

**ПЕТРОГЕНЕЗИС ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫХ КРЕМНЕКИСЛЫХ РАСПЛАВОВ
В ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ АЛТАЙСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ
СИСТЕМЫ ГЕРЦИНИД (*Восточный Казахстан*)**

С.В. Хромых, М.Л. Куйбида, Н.Н. Крук

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

Охарактеризована геологическая позиция, *PT*-условия генерации и кристаллизации кремнекислых расплавов, сформировавших вулканические структуры в пределах Алтайской коллизионной системы герцинид. Приведены данные о геологической позиции, внутреннем строении, петрогеохимическом составе пород, данные термобарогеохимических исследований включений в минералах. Проведенные исследования позволяют установить в изученных вулканических структурах присутствие кремнекислых дацитовых расплавов, генерация которых происходила на уровне нижней коры ($P \sim 10$ кбар) при высоких температурах (1000—1200 °С) в результате частичного плавления коровых субстратов под влиянием высокотемпературных мантийных расплавов.

Петрогенезис кремнекислых расплавов, мантийно-коровое взаимодействие.

**PETROGENESIS OF HIGH-TEMPERATURE SILICEOUS MELTS IN VOLCANIC STRUCTURES
OF THE ALTAI COLLISIONAL SYSTEM OF HERCYNIDES (*Eastern Kazakhstan*)**

S.V. Khromykh, M.L. Kuibida, and N.N. Kruk

We consider the geologic occurrence and *PT*-conditions of the generation and crystallization of siliceous melts that formed volcanic structures within the Altai collisional system of Hercynides. The data on the geologic occurrence, internal structure, and petrogeochemical age of rocks are presented, as well as results of the thermobarogeochemical studies of inclusions in minerals. The performed investigations showed the presence of siliceous dacitic melts in the studied volcanic structures. These melts were generated in the lower crust (~10 kbar, 1000–1200 °C) as a result of the partial melting of crustal substrates under the influence of high-temperature mantle melts.

Petrogenesis of siliceous melts, mantle–crust interaction

ВВЕДЕНИЕ

Петрологические и геодинамические исследования [Хаин, Лобковский, 1990; Добрецов и др., 2001; Розен, Федоровский, 2001] свидетельствуют, что процессы формирования гранитоидных магм в субдукционных и коллизионных обстановках различны: для активных континентальных окраин характерно плавление нижнекоровых субстратов и интенсивное корово-мантийное взаимодействие, в то время как для коллизионных систем — частичное плавление утолщенной континентальной коры, в отдельных случаях протекающее вообще без участия мантийного вещества (например в Памиро-Гималаях). В последние годы появляется все больше геофизических, геологических и петрологических данных, свидетельствующих об активной роли мантии и базитовых магм в эволюции коллизионных орогенов [Blanco, Sprakman, 1993; Willet, Beaumont, 1994; Изох и др., 2004; Владимиров и др., 2008; и др.]. Предложенные геодинамические сценарии, объясняющие эту роль [Davies, Blanckenburg, 1995; Хаин и др., 1996; Houseman, Molnar, 1997; Добрецов, 2003; Ярмолюк, Коваленко, 2003], различаются, однако не подвергается сомнению тот факт, что мантия является источником тепла и в некоторых случаях вещества для генерации кремнекислых расплавов. Геологические и петролого-геохимические свидетельства этого явления были получены при изучении позднепалеозойских кремнекислых вулканитов Алтайской коллизионной системы в пределах Восточного Казахстана.

История развития Алтайской коллизионной системы, являющейся в региональном геологическом плане фрагментом Обь-Зайсан-Гобийской складчатой области, началась в позднем палеозое при сближении Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов и одновременном сокращении Чарского палеоокеанического бассейна [Моссаковский и др., 1993; Берзин и др., 1994]. Закрытие бассейна с формированием в осевой части системы Чарского пояса офиолитов произошло в конце раннего карбона, о чем свидетельствует наблюдаемое в пределах офиолитового пояса перекрытие серпуховскими осадочными отложениями тектонических линз олистостромово-меланжевых визейских вулканогенно-осадочных пород [Полянский и др., 1979]. В ее строении выделяются (рис. 1): Жарма-Саурская и Рудно-Алтайская

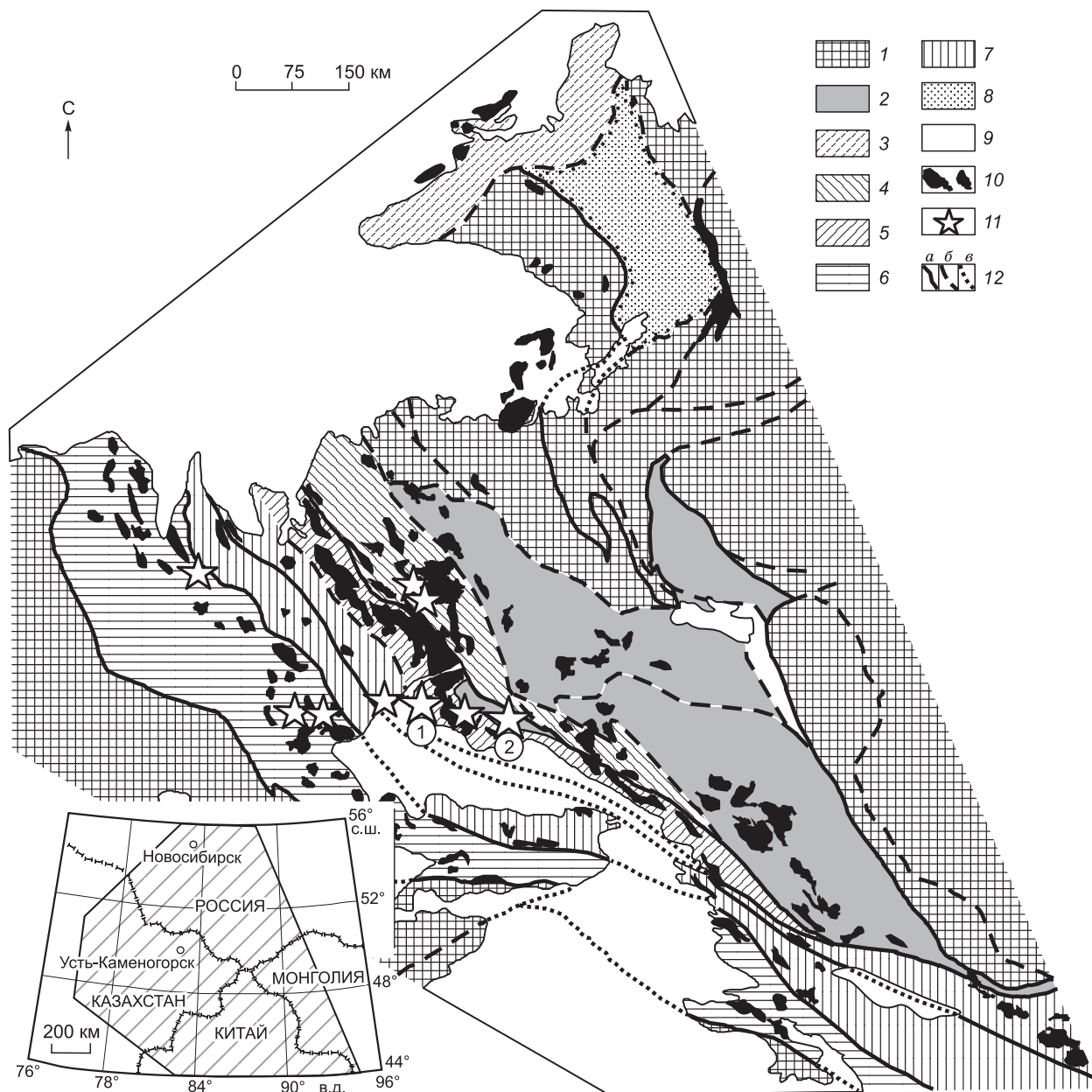


Рис. 1. Тектоническая схема Алтайской коллизионной системы, по [Владимиров и др., 2003].

