

содержал некоторое количество мантийного материала. В пользу этого говорят следующие факты:

Повышенное содержание Zr (около 90 г/т) и содержание Ti (около 3700 г/т) в андезибазальтах тунгудской и вермасской свит;

Повышенное содержание Lu относительно других ТРЗЭ в риолитах ожиярвинской свиты.

Исходя из вышесказанного, можно заключить, что сумийско-сариолийские вулканиты Лехтинской структуры сформировались в условиях континентального рифтогенеза. А петрохимические особенности, позволяющие отнести их к известково-щелочной серии, обусловлены тем, что магмы, из которых формировались вулканиты – продукты смешения двух магм: мантийной по происхождению магмы (основного состава) и верхнекоровой (кислого состава).

Литература:

1. Светов С. А., Голубев А. И., Светов А. И. Геохимия сумийских андезибазальтов центральной Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии, Вып. 4, 2001
2. Фролова Т. И., Бурикова И. А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: Наука, 1997, 225 с.
3. Pearce J. A. A user's guide to basalt discrimination diagrams // Short Course Notes - Geological Association of Canada, 1996, P. 79-113
4. Sun S.-S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of basalts: implication for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins., 1989

ПРИЗНАКИ СМЕШЕНИЯ МАГМ ПО ДАННЫМ ИССЛЕДОВАНИЯ СОСТАВОВ РОГОВЫХ ОБМАНОК В ПРОДУКТАХ ИЗВЕРЖЕНИЯ (1991-1995) ВУЛКАНА УНЗЕН, ЯПОНИЯ

Цай Александра Евгеньевна

Геологический ф-т МГУ, Москва, sasha-msu@yandex.ru

Вулкан Унзен расположен на полуострове Шимабара, в юго-западной части острова Кюсю, примерно в 70 км к западу от вулканического фронта ЮЗ Японии (32.75 N 130.30 E) [3]. Под вулканом Унзен не обнаружено сейсмичности, связанной с субдукцией Филиппинской плиты, максимальная глубина гипоцентров не превышает 15 км [4].

Вулкан Унзен начал свою активность около 500 тыс. лет назад. Исторические извержения вулкана: 1663, 1792 и 1991-1995 гг. Продукты извержения вулкана представлены многочисленными экструзивными куполами, мощными лавовыми потоками и пирокластическими отложениями андезитового

и дацитового состава [3]. В лавах Унзена широко распространены меланократовые включения базальтового и андезибазальтового состава [2,5].

Продукты извержений 1991-1995 гг. представляют собой порфировые лавы с крупными вкрапленниками плагиоклаза и роговой обманки (> 1 мм), также встречаются вкрапленники клино-, ортопироксена, кварца, магнетита, ильменита, оливина, биотита и апатита. Меланократовые включения, размером от 0.25 до 30 см в диаметре, имеют афировую структуру, однородную пористую текстуру и сложены идиоморфными зернами плагиоклаза, роговой обманки и стеклом с небольшим количеством ортопироксена, магнетита и ильменита.

Роговые обманки.

Роговая обманка является одним из ключевых минералов островодужных андезитов и дацитов. Ее присутствие является индикатором парциального давления летучих (в первую очередь воды) в магматическом очаге. Многокомпонентный состав роговых обманок позволяет использование их состава для термометрии, барометрии, определения скоростей подъема магмы и отрезков времени между внедрениями порций магм в очаг и извержениями. В продуктах извержения (1991-1995) вулкана Унзен роговая обманка является одним из главных породообразующих минералов.

Был изучен весь спектр составов роговых обманок вулкана Унзен, выделены их морфологические типы и группы составов, полученные данные сопоставлены с результатами предыдущих исследований.

