породы тастауской серии: субщелочные габброиды аргимбайского (293 ± 2 млн. лет) и пикродолериты максутского комплексов (280 ± 4 млн. лет) [Ермолов и др., 1983; Щерба и др., 1998].

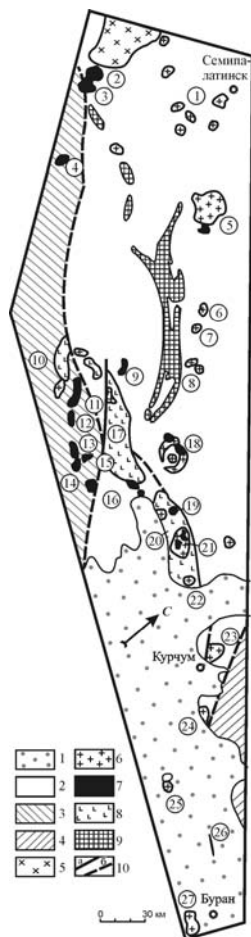


Рис. 1. Схема размещения вулканических центров и интрузивов тастауской и салдырминской вулканоплутонических серий в структурах Зайсанской складчатой системы [Ермолов и др., 1983].

1 – рыхлые отложения; 2 – Чарская, 3 – Жарма-Саурская, 3 – Калба-Нарымская структурно-формационные зоны; 5 – раннетриасовая Семейтауская вулканоплутоническая структура; 6-9 – тастауская и салдырминская (в Жарма-Саурской зоне) вулканоплутонические базит-гранитоидные серии: 6 – гранитоиды тастауской вулканоплутонической серии; 7 – базиты максутского комплекса и аргимбайской вулканоплутонической ассоциации нерасчлененные, 8 – вулканы аргимбайской ассоциации (даубайский и тюрешокинский комплексы); 9 – Чарский офиолитовый пояс; 10 – тектонические разрывы. Цифры в кружках: 1 – Семипалатинская группа малых гранитоидных интрузивов, 2 – Северный Койтас; 3 – Южный Койтас, 4 – Максутский, 5 – Дельбегейский, 6 – Бакырчикский, 7 – Уйтаский, 8 – Филипповские и 9 – Акжальские интрузивы, 10 – Воронцовский вулканический центр, 11 – Аргимбайский, 12 – Зосимовский, 12 – Карасуйский, 14 – Комсомольский, 15 – Петропавловский, 16 – Кокпектинский интрузивы, 17 – Даубайский вулканический центр, 18 – Тастауская вулканоплутоническая структура, 19 – Буконьские интрузивы и одноименный дайковый пояс, 20 – Майтюбинский вулканоплутонический центр, 21 – Преображенский и 22 – Караоткельский интрузивы, 23 – Актобинский вулканический центр, 24 – Турангикульский и 25 – Чекельмесский интрузивы, 26 – Керишский дайковый пояс, 27 – Буранский интрузив.

Тастауские изверженные породы укладываются в единый известково-щелочной тренд, являющийся следствием смешения коровых и мантийных магм. Подтверждением тому являются

многочисленные примеры комбинированных синплутонических базит-гранитоидных интрузивов, свидетельствующих об одновременном сосуществовании мафических и кислых магм. Процессы смешения, были важным фактором при формировании серии, при этом нельзя исключать процессы дифференциации. Изучение расплавных включений в кислых вулканитах и гранитоидах серии показало, что протолитом гранитоидов являлись метапелиты, а процессы частичного плавления шли в высокотемпературных условиях гранулитовой фации метаморфизма при давлениях порядка 10 кбар и температурах выше 1100-1200 °С [5]. Петрологическое изучение комбинированных пород Тастауской вулканоплутонической структуры подтвердило характерные для синплутонических магм признаки взаимодействия, аналогичные процессам минглинга и миксинга, которые широко обсуждаются в специальной литературе [6-8 и др.]. Структуры смешения магм представлены синплутоническими интрузиями гранитов, диоритов, диабазовых порфиритов, диоритовых порфиритов и микрогаббро. На основании изучения химического (таблица 1) и минерального составов мафических включений и порфирокластов в наименее измененных синплутонических диабазовых порфиритах (ортопироксенов, клинопироксенов и плагиоклазов) удалось выявить генетическую связь между мафическими включениями комбинированных интрузий и негибридизированными габбро-норитами максутского комплекса.

Таблица 1. Химические составы синплутонических пород Тастауской вулканоплутонической структуры.