1 — неопротерозойские—раннепалеозойские структурно-вещественные комплексы Сибирского и Казахстанского континентов, нерасчлененные; 2 — Алтае-Монгольский микроконтинент и Курчумский блок (каледониды); 3—7 — окраинно-континентальные и океанические террейны среднепозднепалеозойского возраста (герциниды): 3 — Кольвань-Томский пассивной окраины, 4 — Рудно-Алтайский островодужный, 5 — Калба-Нарымский турбидитовый, 6 — Жарма-Саурский островодужный, 7 — Чарский океанический; 8 — Кузнецкий осадочный бассейн; 9 — кайнозойские отложения; 10 — гранитоиды в возрастном диапазоне от раннего карбона до ранней юры, нерасчлененные; 11 — вулканические аппараты центрального типа с различной глубиной эрозионного среза (салдырминская, тастауская и калгутинская ассоциации, C_3 — P_1); 12 — разломы: а — достоверные, б — предполагаемые, в — предполагаемые под кайнозойскими отложениями. Цифры в кружках обозначают изученные вулканические структуры: 1 — Актобинская, 2 — гора Сарытау.

островодужные зоны, маркирующие активные окраины Казахстанского и Сибирского континентов соответственно, Чарская зона, маркирующая положение палеоокеанического бассейна, и Калба-Нарымская зона, представляющая собой преддуговой турбидитовый прогиб, сформированный в результате погружения океанической литосферы под Алтайскую активную окраину [Владимиров и др., 2003].

Позднекаменноугольный—раннепермский временной интервал (300—270 млн лет) в пределах Алтайской коллизионной системы характеризуется развитием разнообразного по составу и условиям проявления магматизма: это субщелочные гипабиссальные габброиды и пикритоиды аргимбайской ассоциации в Чарской зоне [Ермолов и др., 1978; Владимиров и др., 2008], плагиограниты кунушского комплекса в Калба-Нарымской и Рудно-Алтайской зонах [Лопатников и др., 1982; Куйбида и др., 2009], гранодиорит-гранит-лейкогранитная серия раннекалбинского комплекса в Калба-Нарымской зоне [Лопатников и др., 1982; Крук и др., 2007]. Особое место занимают кремнекислые вулканические ассоциации, проявленные в виде палеовулканических аппаратов (структур) центрального типа с разной степенью эродированности. По данным геокартирования, они отнесены к салдырминской ($C_3—P_1$) [Ермолов и др., 1977], тастауской ($C_3—P_1$) [Ермолов и др., 1978] и калгутинской ($C_3—P_1$) [Лопатников и др., 1982] вулканическим ассоциациям.

Вулканические структуры фиксируются в Жарма-Саурской, Чарской, Калба-Нарымской, Рудно-Алтайской структурно-формационных зонах Алтайской коллизионной системы, а также в пределах Курчумского блока, содержащего раннесреднепалеозойские структурно-вещественные комплексы (см. рис. 1). В данной работе приведены результаты исследования кремнекислых вулканитов Актюбинской вулканической структуры в пределах Калба-Нарымской зоны и экструзивно-жерловых и субвулканических пород горы Сарытау в Курчумском блоке.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

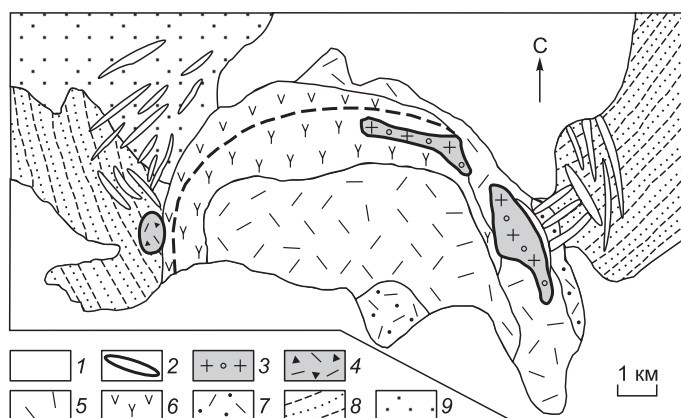
Актюбинская структура (рис. 2) имеет концентрически-зональное строение, ее разрез слагают кислые эффузивно-пирокластические породы общей мощностью более 2400 м, представленные покровами дацитов, риолитов, кварцевых порфиров и пирокластическими осадками (игнимбриты, кислые туфы, туфопесчаники) [Ермолов и др., 1978]. В пределах структуры развито большое количество субвулканических даек фельзитов, гранит-порфиров, граносиенит-порфиров, диоритовых порфиритов, а также экструзивно-жерловые тела гранатсодержащих дацит-порфиров, пироксенсодержащих дацит-порфиров, прорывающих дациты и риолиты покровной фации (см. рис. 2).

В большинстве кислых покровных и субвулканических образований вкрапленники (до 25 об.%) представлены преимущественно кварцем, калиевым полевым шпатом и олигоклазом. В дацитовых лавах и субвулканических дацит-порфирах главным среди вкрапленников является плагиоклаз олигоклаз-андезиновое состава, также присутствуют кварц, калиевый полевой шпат, биотит, изредка ортопироксен.

Экструзивные фации представлены двумя разновидностями пород — гранатсодержащими и пироксенсодержащими дацит-порфирами. Первые содержат во вкрапленниках плагиоклаз, кварц, биотит, а также гранат в значительных количествах (до 2—3 об.%). Ранее проведенные петрографические и минералогические исследования [Владимиров, Майорова, 1983; Титов и др., 2001] показали, что вкрапленники граната являются раннемагматическими и представлены пироп-альмандинами с низким содержанием спессартинового и гроссулярового миналов, железистость варьирует в пределах 60—80 %, а содержание пиропового компонента в отдельных образцах может достигать 40 %. В этих же породах выявлены ксенокристаллы метаморфогенного граната, для которых доказано, что они являются реликтами исходного субстрата метапелитового состава (гранулитов), вовлеченными в расплав на уровне его генерации [Владимиров, Майорова, 1983; Титов и др., 2001]. В экструзивно-жерловых пироксенсодер-

Рис. 2. Схема геологического строения Актюбинской вулканической структуры, по [Ермолов и др., 1978].

1 — рыхлые отложения; 2 — фельзитовые и гранит-порфировые дайки; 3 — экструзивные пироксенсодержащие дацит-порфиры; 4 — экструзивно-жерловые вулканические брекчии гранатсодержащих дацит-порфиров; 5 — риолиты и альбитофиры; 6 — риодациты и дациты; 7 — туфы кислого состава; 8, 9 — песчано-сланцевые (8) и существенно песчаные (9) отложения нижнего карбона.



