

УДК550.4+551.2+552.3

БАЗАЛЬТ-РИОЛИТОВАЯ СЕРИЯ ОСТРОВОВ ГАЛИНДЕЗ И УРУГВАЙ (АНТАРКТИЧЕСКИЙ ПОЛУОСТРОВ, ЗАПАДНАЯ АНТАРКТИДА) КАК ВОЗМОЖНЫЙ ОБЪЕКТ ГЕОХИМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ**А. Г. Алексеенко, С. Е. Шнюков, И. И. Лазарева, Л. И. Гаврылив**

НИИ «Институт геологии», Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко, г. Киев; antonalekseyenko@univ.kiev.ua, shnyukov@mail.univ.kiev.ua, lazareva@mail.univ.kiev.ua, liubomyr.gavryliv@gmail.com

Реферат. Представлены предварительные результаты всех этапов геохимического моделирования процесса эволюции эффузивного магматизма островов Галиндез и Уругвай (Антарктический полуостров, Западная Антарктида). Охарактеризованы возникшие сложности и способы их преодоления. На основе построенной модели сделана попытка оценки температурного, барического и флюидного режимов функционирования магматической системы, а также ее рудогенерирующей способности. Установлены: близкое соответствие магматической эволюции рассмотренной системы принятой модели фракционной кристаллизации; температурный режим (~1130 ... ~880 °С) и глубина функционирования магматической камеры (9–12 км, литостатическое давление 3–4 кбар); концентрация воды в исходном и остаточном расплаве на всех этапах эволюции системы; массовая доля жидкой фазы в системе на момент отделения флюида ($f = 0,27$) и его температура ($T = \sim 880$ °С). Полученные результаты следует считать предварительными. Создание более достоверной модели требует резкого улучшения качества исходных геохимических данных.

Базальт-ріолітова серія островів Галіндез та Уругвай (Антарктичний півострів, Західна Антарктида) як можливий об'єкт геохімічного моделювання

А. Г. Алексеєнко, С. Є. Шнюков, І. І. Лазарева, Л. І. Гаврилів

Реферат. Представлені попередні результати всіх етапів геохімічного моделювання процесу еволюції еффузивного магматизму островів Галіндез і Уругвай (Антарктичний півострів, Західна Антарктида). Охарактеризовано складнощі, що виникли при цьому, та способи їх подолання. На основі побудованої моделі зроблена спроба оцінки температурного, баричного і флюїдного режимів функціонування магматичної системи, а також її рудогенеруючої здатності. Встановлено: близьку відповідність магматичної еволюції розглянутої системи до прийнятої моделі фракційної кристалізації; температурний режим (~1130 ... ~880 °С) та глибина існування магматичної камери (9–12 км, літостатичний тиск 3–4 кбар); концентрація води в початковому ізалишковому розплавах на всіх етапах еволюції системи; масова частка рідкої фази в системі на момент відділення флюїду ($f = 0,27$) і його температура ($T = \sim 880$ °С). Отримані результати слід вважати лише попередніми. Створення більш достовірної моделі вимагає різкого покращення якості вихідних геохімічних даних.

Basalt-rhyolitic series of Galindez and Uruguay Islands (Antarctic Peninsula, Western Antarctica) as an object for geochemical modeling.

A. G. Aleksieienko, S. E. Shnyukov, I. I. Lazareva, L. I. Gavryliv

Abstract. This paper presents preliminary results of all stages of geochemical modeling of the evolution of the Galindez and Uruguay Islands (Antarctic Peninsula, West Antarctica) eruptive magmatism, characterizes the difficulties encountered and ways to overcome them. On the basis of the developed model the article attempts to assess the temperature, pressure and fluid modes of magmatic system during its evolution, as well as its ore-generating ability. The following was discovered: close conformity of the current magmatic system evolution to the accepted fractional crystallization model; temperature mode (~1130 ... ~ 880 °C) and depth (9–12 km, lithostatic pressure 3–4 kbar) of magmatic chamber functioning; water content in initial and residual melts during all system evolution phases; mass fraction of liquid phase in system at the moment of fluid segregation ($f = 0,27$) and its temperature ($T = \sim 880$ °C). However, the results should only be considered preliminary. The development of more accurate models requires a significant improvement of the initial geochemical data quality.