Проба	Кт-123	Кт 88-1	Кт 122	114-6	Кт 88-2	Кт 284-4	Кт 119	Кт 317
SiO ₂ %	48,1	56,9	58,8	62,8	69,9	67,9	70,3	78,4
Al ₂ O ₃ %	16,80	15,8	17,5	16,3	15,5	15,5	15,2	12,3
TiO ₂ %	1,09	1,95	1,01	0,91	0,21	0,49	0,32	<.01
Fe ₂ O _{tot}	9,45	7,91	6,08	4,79	1,86	2,84	1,98	0,83
Fe ₂ O ₃ %	-	<.3	4,68	<.3	<.3	2,92	0,79	0,51
FeO %	-	7,77	1,87	4,71	1,87	<.25	1,27	0,37
MnO %	0,15	0,15	0,12	0,11	0,047	0,058	0,051	0,011
MgO %	9,74	2,91	3,85	2,39	0,19	1,31	0,68	<.05
CaO %	7,88	4,78	4,38	2,59	0,6	2,28	1,75	0,13
Na ₂ O %	3,36	4,42	3,61	4,21	5,68	4,62	4,04	3,93
K ₂ O %	1,00	2,75	2,31	4,1	5,09	3,65	4,31	4,09
P ₂ O ₅ %	0,41	0,65	0,41	0,27	<.05	0,16	0,1	<.05
ППП %	0,8	0,64	1,05	0,87	0,61	0,77	0,68	0,43
Сумма%	99,9	99,8	99,8	99,8	99,9	99,8	99,7	100
V %	0,011	0,016	0,012	0,0061	<.005	<.005	<.005	<.005
Cr %	0,0058	0,0022	0,0098	<.002	<.002	0,0028	<.002	<.002
Ba %	0,036	0,053	0,032	0,049	0,016	0,037	0,045	<.005
V ppm	131	-	-	-	-	-	-	-
Cr ppm	54,3	-	-	-	-	-	-	-
Rb ppm	15,2	47,9	59,4	113	80,3	87,5	121	137
Sr ppm	746	464	497	329	64	289	268	2,14
Zr ppm	120	413	140	255	476	213	198	207
Co ppm	54,1	16,6	18,1	13,6	1,43	5,9	3,47	<1
Ni ppm	65,4	6,41	22,4	21,7	9,09	11,3	7,46	7,14
Y ppm	19,1	38,5	24,6	26,6	33,9	21,2	17,3	42,7
Nb ppm	5,94	17,7	10,8	14	16,5	13,1	13,7	22,5
Ba ppm	268	-	-	-	-	-	-	-
La ppm	15,8	28,6	20,2	23,4	36,5	22,9	27,9	17,2
Ce ppm	35	66,2	47,4	53	79,1	49,4	56	51,4
Pr ppm	4,51	8,63	5,69	6,64	9,12	5,78	6,14	6,8
Nd ppm	19,1	37,6	24,1	26,7	34,7	22,2	22,5	28,4
Sm ppm	4,06	8,29	5,49	5,11	6,44	4,46	4,09	7,46
Eu ppm	1,37	1,99	1,39	1,18	0,51	0,83	0,81	0,015
Gd ppm	4,15	8,18	5,37	5,5	6,58	4,43	3,68	6,72
Tb ppm	0,61	1,17	0,76	0,81	0,96	0,62	0,51	1,23

Dy ppm	3,32	6,98	4,49	4,73	5,66	3,53	2,81	7,71
Ho ppm	0,65	1,37	0,9	0,91	1,19	0,74	0,56	1,6
Er ppm	1,82	3,38	2,38	2,48	3,46	1,96	1,61	4,67
Tm ppm	0,27	0,56	0,36	0,42	0,55	0,29	0,27	0,74
Yb ppm	1,67	3,55	2,46	2,48	3,74	1,94	1,71	5,32
Lu ppm	0,26	0,51	0,33	0,39	0,55	0,32	0,27	0,85
Hf ppm	2,74	-	-	-	-	-	-	-
Ta ppm	0,33	0,64	0,44	0,76	0,7	0,78	0,94	1,36
Th ppm	1,29	3,76	3,77	7,88	8,39	11	13,7	13,6
U ppm	0,4	1,23	2,31	2,04	2,83	7,05	4,28	4,22

Примечание: 1 – оливиновые габбро-нориты максутского комплекса; 2-4 мафические включения: 2 – диабазовый порфирит; 3 – синплутоническое тело диоритов; 4 – диоритовые порфириты; 5-7 – гранитоиды; 8 – фельзит.