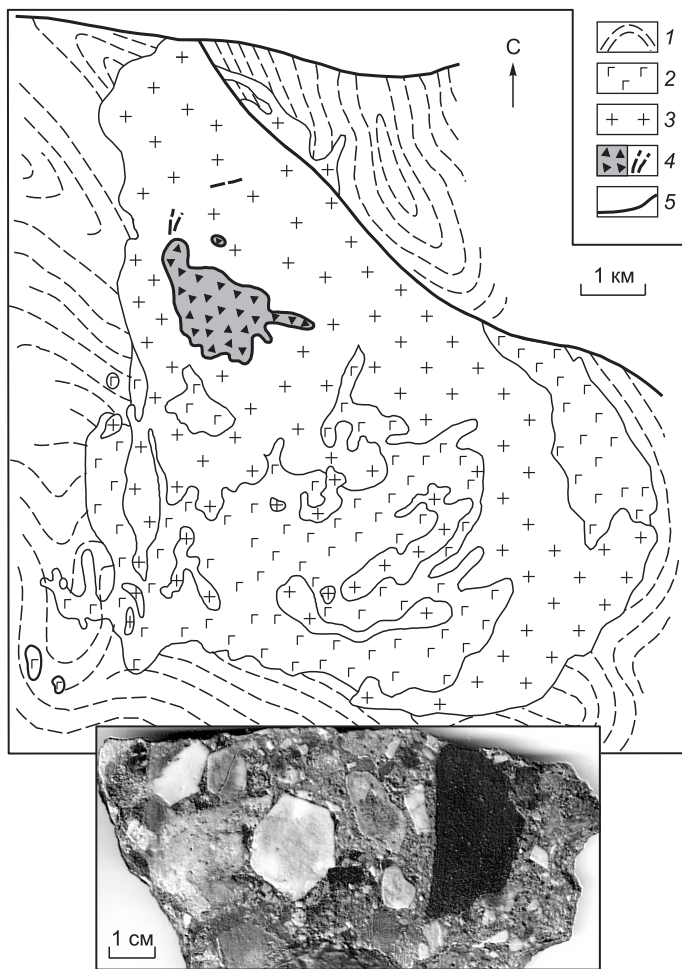


Рис. 3. Схема геологического строения горы Сарытау, по [Конников и др., 1977].

1 — осадочно-метаморфические породы Курчумского блока (D_3); 2, 3 — породы прииртышского комплекса (C_1): 2 — габбро и диориты нерасчлененные; 3 — граниты и плагиограниты, нерасчлененные; 4 — плагиодацит-порфиры и плагиоандезидациты горы Сарытау (вулканическая фаация и эруптивная брекчия, дайки, C_3 — P_1); 5 — разломы. На врезке — фотография среза вулканической эруптивной брекчии.

жащих дацит-порфирах вкрапленники представлены андезином (An_{40-45}) и клинопироксеном с $f = 25$ — 40 % (до 5—10 об.%), в незначительном количестве присутствует ильменит. В основной массе независимо от состава пород присутствуют кварц и полевые шпаты (значительную долю составляют микроразлиты калиевого полевого шпата), в некоторых разностях отмечается вулканическое стекло.

На горе Сарытау (рис. 3) кремнекислые вулканы представлены небольшими жерловыми телами и дайками плагиогранит-порфиров, плагиодацит-порфиров, плагиориодацитов, а также вулканическими брекчиями с матриксом андезидацитового состава, прорывающими раннекарбонные габбро-диориты и гранитоиды прииртышского комплекса [Конников и др., 1977]. Обнаружено жерловое тело вулканических брекчий размерами 1×2 км. Брекчии по трещинам проникают во

вмещающие гранитоиды, образуя дайкообразные апофизы.

Субвулканические и жерловые породы представлены плагиодацит-порфирами, плагиориодацит-порфирами, плагиогранит-порфирами и вулканическими брекчиями с плагиоандезидацитовым матриксом. Количество вкрапленников в породах варьирует от 20 до 40 об.%. В наиболее основных разностях (плагиоандезидациты и плагиодацит-порфиры) вкрапленники представлены преимущественно плагиоклазом (An_{40-50}), а также кварцем, бурой роговой обманкой и клинопироксеном, замещенным сине-зеленой роговой обманкой. Калийсодержащие минералы находятся в подчиненном количестве и представлены единичными мелкими лейстами биотита и калишпата в основной массе, которая сложена кварц-полевошпатовым агрегатом, вторичными хлоритом, эпидотом и кальцитом. Акцессорные минералы — апатит и сфен.

Вулканические брекчии жерлового тела характеризуются обилием ксенолитов вмещающих пород (до 80 об.%), представленных гранитами прииртышского комплекса, кремнями и алевролитами, а также амфиболитами. Размеры обломков варьируют в широких пределах: от первых сантиметров до 2—3 м. Обломочный материал характеризуется отсутствием какой-либо сортировки, окатанности и ориентировки. Матрикс вулканической брекчии представлен плагиоандезидацитами с небольшим количеством вкрапленников. Плагиоандезидациты имеют фельзитопорфировую структуру, обусловленную присутствием редких ксеноморфных зерен кварца и плагиоклаза. Темноцветные минералы представлены сине-зеленым призматическим амфиболом, образованным по клинопироксену (единичные реликты в центральных частях зерен) и буро-зеленой роговой обманке (преимущественно центральные части зерен).

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ

Содержания петрогенных оксидов были определены методом РФА в ИГМ СО РАН, концентрации редких и редкоземельных элементов — методом ICP-MS в ИГМ СО РАН. Представительные анализы пород приведены в табл. 1.

Для **Актобинской структуры** характерны породы с содержанием SiO_2 от 60 до 74 мас.%, повышенным содержанием щелочей ($Na_2O + K_2O = 6$ —12 мас.%) и отчетливой калиевой специализацией

Таблица 1.

**Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов
в представительных пробах вулканических и субвулканических пород**

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	64.30	64.98	65.20	70.77	63.07	68.19	71.83
TiO ₂	0.73	0.63	0.36	0.17	0.57	0.54	0.32
Al ₂ O ₃	16.6	15.26	15.43	13.43	14.47	14.74	14.36
Fe ₂ O ₃ *	4.1	4.33	4.1	2.93	5.5	3.56	2.52
MnO	0.09	0.07	0.07	0.04	0.09	0.08	0.03
MgO	1.41	1.51	0.23	0.1	3.44	1.1	0.69
CaO	2.38	2.07	1.09	0.21	6.40	3.52	2.61
Na ₂ O	3.67	5.37	5.70	8.12	4.01	4.77	5.03
K ₂ O	4.00	3.55	6.38	3.46	0.48	2.29	1.04
P ₂ O ₅	0.29	0.12	0.06	0.03	0.12	0.12	0.08
П.п.п.	2.12	1.56	1.21	1.08	0.66	0.96	1.07
Сумма	100.09	99.87	100.23	100.63	99.35	100.22	99.83
Li	30.8	45.9	43.6	5.5	—	—	—
Rb	97	91	113	76	55	72	39
Cs	2	2.4	3.9	2.4	0.7	2.3	2
Be	1.7	1.9	2.3	1.6	—	—	—
Sr	169	168	31	11	248	203	388
Ba	1010	450	337	117	63	233	138
Y	18.6	20.3	21	16.9	25.2	32.3	21.6
Zr	144	177	462	313	226	249	183
Nb	11.9	11.3	17.7	16.7	11.1	10.9	13.9
La	29.2	19.4	10.6	16.8	8.11	21.1	12.9
Ce	67.8	40	36.9	50.1	19.6	44.3	26.2
Pr	8.2	5.4	3.1	4.7	2.8	5.4	3.3
Nd	32.3	21.1	12.7	14.8	10.6	19.4	11.8
Sm	6.7	4.6	3.1	3.6	2.7	4.2	2.5
Eu	1.1	0.7	0.3	0.1	0.5	1.1	0.5
Gd	5.5	4.1	3.3	3.7	3.1	4.3	2.5
Tb	0.8	0.7	0.6	0.6	0.5	0.7	0.4
Dy	4.2	4.1	4.1	4.1	3.8	4.9	3.4
Ho	0.7	0.8	0.8	0.9	0.8	1.1	0.7
Er	1.9	2.4	2.6	2.6	2.4	3.1	2.3
Tm	0.3	0.3	0.4	0.4	—	—	—
Yb	1.7	2.4	2.9	2.9	3.1	3.5	3.1
Lu	0.2	0.3	0.4	0.4	0.4	0.5	0.5
Hf	4.2	5.4	9.5	9.2	4.9	5.3	4.2
Ta	0.8	0.9	1.1	1.3	0.7	0.7	1.1
Pb	24	45	23	18	—	—	—
Th	9.6	10.6	5.1	6.8	7.6	9.7	15.7
U	2.1	2	2.1	3.2	1.7	1.8	2.8
A/CNK	1.13	0.93	0.84	0.77	0.77	0.88	1.01
K ₂ O/Na ₂ O	1.09	0.66	1.12	0.43	0.12	0.48	0.21
(La/Yb) _N	11.2	5.3	2.4	3.8	1.79	4.09	2.87