По морфологии зерен выделено 5 типов роговых обманок:

(1) – Вкрапленники роговой обманки представлены идиоморфными зернами, размером >1.0 мм. Среди вкрапленников отсутствуют зерна с хорошо выраженной ростовой зональностью, однако встречаются зерна, неоднородные по составу, в которых участки различного состава закономерно и неравномерно распределены по зерну. На контрастном изображении в отраженных электронах неоднородность проявлена в виде ярких и темных участков (рис.1а). Во многих вкрапленниках фиксируется узкая внешняя кайма, имеющая более магнезиальный состав, чем сами вкрапленники.

(2) – Мезовкрапленники роговой обманки представлены изометричными ромбическими зернами, размером ~ 0.25 мм. В мезовкрапленниках ярко выражена химическая ростовая зональность (рис.1б). По составу мезовкрапленники близки с высокомагнезиальными каймами вокруг вкрапленников роговой обманки.

(3) – Зерна роговой обманки в реакционной кайме вокруг биотита, размер зерен ~ 0.1-0.2 мм. Зерна роговой обманки кристаллизуются на резорбированных краях вкрапленника биотита совместно с ортопироксеном, плагиоклазом и рудными минералами (рис.1в). По магнезиальности зерна в кайме близки с мезовкрапленниками.

(4) – Зерна роговой обманки в основной массе породы, размером ~ 100 мкм. По составу зерна в основной массе еще более магнезиальные, чем мезовкрапленники и зерна в кайме вокруг биотита.

(5) – Зерна роговой обманки в меланократовых включениях, размер зерен колеблется от 0.06 - 0.1 до 0.3-0.5 мм. В различных меланократовых включениях могут встречаться первичные и измененные (*переуравновешенные*) зерна роговых обманок. Первичные зерна роговых обманок (рис.1г) имеют предельно высокие значения магнезиальности. В измененных зернах магнезиальность систематически ниже. Изменение состава роговых обманок происходит с краев к центру зерна, что хорошо видно на фотографии в отраженных электронах (рис.1д).

Все типы роговых обманок в продуктах извержения вулкана Унзен относятся к группе кальциевых амфиболов. В соответствии с номенклатурой [6], роговые обманки делятся на две большие группы: «магнезиальные роговые обманки» и «магнезиогастингситы». В поле «магнезиальной роговой обманки» попадают составы темных участков во вкрапленниках (тип 1); зерна, образующие кайму вокруг биотита (тип 3); и темные участки зерен в меланократовых включениях (тип 5). Соответственно, в поле «магнезиогастингсита» попадают составы ярких участков во вкрапленниках и высокомагнезиальные каймы вокруг них (тип 1); мезовкрапленники (тип 2); зерна из основной массы породы (тип 4); первичные зерна и яркие участки измененных зерен из меланократовых включений (тип 5).

На диаграмме $Si - Al^{IV} + (Na+K)^A$ четко выделяются две группы составов. Известно, что содержание Al^{IV} в амфиболе является индикатором температуры и давления, чем больше Al^{IV} , тем выше T-P условия кристаллизации амфибола. Можно предположить, что формирование группы «магнезиогастингситовых» роговых обманок происходило при более высоких параметрах температуры (T) и давления (P), чем формирование «магнезиальных роговых обманок» (рис.2).

Большинство анализов роговых обманок из каймы вокруг биотита попадает в поле «магнезиальных роговых обманок». По размерности они близки к мезовкрапленникам и зернам в основной массе, но относительно обеднены алюминием, титаном и щелочами. Обедненность роговых обманок алюминием и титаном может объясняться перераспределением этих компонентов в плагиоклаз и рудные минералы, кристаллизовавшиеся в кайме совместно с роговой обманкой.