1. Введение

Антарктический полуостров (АП) является крупнейшим тектоническим блоком Западной Антарктики. Традиционно он рассматривается как магматическая дуга, сформировавшаяся вдоль юго-западной части палео-тихоокеанской окраины при распаде суперконтинента Гондвана. Тихоокеанская окраина АП была активной зоной на протяжении всего позднего мезозоя – кайнозоя, что обуславливалось последовательной субдукцией плиты Феникс под блок АП, которая на протяжении кайнозоя постепенно угасала в направлении ЮЗ – СВ. Большинство исследователей считают, что сегодня процессы субдукции продолжаются только в С-З части АП в районе Южных Шетлендских островов (между разломами Шеклтон и Херо), в то время как область к юго-западу от разлома Херо относится к пассивной континентальной окраине.

Породы западной части АП представлены, главным образом, двумя комплексами: (1) батолит Антарктического полуострова (Antarctic Peninsula Batholith), он же андийский интрузивный комплекс (Andean Intrusive Suit) и (2) вулканическая группа Антарктического полуострова (Antarctic Peninsula Volcanic Group). Для обоих комплексов характерны непрерывные серии от основных до кислых разновидностей, которые обнажаются вдоль западного побережья Антарктического полуострова и на прилегающих островах. Интрузивные породы образовывались в диапазоне от ~240 до 10 млн. лет назад при пике активизации в раннем мелу, породы кислого состава относят к более поздним относительно пород среднего и основного состава (Бахмутов и др., 2013).

Работы многих исследователей привели к накоплению большого массива геологических и геохимических данных. Однако на настоящий момент они недостаточно обобщены, что препятствует формированию достоверных представлений о формационной принадлежности и условиях образования широкого спектра магматических образований региона. Целью настоящей работы является попытка оценки условий формирования базальт-риолитовой серии островов Галиндез и Уругвай, входящих в архипелаг Аргентинские острова (65°15'S, 64°15'W) путем геохимического моделирования соответствующей магматической системы с использованием существующих геохимических данных. Достижение этой цели предполагало решение следующих задач: (1) оценка качества исходных данных, (2) выбор конкретных объектов для моделирования, (3) собственно геохимическое моделирование магматической системы.

2. Выбор объекта для моделирования и оценка качества исходных данных

В ходе предыдущих исследований (Гладкочуб и др., 2012; Бахмутов и др., 2013) были получены данные о химическом составе вулканических и плутонических пород островов Varghans, Forge, Rasmussen, Petermann, Irizar, Cruls, Shelters, Anagram, Berthelot, Galindez, Uruguay, а также мыса Tuxen Cape и района ледника Wiggins, расположенных северо-западнее Земли Грэхема (Graham Land). Их критическая ревизия показала, что:

— имеющиеся анализы выполнены в различных лабораториях, разными методами и не всегда сопоставимы между собой по набору определенных элементов;

— контрольный анализ специально подобранных образцов сравнения (стандартных образцов) для корректной сравнительной оценки систематической погрешности данных разных лабораторий не проводился;

— сопоставление немногочисленных дублирующих анализов, выполненных в разных лабораториях по одним и тем же пробам, выявило недопустимые расхождения результатов даже по многим петрогенным элементам (рис. 1, а);

— для микроэлементов анализ дубликатов проб в разных лабораториях не проводился, однако пониженные уровни концентраций для одних и тех же магматических серий, которые демонстрирует ICP-MS по сравнению с XRF (рис. 1, б) позволяют предполагать наличие систематических расхождений и в этом случае.

Перечисленные недостатки существенно усложняют, а чаще делают невозможным полноценное использование значительной части этих данных в составе единого информационного банка. Поэтому в настоящей работе для геохимического моделирования были выбраны только вулканические образования островов Galindez (Галиндез) и Uruguay (Уругвай), которые отличаются:

— принадлежностью, по имеющимся данным, к единой дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой серии;

— наличием аналитически сопоставимых данных, полученных в одной лаборатории одним методом (XRF);

— минимально достаточным для моделирования набором определенных элементов, в который входили минералообразующие для аксессуарных минералов (циркона, апатита, монацита), все петрогенные и линейка важнейших микроэлементов с различными значениями коэффициентов распределения минерал/расплав (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{total}}/\text{FeO}^{\text{total}}$, MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , Sc , Ga , Ge , Rb , Sr , Y , Zr , Nb , Ba , Co , Ni , V , Cr , Cu , Zn , Sn , Cs , W , La , Ce , Pr , Nd , Sm , Eu , Gd , Tb , Dy , Ho , Er , Tm , Yb , Lu , Hf , Ta , U , Pb , Th).