Примечание. 1—4 — Актюбинская вулканическая структура: 1 — гранатсодержащий дацит-порфир, 2 — пироксенсодержащий дацит-порфир, 3 — дацит-порфир, 4 — риолит. 5—7 — структура Сарытау: 5 — андезидацит (матрикс вулканической брекчи), 6 — плагиодацит-порфир, 7 — плагиориодацит-порфир.

Прочерк — содержание не определялось. Отношение (La/Yb)_N нормировано по хондриту [Boynnton, 1984]. A/CNK = Al₂O₃/(CaO + Na₂O + K₂O).

* Общее железо приведено в форме Fe₂O₃.

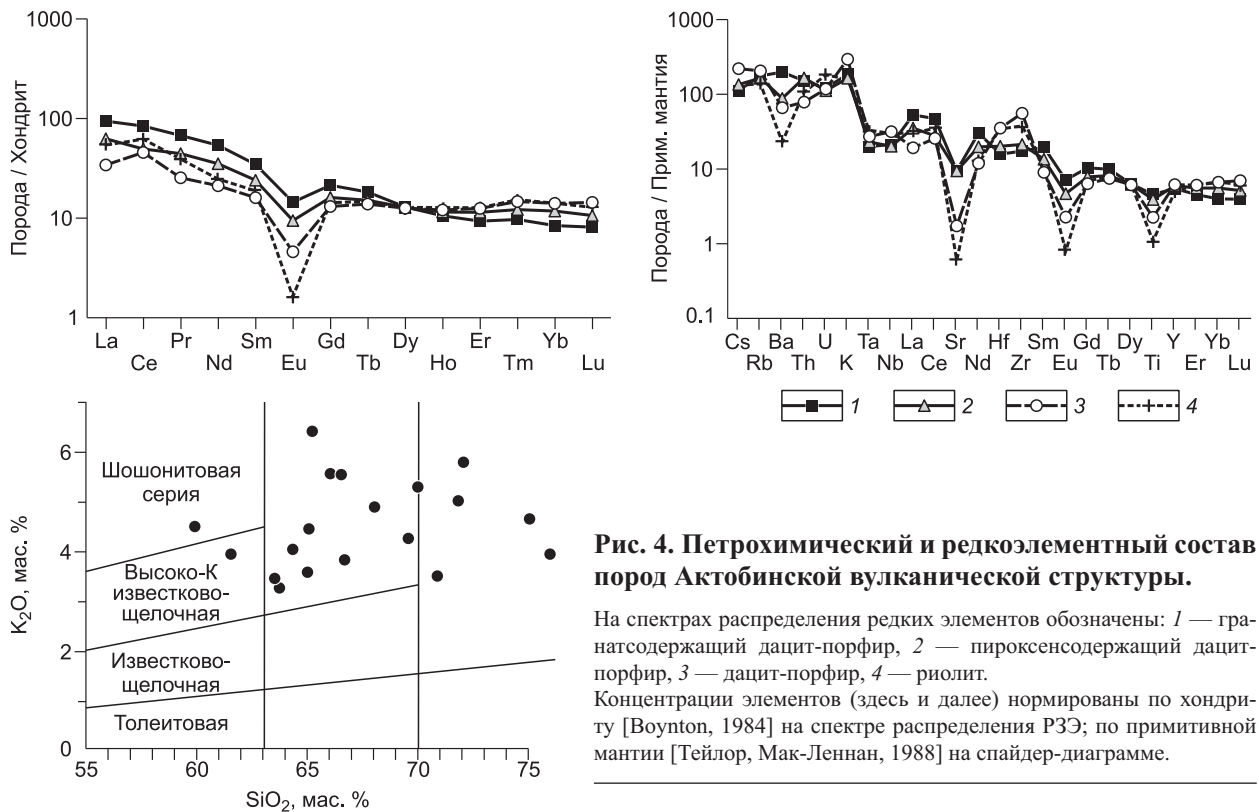


Рис. 4. Петрохимический и редкоземельный состав пород Актобинской вулканической структуры.

На спектрах распределения редких элементов обозначены: 1 — гранатсодержащий дацит-порфир, 2 — пироксенсодержащий дацит-порфир, 3 — дацит-порфир, 4 — риолит. Концентрации элементов (здесь и далее) нормированы по хондриту [Boynnton, 1984] на спектре распределения РЗЭ; по примитивной мантии [Тейлор, Мак-Леннан, 1988] на спайдер-диаграмме.

(рис. 4). Отмечаются невысокие относительно кларка концентрации Rb (70—115 г/т), содержание Ba максимально в дацитах (1000 г/т) и падает до 100 г/т в риолитах. Спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные по хондриту, характеризуются пологими формами, небольшим преобладанием концентраций легких лантаноидов над тяжелыми $(La/Yb)_N = 3—11$ и углублением европиевой аномалии по мере роста кремнекислотности пород (см. рис. 4). На мультиэлементных спектрах отмечаются локальные максимумы по K, отрицательные аномалии по Sr, Eu, Ti, величина которых растет от дацитов к риолитам, что, очевидно, связано с фракционированием плагиоклаза (об этом также свидетельствует падение содержаний Ba) и ильменита в процессе дифференциации. Достаточно высокое содержание глинозема вместе с пониженным содержанием CaO, повышенные концентрации Ba, Y, Zr, легких лантаноидов в кислых вулканиках Актобинской структуры позволяют считать, что по вещественному составу они близки к гранитоидам, выплавившимся из пород континентальной коры (метагравуакки, метапелиты) [Тейлор, МакЛеннан, 1988]. Сходство геохимических характеристик пород позволяет предполагать их формирование из одной родоначальной магмы, по-видимому, дацитового состава. Наименее дифференцированными породами являются гранатсодержащие дацит-порфиры (обр. 1423-11) и пироксенсодержащие дацит-порфиры (обр. 5-746).