На диаграмме в координатах $Mg\# - Fe^{3+}/Fe^{2+}$ отчетливо выделяются различные типы и генерации роговых обманок. Выделенными областями показаны предполагаемые «крайние члены» составов роговых обманок во вмещающей породе и в меланократовых включениях. Яркие участки во вкрапленниках, возможно кристаллизовавшиеся из дацитового расплава, имеют низкие значения магнезиальности ($Mg\#$) и отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} , а неизменные зерна из меланократовых включений характеризуются предельно высокими

значениями магнезиальности и отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} . Составы остальных типов (мезовкрапленники, зерна из основной массы, менее магнезиальные разности зерен из меланократовых включений) попадают в промежуток между выделенными областями. Самые низкие отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} в ярких участках зерен из меланократовых включений могут быть связаны с выпадением рудной фазы, которая наблюдается в виде ламмелей в этих участках (рис.1е).

Яркие участки во вкрапленниках роговой обманки и самые магнезиальные зерна из меланократовых включений, вероятно, кристаллизовались из двух различных магм, контрастных по температуре и составу, а промежуточные по составу роговые обманки кристаллизовались из продуктов их смешения. Составы темных участков зерен из дацитов (тип 1) и меланократовых включений (тип 5) стремятся к промежуточному по магнезиальности и отношению Fe^{3+}/Fe^{2+} составу.

Рядом авторов [1,2,7-11], с помощью комплекса петрологических и экспериментальных исследований, было показано, что перед извержением 1991-1995 гг. происходило смешение почти афировой высокотемпературной ($>1000^{\circ}C$) магмы с порфировой низкотемпературной ($\sim 800^{\circ}C$). Порфировая низкотемпературная магма до смешения содержала вкрапленники роговой обманки 1-го типа. Из высокотемпературной магмы кристаллизовались роговые обманки 5-го типа. При взаимодействии двух магм происходило образование более высокомагнезиальных роговых обманок (типы 2, 3, 4) и внешних кайм по типу 1. Образование пятнистых текстур в некоторых кристаллах роговой обманки происходило при более низких температурах в промежуточном очаге за счет частичного переуравновешивания с окружающим расплавом.