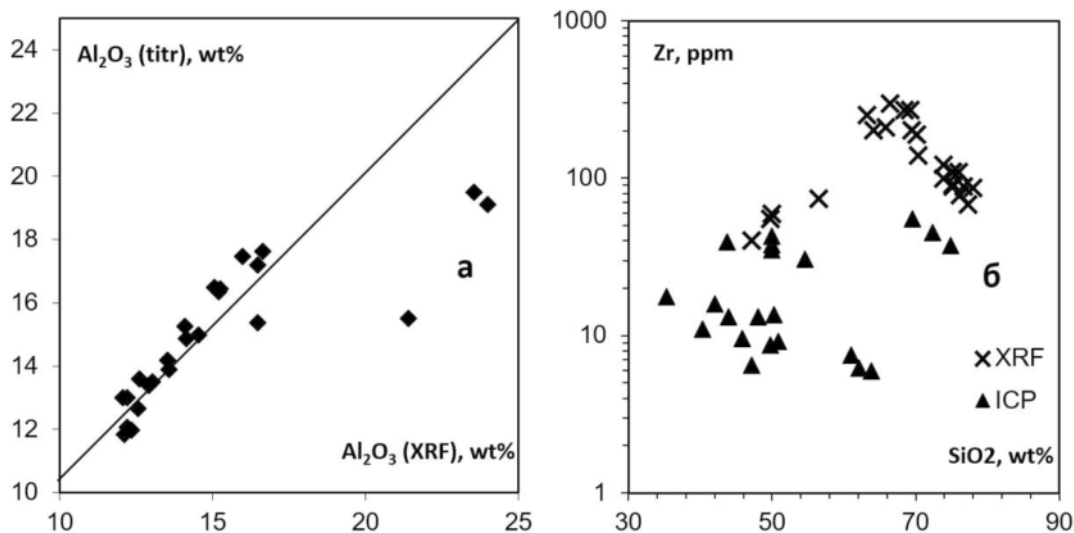


Рис. 1. Сопоставление имеющихся аналитических данных, выполненных: а – силикатным (titr) и рентгено-флуоресцентным (XRF) методами анализа по одним и тем же образцам (на примере Al_2O_3); б – для одних и тех же серий методами XRF и ICP-MS (на примере Zr)

Учитывая ограниченность информации (отсутствие развернутой петрографической характеристики), классификация пород проведена преимущественно по их химическому составу. В результате было выделено 5 породных групп: базальты, андезибазальты, андезиты, дациты и риолиты (рис. 2). Для них характерны значительные вариации микроэлементного состава, что отчетливо видно на примере Zr (рис. 2), который, имея собственную минеральную форму (циркон), обычно характеризуется наиболее неравномерным распределением в породах и соответствующих порошковых пробах. Это может свидетельствовать о низкой представительности проб, которая обусловлена, оче-

видно, их недостаточной массой (для породотипичны порфиоровые и порфиоровидные структуры). Поэтому в последующих построениях использованы средние химические составы выделенных породных групп.