Гора Сарытау. Субвулканические породы горы Сарытау также содержат от 60 до 72 мас.% SiO₂. Их отличием от вулканитов Актобинской структуры являются относительно низкие содержания щелочей (Na₂O + K₂O = 4—8 мас.%), натриевая специализация (K₂O/Na₂O = 0.1—0.5), повышенные концентрации мафических компонентов и CaO (до 6.4 мас.% в плагиоандезидацитах). Отмечаются невысокие концентрации Rb (до 72 г/т) и Ba (до 233 г/т), повышенные Sr (до 388 г/т). Спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные по хондриту, характеризуются пологими формами, $(La/Yb)_N = 1—4$, европиевый минимум проявлен слабо (рис. 5). На мультиэлементных спектрах отмечаются локальные максимумы по Th, U, Zr, минимумы по Ba, Eu, Ti. В целом по химизму субвулканические породы горы Сарытау близки к гранитам низкокальциевой (K₂O/Na₂O < 0.5) известково-щелочной серии, образование которых, как правило, связывается с плавлением метабазитовых субстратов [Rapp, Watson, 1995].

ИССЛЕДОВАНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ И ПЕТРОГЕНЕЗИС

Условия генерации кремнекислых расплавов оценены по исследованиям расплавных включений во вкраплениях минералов субвулканических дацит-порфиров Актобинской структуры и плагиодацит-порфирах горы Сарытау.

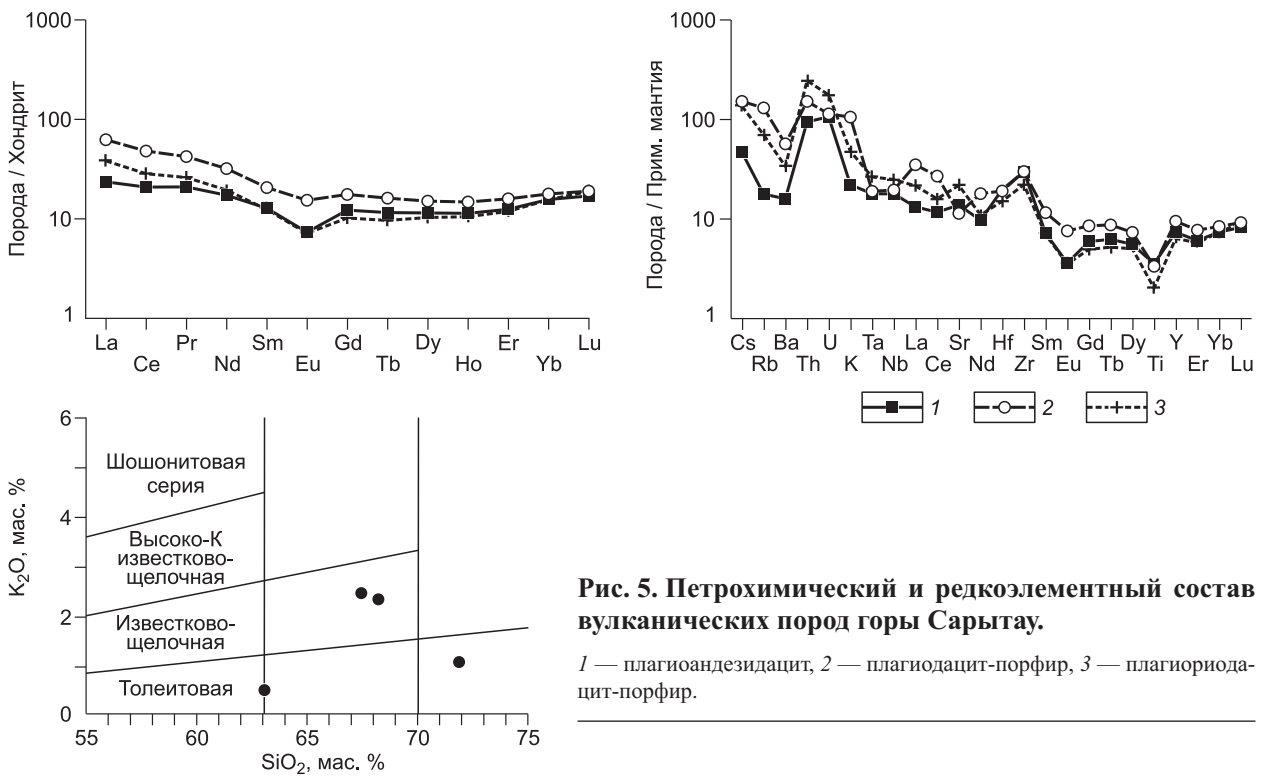


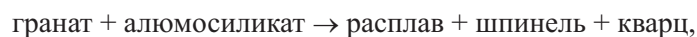
Рис. 5. Петрохимический и редкоземельный состав вулканических пород горы Сарытау.

1 — плагиоандезидацит, 2 — плагиодацит-порфир, 3 — плагиориодацит-порфир.

Актобинская структура. Наиболее информативные результаты о P - T -условиях генерации кремнекислых магм были получены при изучении экструзивных *гранатсодержащих дацит-порфиров*. Ранее нами были проведены детальные термобарогеохимические исследования раннемагматических вкрапленников граната и кварца, детально описанные в работе [Титов и др., 2001]. Мы позволим себе повторить некоторые из полученных результатов, имеющих принципиальное значение для генезиса дацит-порфиров.

Во вкрапленниках магматического граната отмечено присутствие большого количества первичных расплавных включений (РВ) размерами от 3 до 40 мкм, состоящих из стекла и газового пузырька. В наиболее крупных РВ присутствуют также кристаллы дочерних минералов, представленных, по результатам микронзондового изучения, преимущественно ильменитом, реже — рутилом, высокоглиноземистым гиперстеном ($f = 56\%$, $Al_2O_3 = 10.4$ мас.%) и шпинелью (герцинит с $f = 77\%$). Эти же минералы присутствуют и в виде самостоятельных включений в гранате. В результате проведенных термометрических экспериментов были установлены температуры кристаллизации вкрапленников раннемагматического граната, составляющие 1030—1070 °С. Давления кристаллизации вкрапленников граната были оценены по данным расчета гранат-рутил-ильменит-плагиоклаз-кварцевого геобарометра в 8.8 ± 1 кбар для 1000 °С и 9.8 ± 1 для 1100 °С. Микрорентгеноспектральный анализ стекол расплавных включений во вкрапленниках граната показал, что для них характерны трахидацит-трахиориодацитовые составы ($SiO_2 = 67$ — 72 ; $Al_2O_3 = 12$ — 15 ; $FeO = 3.5$ — 6 ; $MgO = 0.4$ — 0.6 ; $CaO = 0.4$ — 0.9 ; $Na_2O = 1.9$ — 3 ; $K_2O = 5.2$ — 6.5 мас.%) (табл. 2) [Титов и др., 2001].

Составы стекол расплавных включений в изученных раннемагматических вкрапленниках граната хорошо соответствуют составам анатектических выплавов, полученных при экспериментальном плавлении низконатриевого метапелита при сходных условиях ($P = 10$ кбар и $T = 950$ — 1100 °С) [Douce, Johnston, 1991]. В этой работе, в частности, показано, что появление среди релитовых минералов рутила и шпинели, отмеченных в расплавных включениях в изученных гранатах, наблюдалось при температуре 1000 °С и выше. Степень плавления корового протолита при этом достигала 60 %. Образование рутила и шпинели происходило по реакциям:



причем протекание этих реакций начиналось только после того, как в релитовом парагенезисе исчезли калийсодержащие фазы (биотит). Учитывая то, что включения рутила и шпинели обычны для вкрапленников граната, можно полагать, что плавление метаморфического субстрата при формировании гранатсодержащих дацит-порфиров достигало стадии, когда в релите исчезали калийсодержащие фазы.