Составы пород Тастауской серии широко варьируют по содержанию кремнезема (SiO_2 39,6-76,5, вес. %). Ультраосновные породы представлены меланократовыми пикритами с высокой магнезиальностью (#Mg до 0,7). Негибридизированные габброиды имеют магнезиальность (#Mg 0,52-0,5). Синплутонические мафические дайки и включения представлены субщелочными габбро, монцонитами, сиенитами и кварцевыми сиенитами (SiO_2 = 46,2-62,8, Al_2O_3 = 15,8-19,6, TiO_2 = 0,75-2,22, FeO_{tot} = 4,7-11,5, MgO = 1,8-5,4, CaO = 2-7 вес.%) с высоким содержанием щелочей ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ = 5,2-9,3 вес.%). Кислые породы представлены гранитами, субвулканическими фельзитовыми дайками и эффузивными дацитами. Мафические включения деплетированы относительно максутского габбро в содержании Sr и Ca; и обогащены Rb и K. Кислые породы деплетированы в содержании Ba, Sr, Tl, и обогащены U. Все породы серии имеют похожие нормированные к хондриту положительные REE спектры с европейскими аномалиями (мафические включения $(\text{Ce}/\text{Yb})_N=4.99-5.54$, $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.68-0.78$; граниты $(\text{Ce}/\text{Yb})_N=5.48-8.59$, $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.24-0.64$; фельзиты $(\text{Ce}/\text{Yb})_N=2.50$, $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.006$), за исключением максутских габброидов $(\text{Ce}/\text{Yb})_N=5.34$, $\text{Eu}/\text{Eu}^*=1.02$). На дискриминационных диаграммах составы изверженных пород Тастауской серии попадают в области внутриплитного магматизма и активных континентальных окраин.

В пределах Тастауской вулканоплутонической структуры, которая наиболее полно отражает специфику пород серии, была отобрана цирконовая проба из амфибол-биотитовых гранитов, в пределах комбинированного базит-гранитоидного интрузивного тела. Важно отметить три обстоятельства, которые учитывались при отборе пробы на датирование: 1) гранитная магма сосуществовала с мафической; 2) граниты такого состава являются самой распространенной в Тастауской серии разновидностью гранитоидов; 3) по геологическим данным изученный синплутонический массив внедрился на ранних стадиях формирования тастауской постройки. В пределах Тастауской структуры синплутонические дайки и массивы в небольших объемах встречаются повсеместно, и приурочены к разным стадиям развития структуры. U-Pb изотопный анализ циркона из амфибол-биотитовых гранитов проводился в ГИ КНЦ РАН (Апатиты). Дискордия по трем точками и с нижним пересечением, фиксированным в начале координат, имеет возраст по верхнему пересечению 248 ± 34 млн. лет, что соответствует раннему триасу по международной стратиграфической шкале 2006 г. Изотопные отношения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ дают близкие возраста 234-262 млн. лет. Несмотря на высокую аналитическую погрешность определения, полученное значение существенно моложе прежних оценок возраста Тастауской серии. В частности Ермолов и др. [1983] предполагали для Тастауской структуры заведомо более древний позднекарбонный возраст.

Тастауская и семейтауская серии в целом имеют похожие известково-щелочные тренды составов. Наличие ультраосновных и основных высокомагнезиальных разновидностей изверженных пород, повышенные магнезиальность в целом и высокая глиноземистость базит-гранитоидных разновидностей пород характерны для тастауской серии (рис. 2).

На диаграммах ультраосновные и некоторые основные породы тастауской серии группируются в поля, обособленные от общего тренда распределения составов сравниваемых вулканоплутонических серий. Это высокомагнезиальные породы, деплетированные по содержанию титана, алюминия, кальция и щелочей. Формирование базитовых разновидностей магматических пород тастауской серии связывают с внедрением и дифференциацией двух

существенно самостоятельных типов магматических расплавов: мелапикритового и оливин-базальтового [3]. Интересной особенностью является то, что при одинаковом содержании щелочей в обеих сериях, тастауская серия отличается натровой щелочностью, а семейтауская, соответственно, калиевой.

При всех указанных различиях, поля составов вулканоплутонических серий пересекаются на вариационных и дискриминационных диаграммах. При изучении расплавных включений в кислых породах семейтауской серии были определены высокие температуры ликвидуса – 860-1100 °С для гранитоидов и 1200-1400 °С для глубинных ксенолитов, и оценены параметры давления условий прациального плавления корового субстрата (~ 10 кбар) [Ермолов и др., 1983]. Оценки совпадают с полученными параметрами для пород тастауской серии. В целом можно говорить о сходных условиях формирования гранитоидных расплавов для обеих серий: 1) сближенность по возрасту формирования и структурному положению в Чарской сдвиговой зоне; 2) одинаковые РТ параметры, оцененные для условий зарождения расплава. Различия между составами серий, вероятно, связаны, прежде всего, с разными составами протолита, подвергавшегося процессам частичного плавления.