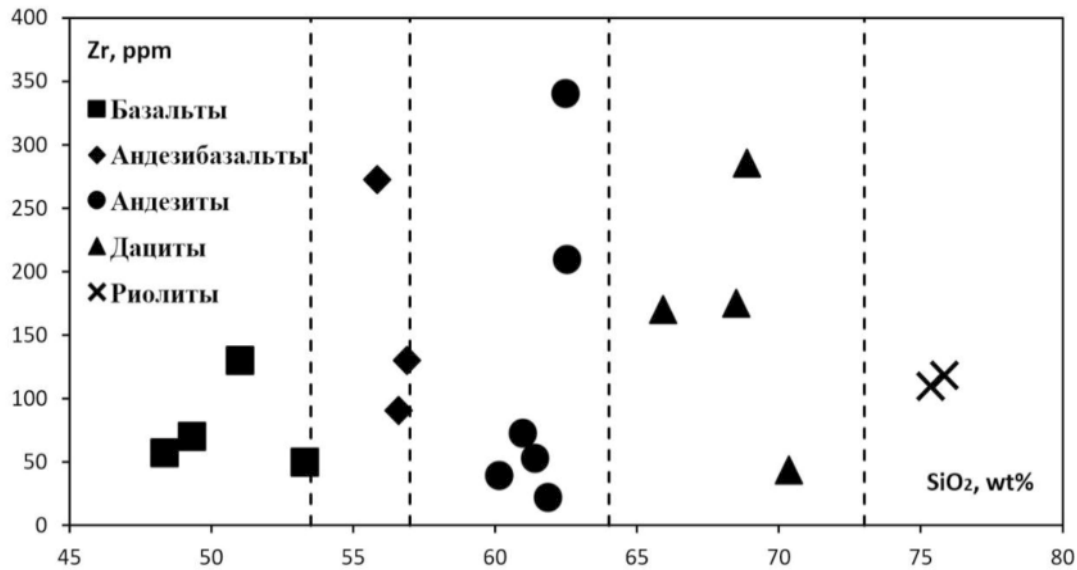


Рис. 2. Подразделение пород на группы по химическому составу, а также неоднородность микроэлементного состава пород внутри групп на примере Zr

3. Методика моделирования и полученные результаты

Процедура выполненного моделирования описана в работах (Шнюков, 2002; Шнюков, Лазарева, Хлонь и др., 2012; Lazareva, Shnyukov, Khlon et al., 2008; Шнюков, Лазарева, Хлонь и др., 2011; Шнюков, Лазарева, Хлонь и др., 2013; Лазарева, Шнюков, Савенок и др., 2015). Дополнительные пояснения приводятся ниже при обсуждении результатов каждого его этапа.

В качестве основного механизма магматической эволюции принята фракционная кристаллизация расплава в глубинной магматической камере, что подтверждается обратной линейной корреляцией логарифмов концентраций совместимых и несовместимых элементов (рис. 3 а). В этом случае поведение элементов описывается уравнением Рэлея:

$$C = C_0 f^{(D-1)}, \quad (1)$$

где C – концентрация элемента в остаточном расплаве, C_0 – исходная концентрация элемента в системе на момент начала кристаллизации, D – его комбинированный коэффициент распределения, f – массовая доля жидкой фазы в системе.

Исходя из уравнения (1) были рассчитаны модельные значения массовой доли жидкой фазы в системе (f) для каждого петротипа исходя из концентраций Ba (C_{Ba}) – несовместимого элемента с наиболее стабильным значением эффективного коэффициента распределения ($D_{Ba} = 0,1$) (Rollinson, 1993):

$$f = \exp\left(\frac{\ln C - \ln C_0}{D - 1}\right) \quad (2)$$

Поведение всех изученных элементов в процессе магматической эволюции можно охарактеризовать как монотонное совместимое (рис. 4, а), монотонное несовместимое (рис. 4, б) или инверсионное (рис. 5).