Таблица 2. Составы стекол расплавных включений в минералах Актюбинской структуры в сравнении с валовыми составами гранатсодержащих и пироксенсодержащих дацит-порфиров

Компонент	Grt дацит-порфиры			РВ в гранате					РВ в кварце		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	63.7	64.3	64.8	67.47	69.9	69.81	71.24	71.63	74.13	76.13	76.32
TiO ₂	0.67	0.73	0.66	0.13	0.19	0.16	0.16	0.13	0.06	0.05	0.05
Al ₂ O ₃	16.4	16.6	15.5	15.2	14.22	12.39	13.51	13.35	11.35	11.77	12.19
FeO	4.42	4.13	4.41	5.7	4.6	3.37	6.12	4.06	0.44	1.12	1.11
MnO	0.09	0.09	0.15	0.11	0.14	0.07	0.16	0.35	0.02	0.01	0.02
MgO	1.2	1.41	0.89	0.56	0.56	0.39	0.39	0.45	0.04	0.15	0.12
CaO	2.69	2.38	2.48	0.96	0.69	0.36	0.82	0.48	0.55	0.38	0.47
Na ₂ O	3.56	3.67	2.82	3.02	1.9	1.96	1.82	2.56	1.9	2.78	2.34
K ₂ O	3.63	4.00	5.00	6.46	6.13	5.85	5.6	5.22	6.26	5.72	6.26
P ₂ O ₅	0.24	0.29	0.23	0.2	0.17	н.о.	0.06	0.14	н.о.	н.о.	н.о.
Cl	н.о.	н.о.	н.о.	0	0	0.01	0	0	0.02	0.01	0
Сумма	96.60	97.60	96.94	99.81	98.5	94.46	99.88	98.38	94.95	98.17	98.95
L ₃ , мкм	—	—	—	6	5	4	6	6	8	9	9

Компонент	Рх дацит-порфиры			РВ в пироксене							
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	61.5	65.0	65.0	70.9	71.1	68.6	70.2	71.0	71.0	71.2	72.4
TiO ₂	0.79	0.63	0.58	0.23	0.21	0.31	0.25	0.14	0.38	0.36	0.27
Al ₂ O ₃	16.81	15.26	16.19	13.2	14.23	10.96	10.09	11.78	12.94	15.44	12.9
FeO	4.49	3.86	3.52	2.63	0.95	5.6	3.98	3.49	3.81	0.79	2.73
MnO	0.09	0.07	0.07	0.05	0.06	0.11	0.07	0.11	0.09	0.03	0.06
MgO	2.88	1.51	2.02	0.84	0.66	1.49	1.87	1.23	1.48	0.76	1.17
CaO	3.79	2.07	2.02	2.06	2.11	3.23	3.01	3.79	2.41	1.25	2.42
Na ₂ O	3.69	5.37	4.22	2.91	3.58	2.12	2.37	3.31	2.3	4.56	2.58
K ₂ O	3.91	3.55	4.43	5.51	5.69	4.32	3.84	4.79	5.32	4.85	4.82
P ₂ O ₅	0.15	0.12	0.13	0.02	0.04	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03	0.03
Cl	н.о.	н.о.	н.о.	0.05	0.06	0.11	0.05	0.11	0.09	0.06	0.10
Сумма	98.1	97.44	98.18	98.46	98.69	96.85	95.76	100.2	100.13	99.35	99.52
L ₃ , мкм	—	—	—	5	12	8	6	7	7	8	5

Примечание. Содержание компонентов указано в мас.%; н.о. — не определялось.

1—11 — гранатсодержащие дацит-порфиры, 12—22 — пироксенсодержащие дацит-порфиры.

1—3, 12—14 — валовые составы пород, суммы даны без учета п.п.п.

4—11, 15—22 — составы стекол расплавных включений в гранате, кварце, пироксене. Приведены данные, полученные по прогретым гомогенизированным РВ.

L₃ — размер луча зонда при анализе.

Основываясь на этом предположении, для оценки возможной степени плавления были предприняты модельные масс-балансовые расчеты. В качестве состава исходного субстрата, из которого могло происходить выплавление дацитовых магм, взят усредненный состав метапелитов (гранат-биотитовых гнейсов) из блоков метаморфических пород амфиболитовой фации Калба-Нарымской зоны, экспонированных в пределах Иртышской зоны смятия, определенный по результатам 71 петрохимического анализа (неопубликованные данные А.Г. Владимирова и др.), выполненного методом РФА (табл. 3). В сравнении с составом стартового материала, использованного в экспериментах [Douce, Johnston, 1991] (см. табл. 3), гнейсы Калба-Нарымской зоны существенно обеднены глиноземом, калием, титаном и железом, обогащены кальцием и натрием, т.е. содержат в своем модальном составе больше плагиоклаза, меньше — биотита и ильменита. Это позволяет предполагать, что биотит в рестите израсходуется при степени плавления не 60 %, а существенно меньшей. Основываясь на составе стекол расплавных включений, можно предположить, что состав первичных выплавов отвечал трахидацитам. Поэтому в качестве базового для расчета был принят состав трахидацитового стекла (см. табл. 3).

Таблица 3. Результаты масс-балансовых расчетов для оценки условий генерации гранатосодержащих дацит-порфиров Актюбинской структуры

Компонент	Состав стартового материала, использованного в экспериментах по плавлению метапелита [Douce, Johnston, 1991]	Усредненный состав метапелитов (гранат-биотитовых гнейсов) Калба-Нарымской зоны	Предполагаемый состав первичных выплавок (исходя из состава стекол РВ в гранате)	Предполагаемый состав рестита, образующегося при степени плавления $F = 47\%$
SiO ₂	57.36	62.83	67.47	58.71
TiO ₂	1.26	0.84	0.13	1.47
Al ₂ O ₃	23.24	17.35	15.2	19.25
Fe ₂ O ₃	9.45	6.8	5.7	7.78
MnO	0.17	0.24	0.11	0.36
MgO	2.72	3.19	0.56	5.52
CaO	0.4	1.33	0.69	1.9
Na ₂ O	0.48	2.04	3.02	1.16
K ₂ O	3.63	3.05	6.46	0.02
P ₂ O ₅	—	0.16	0.2	0.12
H ₂ O	1.69	1.92	—	—
Сумма	99.65	99.47	99.54	—

Примечание. Прочерк — нет данных. Общее железо приведено в форме Fe₂O₃.

Расчет производился по формуле $C_{\text{в рестите}} = (C_{\text{в субстрате}} - C_{\text{в выплавке}} \times F) / (1 - F)$, где C — концентрация компонента, F — степень плавления. Оценка баланса калия показывает, что при содержании его в стекле на уровне 6.5 мас.% и в субстрате — 3.05 мас.% (см. табл. 3) степень равновесного плавления, при которой возможно образование безкалиевого парагенезиса, достигает 47%, петрохимический состав образующегося при этом рестита приведен в табл. 3. Реститовый парагенезис в описанных условиях может состоять из плагиоклаза, граната, кварца, шпинели и рутила, и именно эти минералы присутствуют в виде ксенокристов в изученных дацит-порфирах. Кроме того, за счет относительно низкой глиноземистости исходного субстрата вероятно появление в рестите присутствующего в нашем случае гиперстена, не зафиксированного в экспериментах [Douce, Johnston, 1991].