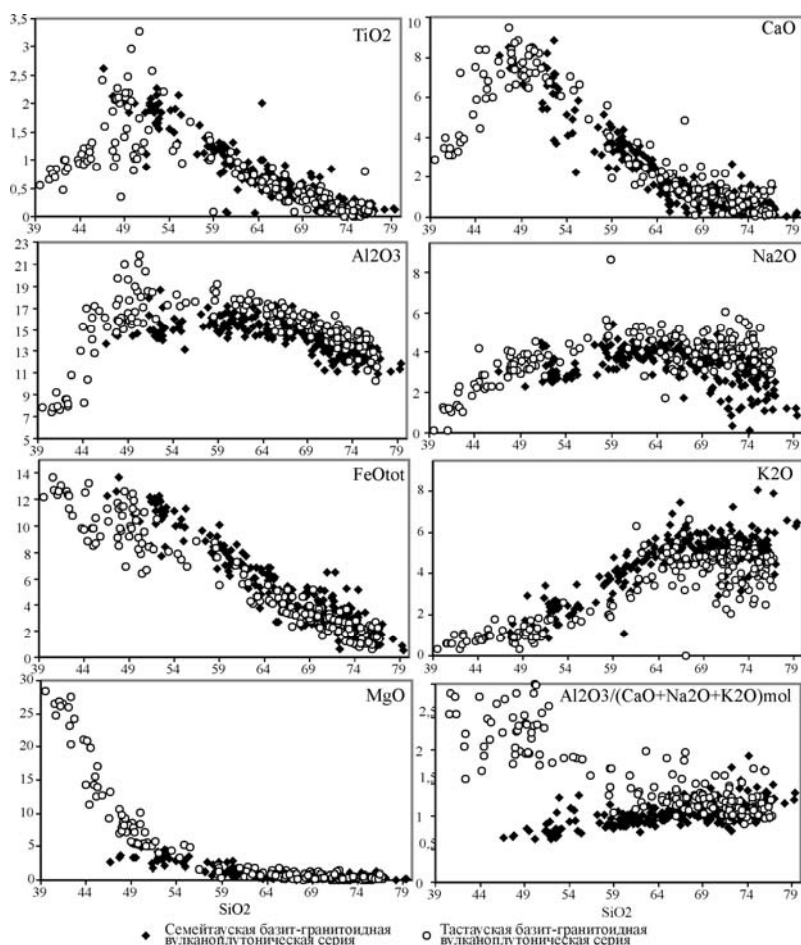


Рис. 2. Вариационные диаграммы для изверженных пород семейтауской и тастауской вулканоплутонических серий.

Новые оценки возраста гранитов Тастауской серии 248 ± 34 млн. лет в совокупности с данными о синхронности формирования гранитов с габброидами максутского комплекса позволяют ограничить по времени (нижняя граница не древнее чем ранняя пермь – 282 млн. лет) проявления базит-гранитоидного внутриплитного магматизма Чарской сдвиговой зоны. С учетом погрешности полученного определения (248 ± 34 млн. лет) возраст Тастауской структуры можно соотнести либо с периодом становления Сиректасской структуры (289 ± 7 млн. лет) [Куйбида и др., 2004], либо с возрастом семейтауского базит-гранитоидного вулканоплутонического комплекса, датированного $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ методом как раннетриасовый - 248.2 ± 0.5 и 248.8 ± 0.5 млн. лет [Lyons et al., 2002].

Работа выполнена при поддержке “Фонда содействия отечественной науке”.

Список литературы

Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В. и др. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика, 2003. Т. 44. № 1-2. С. 49-75.

Ермолов П.В., Кузбный В.С., Владимиров А.Г. Тастауская вулканно-плутоническая базит-гранитоидная серия Зайсанской складчатой системы // Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1978. № 2. С. 1-14.

Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э. и др. Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана) // Новосибирск: Наука, 1983. 207 с.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н. и др. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика, 2003. Т. 44. № 12. С. 1321-1338.

Титов А.В., Хромых С.В., Владимиров А.Г. и др. Расплавные включения в гранате и кварце из дацит-порфиров актобинской структуры (Казахстан): оценка условий генерации и состава первичных расплавов // Доклады академии наук, 2001. Т. 377. № 1. С. 86-90.

Титов А.В., Литвиновский Б.Ф., Занвилевич А. Н. и др. Явления гибридизации в комбинированных базит-лейкогранитных дайках Усть-Хилокского массива (Забайкалье) // Геология и геофизика, 2000. Т. 41. № 12. С. 1714-1728.

Castro A., de La Rossa J.D., Stephens W. E. Magma mixing in the subvolcanic environment: petrology of the Gerena interaction zone near Seville, Spain // Contributions to Mineralogy and Petrology, V. 106. Issue 1. P. 9-26.

Gagnevina D., Dalya J.S., Polib G. Petrographic, geochemical and isotopic constraints on magma dynamics and mixing in the Miocene Monte Capanne monzogranite (Elba Island, Italy) // Lithos, 2004. V. 78. P. 157– 195.

Lyons, J., Coe, R. S., Zhao, X., et al. Paleomagnetism of the Early Triassic Semeitau Igneous Series, Eastern Kazakstan // J. Geophys. Res., 2002. 107. P. 157-195.