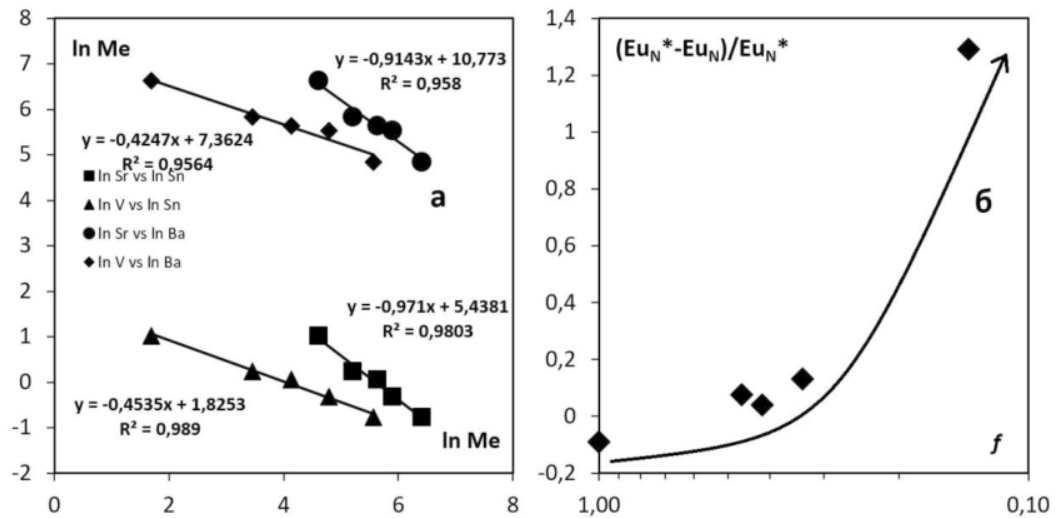


Рис. 3. Линейная зависимость логарифмов концентраций совместимых и несовместимых элементов (а) и изменение величины европиевой аномалии в зависимости от доли жидкой фазы в системе (б).

Полученные зависимости аппроксимированы уравнениями типа $y = ax^b$, которые отвечают модели фракционной кристаллизации (1). Поведение элементов с монотонным трендом аппроксимировано одним уравнением, а с инверсионным – двумя, отражающими поведение элементов до и после инверсии. Полученные уравнения содержат следующие важные характеристики: C_0 , C'_0 – исходные концентрации элемента в первичном расплаве до и после инверсии, соответственно; D , D' – эффективные комбинированные коэффициенты распределения элемента до и после инверсии, соответственно. Важно отметить, что для элементов с инверсионным поведением значения C_0 , D и D' являются истинными, а C'_0 – мнимым. Полученные значения этих характеристик приведены в таблице 1.

Таблица 1

Характеристики поведения микроэлементов

Монотонное поведение			Инверсионное поведение				
Элемент	C_0	D	Элемент	C_0	D	C'_0	D'
Ba	127,53	0,1	Zr	57,48	0,09	271,44	1,43
Ga	17,08	1,31	LREE	26,97	0,39	61,24	1,08
Sn	0,43	0,06	Y	18,13	0,4	43,42	1,36
W	0,22	1,54	Sc	33,33	0,97	57,79	2,07
Cu	62,27	2,53	Cr	87,34	4,50	6,33	0,99
Sr	626,92	1,94	P ₂ O ₅	1900	0,4	6700	2,21
Co	27,35	2,27	Ni	27,133	3,94	3,36	0,69
Zn	214,19	1,83					
Pb	5,89	0,64					
Ge	0,94	1					
V	341,09	3,02					

Исходя из экспериментального уравнения растворимости апатита в силикатных расплавах (Harrison, Watson, 1984) была проведена оценка температурного режима функционирования магматической камеры для диапазона $0,33 < f < 0,5$. Выбранный диапазон обусловлен существованием апатита в магматической камере в узких рамках после инверсии P_2O_5 ($f=0,5$), которая указывает на начало кристаллизации данного минерала, и до инверсии LREE ($f=0,33$), которая, в свою очередь, указывает на замену апатита в составе кристаллизата монацитом. Экстраполяция полученного тренда позволила получить температуру для остальных диапазонов f (рис. 6 а).

Экспериментальное уравнение растворимости монацита (Montel, 1993) позволило достоверно оценить содержание воды на момент замены апатита монацитом ($f = 0,32$). Для расчета содержания воды во всем диапазоне f , в том числе и для первичного расплава ($f = 1$), с точки зрения авторов, правомерно использование уравнения Рэлея, так как вода является типичным несовместимым компонентом, для которого уверенно можно принять $D = 0,1$ (рис. 5 б).