Полученные результаты масс-балансовых расчетов вместе с данными, полученными при изучении расплавных включений, позволяют утверждать, что образование магмы гранатосодержащих дацит-порфиров происходило на значительных глубинах (9—10 кбар) при повышенных температурах (~1100 °C) за счет метаморфических пород континентальной коры, очевидно залегающих в нижних частях разреза Калба-Нарымской зоны, при этом степень плавления была предположительно значительной (максимально до 47%).

Пироксенсодержащие дацит-порфиры Актюбинской структуры содержат около 10 об.% вкрапленников клинопироксена. Они представлены субэвгдральными вытянутыми зернами размерами 2—3 мм, а по составу относятся к высококальциевым авгитам или диопсидам с железистостью 25—40% и низкими содержаниями MnO и TiO₂. Характерной особенностью зерен является достаточно большое количество хорошо диагностируемых первичных расплавных включений, которые обычно распределены азонально по всему объему зерна, но в некоторых зернах приурочены к зонам роста кристаллов. Размеры вакуолей варьируют от мелких (1—3 мкм) до очень крупных (40—50 мкм). Во всех включениях наблюдается стекло и газовый пузырек, в большинстве вакуолей отмечается присутствие дочерних кристаллических фаз, представленных ильменитом и, вероятно, клинопироксеном (их состав из-за мелких размеров определить не удалось). В результате проведенных термометрических экспериментов с расплавными включениями был выявлен узкий диапазон температур гомогенизации РВ: от 1120 до 1190 °C. В зернах пироксена с отчетливо выраженной зональностью сначала наблюдалась гомогенизация вакуолей более позднего захвата (периферические части зерен) — на уровне 1120—1140 °C, а затем гомогенизовались наиболее ранние РВ при температурах 1170—1190 °C. Таким образом, температура расплава пироксенсодержащих дацит-порфиров на ликвидусе достигала 1170—1190 °C.

Микронзондовые исследования проводились для гомогенизованных стекол наиболее крупных включений (10—30 мкм). Выяснено, что большинство стекол РВ имеют трахидацит-трахириодацитовый состав: SiO₂ = 68—72, Al₂O₃ = 10—15, FeO = 1—5, MgO = 0.7—1.8, CaO = 1.2—3.7, Na₂O = 2.1—4.6, K₂O = 3.8—5.7 мас.% (см. табл. 2).

Расплавы, из которых кристаллизовались ликвидусные вкрапленники клинопироксена, почти идентичны по составу расплавам, из которых кристаллизовались ликвидусные вкрапленники граната в гранатсодержащих дацит-порфирах, отличаясь лишь повышенным содержанием MgO (0.7—1.8 против 0.4—0.6 мас.%) и CaO (1.2—3.7 против 0.4—0.9 мас.%). Учитывая сходную геологическую позицию, можно предполагать, что расплавы пироксенсодержащих дацит-порфиров сформировались при том же процессе нижнекорового плавления метаморфических субстратов, что и гранатсодержащие дацит-порфиры. Повышенная магнезиальность и кальциевость этих расплавов могут быть следствием как вовлечения в процессы анатексиса метабазитовых субстратов, так и следствием процессов смешения (гибридизма) трахидацит-трахириодацитовых выплавов с более примитивными базитовыми (?) магмами — тепловым источником анатексиса. Учитывая повышенные на 100 °С относительно гранатсодержащих дацит-порфиров температуры ликвидусной кристаллизации, последнее представляется более вероятным.

Гора Сарытау. Термобарогеохимические исследования проведены для плагиодацит-порфиров, слагающих многочисленные дайки в обрамлении главного тела вулканических брекчий. Плагиодацит-порфиры содержат 30–35 об.% вкрапленников, представленных преимущественно средним плагиоклазом, бурой роговой обманкой, кварцем и реликтовым клинопироксеном, замещенным постмагматической зеленой роговой обманкой. Наиболее ранними, очевидно, являются вкрапленники клинопироксена, однако из-за интенсивной измененности в них не удалось диагностировать включения. Расплавные включения диагностированы в имеющих сравнительно небольшие размеры (до 2—3 мкм) вкрапленниках кварца. Изучались преимущественно группы азонально расположенных мелких включений (1—3 и 5—7 мкм), более крупные РВ размерами до 20—30 мкм обычно разгерметизированы и сложены раскристаллизованным стеклом. Большинство герметичных РВ содержат стекло, твердую кристаллическую фазу и флюидный пузырек. Изучение их состава из-за мелких размеров не проводилось.

Прогревы мелких РВ (1—3 мкм) преимущественно в краевых зонах кварца при $T = 800—825$ °С и выдержке до 5 ч приводили к плавлению дочерних кристаллических фаз, частичному растворению флюидного пузырька и в дальнейшем к полной гомогенизации включений в температурном интервале вплоть до 850 °С. Более крупные РВ (3—7 мкм) в центральных частях зерен, обычно содержащие твердые фазы и газовый пузырек, гомогенизовались при $T = 900—925$ °С. В результате серии термометрических опытов было выявлено два температурных интервала гомогенизации расплавных включений: 900—925 °С для включений в центральных частях зерен кварца и 800—850 °С для мелких включений в краевых частях зерен, отражающие две стадии захвата включений и, соответственно, кристаллизации расплава. Учитывая, что вкрапленники кварца по петрографическим наблюдениям не являются раннемагматическими, можно считать температуру ликвидуса плагиодацит-порфирового расплава не ниже 925 °С, а генерация первичных магм происходила, очевидно, при более высокой температуре.

Изучение петрогеохимического состава вулканитов горы Сарытау показало, что по уровню содержания Al_2O_3 (<15 %), SiO_2 (>70 %), Sr/Y отношению (<40) исследованные породы аналогичны плагиогранитоидам низкоглиноземистого типа [Арт, 1983]. Экспериментальными работами установлено, что низкоглиноземистые плагиограниты образуются при плавлении метабазитовых субстратов с отделением плагиоклаз-пироксенового (\pm амфибол) рестита при давлениях не более 10—12 кбар [Beard, Lofgren, 1991; Rapp, Watson, 1995]. Метаморфические толщи Курчумского блока, вмещающие вулканиты горы Сарытау, представлены гнейсами (метаграувакками) и амфиболитами (метабазитами, близкими по геохимическому составу к базальтам океанических хребтов). Данные изучения расплавных включений свидетельствуют о высоких температурах генерации магм, обусловленных, видимо, влиянием мантийных расплавов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволяют установить в изученных нами вулканических структурах позднекаменноугольно-раннепермского возраста присутствие кремнекислых дацитовых расплавов, генерация которых происходила на уровне нижней коры ($P \sim 10$ кбар) при высоких температурах (1000—1200 °С) в результате частичного плавления метаморфических субстратов под влиянием высокотемпературных мантийных расплавов. При этом степень плавления метапелитовых пород была значительной (до 47 %), что, по-видимому, привело в конечном итоге к формированию достаточно большого объема кремнекислых расплавов, сформировавших Актюбинскую вулканическую структуру (площадь 6×10 км, мощность разреза 2.4 км). Степень плавления метабазитовых субстратов, вероятно, была невысокой, поэтому объем кремнекислых вулканитов на горе Сарытау существенно меньше.