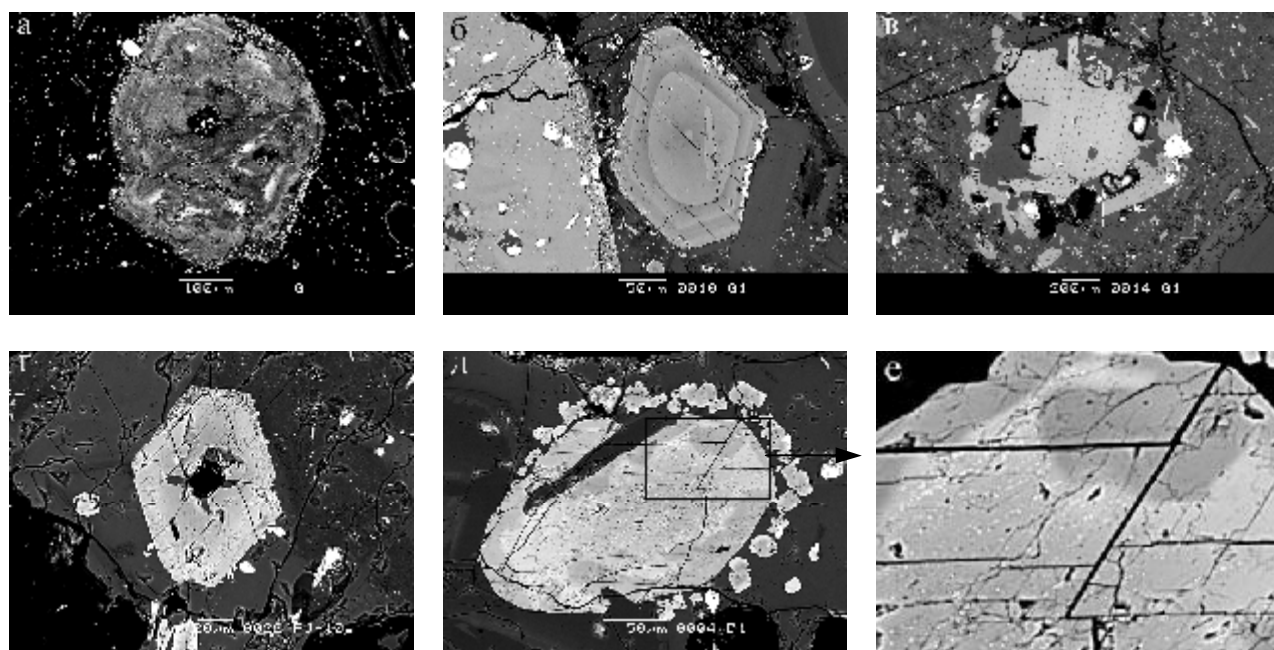
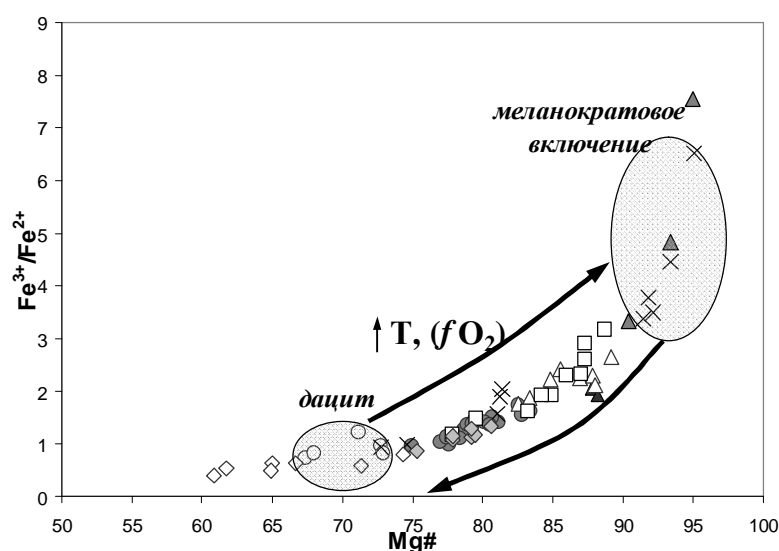
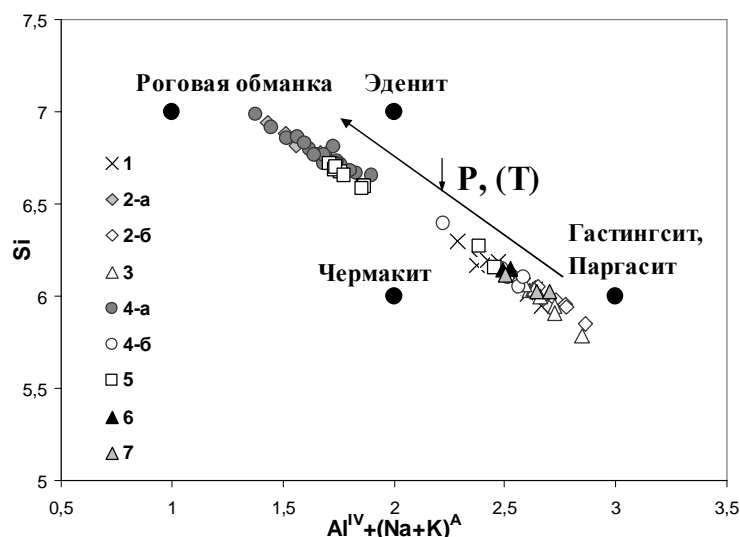


Рис. 1 Фотографии роговых обманок в режиме отраженных электронов.