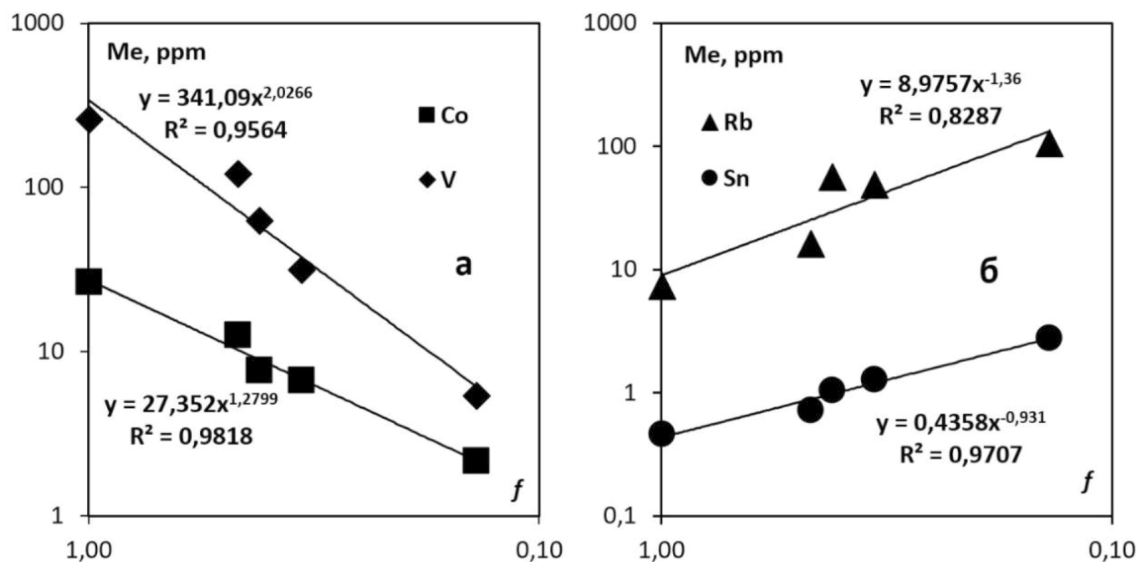


Рис. 4. Поведение микроэлементов в зависимости от f : а – совместимое (Co, V); б – несовместимое (Rb, Sn); в – инверсионное (Y, Zr)

Проекция ликвидусов щелочного базальта с разным содержанием воды на поверхность P-T (Перчук, 1985) дали возможность оценить давление в магматической камере, применяя полученные выше оценки температуры исходного расплава (T_0) и содержания воды на момент начала его кристаллизации. Полученная модельная оценка: P – 3–4 кбар, что соответствует глубине 9–12 км.

Используя экспериментальные данные по растворимости воды в гранитных расплавах (Holtz, Johanne, Tamic et al., 2001), а также уравнение (1) рассчитано значение $f=0,27$, которое соответствует началу отделения водного флюида от расплава. Полученная ранее температурная зависимость (рис. 6, а) позволила рассчитать температуру для этого момента эволюции магматической системы: $T = 877^\circ\text{C}$ (рис. 6 б).

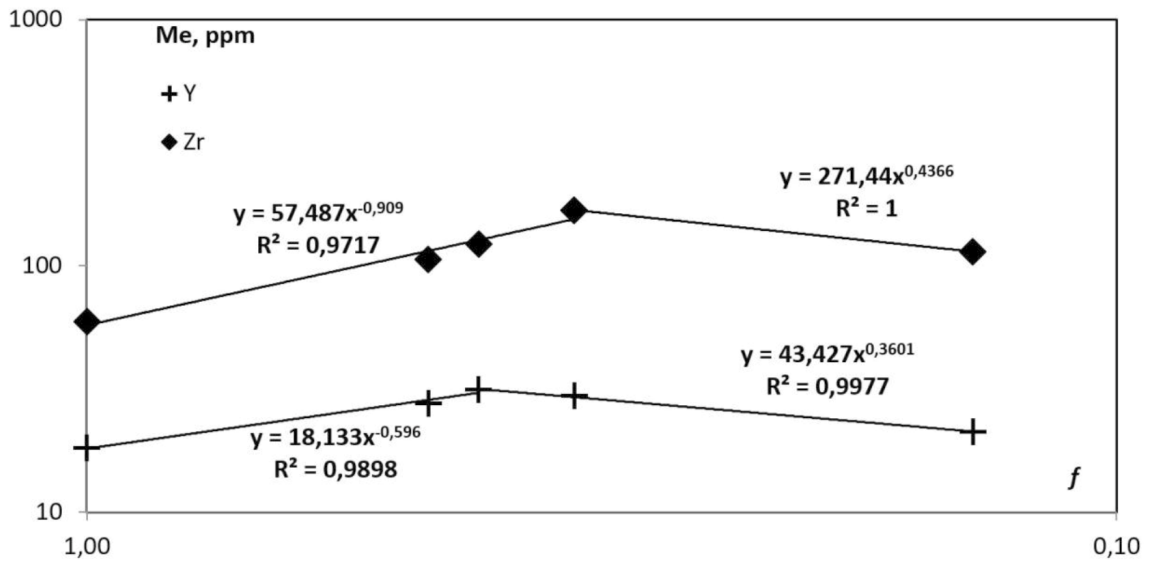


Рис. 5. Инверсионное поведение микроэлементов в зависимости от f - (Y, Zr)