Необходимо отметить, что во всех структурно-формационных зонах Алтайской коллизионной системы наблюдаются сходные по строению и составу разновозрастные карбон-пермские (по геологическим данным) палеовулканические структуры (см. рис. 1): Сиректасская и Коконьская структуры в Жарма-Саурской зоне, Тастауская — в Чарской зоне, Калгутинская — в Калба-Нарымской зоне, Сержихинс-

кая — в Рудно-Алтайской зоне. Слагающие их породы покровных или гипабиссальных фаций представлены преимущественно серией от дацитов (гранодиоритов) до риолитов (лейкогранитов) с преобладанием последних, а также в их составе отмечены субвулканические тела андезитов и андезибазальтов, гипабиссальные тела монцитонитовидов и сиенитоидов, дайки базитового состава [Ермолов и др., 1977, 1978; Лопатников и др., 1982]. Для них также можно предполагать сходные механизмы петрогенезиса кремнекислых расплавов с участием мантийных магм.

Переходя к геодинамической интерпретации полученных результатов, следует в первую очередь отметить, что для современных обстановок под коллизионными зонами геофизическими методами устанавливается утоненная литосферная мантия, на нижней границе которой фиксируется аномально горячее мантийное вещество (астеносферный выступ) [Blanco, Spakman, 1993; Koulakov et al., 2002]. Это явление интерпретируется разными исследователями как отрыв субдущированной океанической литосферной плиты при коллизии («slab-window») [Davies, von Blanckenburg, 1995; Хаин и др., 1996], результат деляминации литосферы при коллизионном сжатии [Houseman, Molnar, 1997], или, наконец, предполагается, что существенную роль могли играть автономные плюмы [Добрецов, 1997, 2003; Ярмолюк, Коваленко, 2003]. Основываясь на недавних данных о взаимосвязи позднекаменноугольного—раннепермского магматизма в Гоби-Тяньшаньской зоне с активностью Таримского плюма [Борисенко и др., 2006; Владимиров и др., 2008; Поляков и др., 2008], последнее предположение кажется наиболее предпочтительным. Внедрение под границу Мохо мантийных диапиров приводило к возникновению на уровне нижней коры кратковременных аномальных температурных градиентов и, как следствие, возникновению локальных очагов «продвинутого» плавления нижнекоровых субстратов, отражением которых явились кремнекислые вулканические ассоциации.

Авторы благодарны А.Г. Владимирову, А.Э. Изоху, Н.В. Полянскому, С.Н. Рудневу за консультации, критические замечания и плодотворное обсуждение полученных результатов, а также помощь в проведении экспедиционных исследований.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 08-05-00974).

ЛИТЕРАТУРА

Арт Дж.Г. Некоторые элементы примеси в трондьемитах — их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М., Мир, 1983, с. 99—105.

Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 8—28.

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.

Владимиров А.Г., Майорова О.Н. Генезис граната из дацит-порфиров Актобинской вулканической структуры (Зайсанская складчатая область) // Записки ВМО, 1983, т. 112, № 2, с. 196—208.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1321—1338.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В., Полянский О.П., Червов В.В., Владимиров В.Г., Травин А.В., Бабин Г.А., Куйбида М.Л., Хомяков В.Д. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 621—636.

Добрецов Н.Л. Пермотриасовые магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Докл. РАН, 1997, т. 354, № 2, с. 220—223.

Добрецов Н.Л. Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1243—1261.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, 409 с.

Ермолов П.В., Изох Э.П., Пономарева А.П., Тянь В.Д. Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы. Новосибирск, Наука, 1977, 246 с.

Ермолов П.В., Кузубный В.С., Владимиров А.Г. Тастауская вулканоплутоническая базит-гранитоидная серия Зайсанской складчатой системы // Изв. АН КазССР, Сер. геол., 1978, № 2, с. 2—14.

Изох А.Э., Чан Чонг Хоа, Поляков Г.В., Нго Тхи Фыонг, Чан Туан Ань, Травин А.В. Синкинематический ультрабазит-базитовый магматизм зоны Шонг-Хонг (Вьетнам) // Докл. РАН, 2004, т. 397, № 3, с. 380—384.

Конников Э.Г., Ермолов П.В., Добрецов Г.Л. Петрология сининверсионных габбро-гранитных серий. Новосибирск, Наука, 1977, 230 с.

Крук Н.Н., Куйбида М.Л., Владимиров А.Г., Лепехина Е.Н., Травин А.В. Возраст, состав и Sm-Nd изотопная систематика гранитоидов Калба-Нарымской зоны (Восточный Казахстан) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания по Программе фундаментальных исследований. Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2007, т. 1, с. 123—125.

Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Полянский Н.В., Николаева И.В., Лепехина Е.Н. U-Pb изотопный возраст, состав и источники плагиогранитов Калбинского хребта (Восточный Казахстан) // Докл. РАН, 2009, т. 424, № 1, с. 84—88.

Лопатников В.В., Изох Э.П., Ермолов П.В., Пономарева А.П., Степанов А.С. Магматизм и рудоносность Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана. М., Наука, 1982, 248 с.

Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника, 1993, № 6, с. 3—33.

Поляков Г.В., Изох А.Э., Борисенко А.С. Пермский ультрабазит-базитовый магматизм и сопутствующее Cu-Ni оруденение Гоби-Тяньшаньского пояса как результат Таримского плюма // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 605—620.

Полянский Н.В., Добрецов Н.Л., Ермолов П.В., Кузбный В.С. Структура и история развития Чарского офиолитового пояса // Геология и геофизика, 1979 (5), с. 66—78.

Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем). М., Научный мир, 2001, 188 с.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М., Недра, 1988, 383 с.

Титов А.В., Хромых С.В., Владимиров А.Г., Поспелова Л.Н. Расплавные включения в гранате и кварце из дацит-порфиров Актобинской вулканической структуры (Казахстан): оценка условий генерации и состава первичных расплавов // Докл. РАН, 2001, т. 377, № 1, с. 86—90.

Хаин В.Е., Лобковский Л.И. Об особенностях формирования коллизионных орогенов // Геотектоника, 1990, № 6, с. 20—31.

Хаин В.Е., Тычков С.А., Владимиров А.Г. Коллизионный орогенез: модель отрыва субдупированной пластины океанической литосферы при континентальной коллизии // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (1), с. 5—16.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология, 2003, т. 11, № 6, с. 556—586.

Beard J.S., Lofgren G.E. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3, and 6—9 kb // J. Petrol., 1991, v. 32, p. 365—401.

Blanco M.J., Spakman W. The *P*-wave velocity structure of the mantle below the Iberian Peninsula: evidence for subducted lithosphere below southern Spain // Tectonophysics, 1993, v. 221, p. 13—34.

Boynnton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry / Ed. P. Henderson. Amsterdam, Elsevier, 1984, p. 63—114.

Davies J.H., von Blanckenburg F. Slab break off: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens // Earth Planet. Sci. Lett., 1995, v. 129, p. 85—102.

Douce A.E., Johnston A.D. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites // Contr. Miner. Petrol., 1991, v. 107, p. 202—218.

Houseman G.A., Molnar P. Gravitational (Rayleigh-Taylor) instability of a layer with non-linear viscosity and convective thinning of continental lithosphere // Geophys. J. Int., 1997, v. 128, № 1, p. 125—156.

Koulakov I., Tychkov S., Bushenkova N., Vasilevsky A. Structure and dynamics of the upper mantle beneath the Alpine-Himalayan orogenic belt, from teleseismic tomography // Tectonophysics, 2002, v. 358, № 1—4, p. 77—96.

Rapp R.P., Watson E.B. Dehydration melting of metabasalt at 8—32 kbar: implications for continental growth and crustal-mantle recycling // J. Petrol., 1995, v. 36, p. 891—931.

Willett S.D., Beaumont C. Subduction of Asian lithosphere beneath Tibet inferred from models of continental collision // Nature, 1994, v. 369, p. 642—645.