Условные обозначения:
 1 - зерна из меланократовых включений;
 2-а - «темные» в отраженных электронах участки измененных зерен из меланократового включения;
 2-б - «яркие» в отраженных электронах участки измененных зерен из меланократового включения;
 3 - мезовкрапленники в дацитах;
 4-а - «темные» в отраженных электронах участки во вкрапленниках дацитов;
 4-б - «яркие» в отраженных электронах участки во вкрапленниках дацитов;
 5 - зерна в кайме вокруг вкрапленников биотита.
 6 - внешняя кайма вкрапленников;
 7 - зерна из основной массы дацитов

Рис. 2 Диаграммы зависимости (Si – $Al^{IV}+(Na+K)^A$) и ($Mg\# - Fe^{3+}/Fe^{2+}$)

Автор выражает благодарность научному руководителю П.Ю.Плечову за предоставленный материал для изучения, полезные замечания и постоянную помощь в исследовании.

Литература:

1. Browne, B.L., Eichelberger, J.C., Patino, L.C., Vogel, T.A., Uto, K., Hoshizumi, H. Magma mingling as indicated by texture and Sr/Ba ratios of plagioclase phenocrysts from Unzen volcano, SW Japan.//J.Volcanol. Geotherm.Res. 2006. №154, P.103–116.
2. Browne, B.L., Eichelberger, J.C., Patino, L.C., Vogel, T.A., Dehn, J., Uto, K., Hoshizumi, H. Generation of porphyritic and equigranular mafic enclaves during magma recharge events at Unzen volcano, Japan.//J. Petrol.2006. V.47. №2. P.301-328.

3. Hoshizumi, H., Uto, K., Watanabe, K., Geology and eruptive history of Unzen volcano, Shimabara Peninsula, SW Japan.//J. Volcanol. Geotherm. Res. 1999. № 89. P. 81-94.
4. Ishihara, K., Yoshida, A. Configuration of the Philippine Sea slab and seismic activity around Kyushu.//J. Seismol. Soc. Jpn. 1992. № 45, P. 45–51.
5. Kimura, M. Back-arc rifting in the Okinawa Trough.//Mar. Petrol. Geol. 1985. № 2. P.222–240.
6. Leake, B.E. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names.//Can. Mineral. 1997. V. 35. № 1. P. 219-246.
7. Nakada, S., Fujii, T. Preliminary report on the activity at Unzen Volcano Japan, November 1990–November 1991: dacite lava domes and pyroclastic flows.// J.Volcanol. Geotherm. Res.1993. № 54. P.319–333.
8. Nakada, S., Motomura, Y., Petrology of the 1991-1995 eruption at Unzen: effusion pulsation and groundmass crystallization.//J. Volcanol. Geotherm. Res. 1999. № 89. P. 173-196.
9. Nakamura, M. Continuous mixing of crystal mush and replenished magma in the ongoing Unzen eruption.//Geology. 1995. № 23, P. 807–810.
10. Sato, H., Nakada, S., Fujii, T., Nakamura, M., Suzuki-Kamata, K. Groundmassargasite in the 1991–1995 dacite of Unzen volcano: phase stability experiments and volcanological implications.//J.Volcanol. Geotherm. Res. 1999. № 89. P. 197–212.
11. Venezky, D.Y., Rutherford, M.J. Petrology and Fe–Ti oxide re-equilibration of the 1991 Mount Unzen mixed magma.//J. Volcano. Geotherm. Res. 1999. № 89, P. 213–230.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МАКРОКОМПОНЕНТОВ ЛАТЕРИТНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Черных Илья Сергеевич

Геологический ф-т МГУ. Москва, exert_cis87@mail.ru

Формирование латеритных кор выветривания - сложный процесс, для протекания которого необходим ряд условий: обилие осадков, органики и благоприятные тектонические режимы на протяжении долгого времени. Одной из таких территорий, где выполняются все эти условия, является Гвинея. Приуроченность этой страны к влажному тропическому поясу и стабильная, спокойная тектоническая обстановка на протяжении кайнозоя [1] обусловили наличие покрова коры выветривания на большей части ее территории.

Схематически в составе коры выветривания можно выделить следующие зоны (снизу вверх):