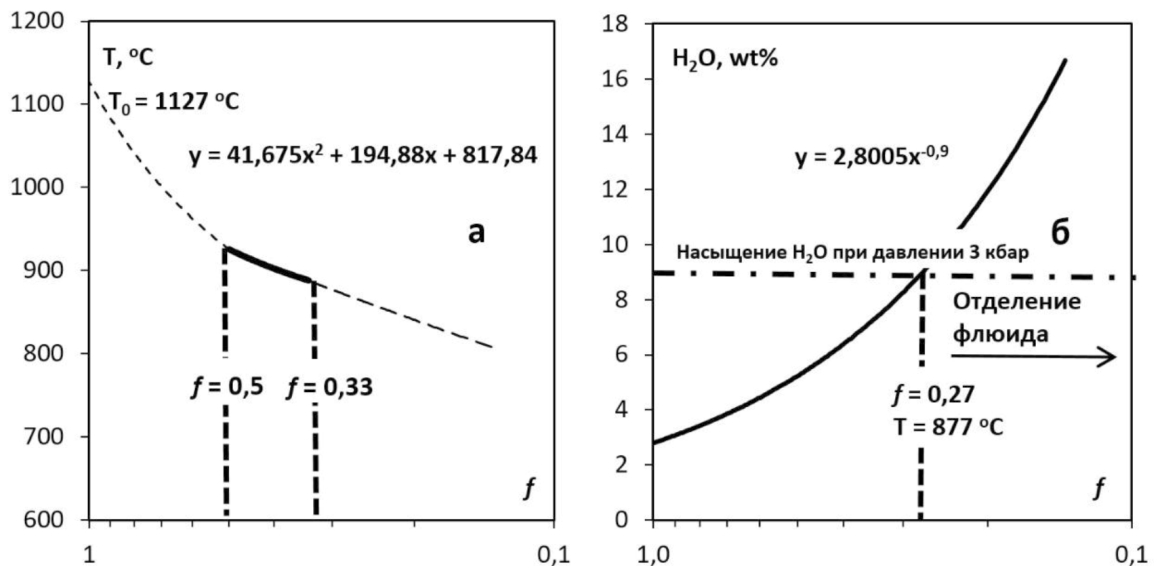


Рис. 6. Характеристика температурного и флюидного режимов магматической эволюции:
 а – модельная кривая изменения температуры; б – зависимость концентрации воды от массовой доли жидкой фазы в системе. Жирными пунктирными линиями (а) показаны значения f : насыщения расплава P_2O_5 с началом кристаллизации апатита ($f = 0,5$), замены апатита монацитом ($f = 0,33$), (б) отделения водного флюида ($f = 0,27$). Штрих-пунктирная линия – концентрация насыщения расплава водой при давлении 3 кбар.

Полученные модельные оценки подтверждаются закономерным увеличением величины европиевой аномалии, которая выражается значением $(Eu_N^* - Eu_N) / Eu_N^*$ – отношение нормированной концентрации европия к среднему геометрическому из концентраций Sm и Nd, индекс N означает, что используются нормированные по хондритам величины, по мере уменьшения доли жидкой фазы в системе (рис. 3б).

4. Заключение

В результате моделирования установлены и оценены: (1) близкое соответствие магматической эволюции рассмотренной системы принятой модели фракционной кристаллизации; (2) температурный режим функционирования магматической камеры; (3) глубина существования магматической камеры; (4) концентрация воды в исходном и остаточном расплаве на всех этапах эволюции системы; (5) массовая доля жидкой фазы в системе на момент отделения флюида и его температура. Кроме того, выполненное моделирование позволило осторожно прогнозировать возможность существования гидротермальных минерализованных зон, пространственно совмещенных с изученными вулканитами

Однако полученные результаты следует считать лишь предварительными. Создание более достоверной модели требует резкого улучшения качества исходных геохимических данных.

Благодарность. Авторы выносят благодарность Бахмутову В. Г. (Институт геофизики им. С. И. Субботина, НАН Украины) за сотрудничество и предоставление доступа к коллекции образцов из Антарктического полуострова, отобранных в ходе Украинских антарктических экспедиций с 2004 по 2012 годы.

Литература

1. **Бахмутов В. Г.**, Гладкочуб Д. П., Шпира В. В. Возрастная позиция, геодинамическая специфика и палеомагнетизм интрузивных комплексов западного побережья Антарктического полуострова // Геофиз. журн. – 2013. – 35, № 3. – С. 3 – 30.
2. **Гладкочуб Д. П.**, Донская Т. В., Бахмутов В. Г. Особенности состава, возраст и модель образования габброидов Андийского комплекса (мыс Туксен, Западная Антарктика) // Український антарктичний журнал. 2011 – 2012, № 10 – 11. – С. 39 – 47.
3. **Лазарева И.**, Шнюков С., Савенок С., Морозенко В., Алексеенко А., Гаврылив Л. Интерпретационная составляющая геологических депозитариев: примеры решения некоторых фундаментальных и прикладных задач // Матеріали Міжнародної наукової конференції «Природничі музеї та їх роль в освіті і науці (27 – 30 жовтня, 2015 р., Київ). – К., 2015. – Ч. 1. – С. 72 – 74.
4. **Перчук Л. Л.** Система щелочной базальт-вода. II. Поверхность ликвидуса в интервале давлений 1 атм – 20 кбар // Очерки физико-химической петрологии, вып. XIII – М.: Наука, 1985. – С. 66 – 80.
5. **Шнюков С. Е.** Геохимические модели эволюции магматических систем и земной коры: потенциальный источник петрофизической и рудогенетической информации // Геофиз. журн. — 2002 — № 6. — С. 201 – 219.
6. **Шнюков С. Е.**, Лазарева И. И., Хлонь О. А., Митрохин О. В., Гасанов Ю. Л., Морозенко В. Р. Геохімічне моделювання магматичної системи вулканічного острова Десеппен (Західна Антарктида): принципи та задачі // Вісник Київськ. ун-ту. — Геологія. — 2011. — Вип. 52. — С. 29 – 33.
7. **Шнюков С. Е.**, Лазарева И. И., Хлонь О. А., Марченков Д. Ф. Оцінка рудогенеруючого потенціалу магматогенно-гідротермальних систем за результатами геохімічного моделювання // Геохімія та рудоутворення. — 2012. — № 31 – 32. — С. 105 – 112.
8. **Шнюков С. Е.**, Лазарева И. И., Хлонь Е. А., Митрохин А. В., Морозенко В. Р., Марченков Д. Ф., Никанорова Ю. Е., Осипенко В. Ю. Модель формирования вулканических и морских вулканогенно-осадочных образований острова Десеппен (Западная Антарктида): исходные данные для моделирования // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. — 2013. — № 1. — С. 44 – 66.
9. **Harrison T. M.**, Watson E. B. (1984). The behavior of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations // Geochim. et Cosmochim. Acta, 48, N 7. — P. 1467 – 147.
10. **Holtz F.**, Johannes W., Tamic N., Behrens H., (2001) Maximum and minimum water content of granitic melts generated in the crust: a reevaluation and implications // Lithos, 56, — P. 1– 14.
11. **Lazareva I.**, Shnyukov S., Khlon E., Mitrokhin A., (2008). Integrated geochemical modeling of magmatic systems as applied to circum Antarctic zircon census (cazic) project (IPY 2007/2008) // International Antarctic Conference “Ukraine in Antarctica – National Priorities and Global Integration” (IAC2008 May 23 – 25, 2008, Ukraine), abstracts. – P. 84.
12. **Montel J. M.** (1993). A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas // Chemical Geology, 110. – P. 127 – 145.
13. **Rollinson H.** (1993) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation // Longman Group UK Limited, London, 352 p.