
УДК 550.4

**С.Е. Шнюков¹, И.И. Лазарева¹, Е.А. Хлонь¹,
А.В. Митрохин¹, В.Р. Морозенко¹, Д.Ф. Марченков¹,
Ю.Е. Никанорова¹, В.Ю. Осипенко¹**

¹ Киевский национальный университет им. Тараса Шевченко

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ И МОРСКИХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ОСТРОВА ДЕСЕПШЕН (ЗАПАДНАЯ АНТАРКТИДА): ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ ДЛЯ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Рассмотрено современное состояние геологической и геохимической изученности действующего вулкана острова Десеппшен (Западная Антарктида). Сформирован новый представительный банк геохимических данных, охватывающий как до- и посткальдерные вулканиты ($n = 204$), так и морские осадки кальдеры (Порт Фостер) ($n = 34$). Контроль вновь полученных аналитических данных при помощи комплекта стандартных образцов показал их пригодность для геохимического моделирования сопряженных магматической и магматогенно-гидротермальной систем вулканического комплекса острова Десеппшен.

Введение

Магматические и сопряженные с ними магматогенно-гидротермальные системы играют важную рудогенерирующую роль. Поэтому геохимическое моделирование процессов их возникновения и дальнейшего развития имеет огромное значение для решения как частных, так и значительно более общих задач, типичными примерами которых являются [8, 9, 14, 15]:

1. Определение ведущего механизма формирования серий магматических пород (фракционная кристаллизация, частичное плавление и др.);

2. Определение поведения макро- (петрогенных) и микроэлементов (в том числе редких) в процессе магматической эволюции;

3. Оценка физико-химических условий формирования и функционирования магматических систем, в частности флюидного и температурного режимов;

© С.Е. ШНЮКОВ, И.И. ЛАЗАРЕВА, Е.А. ХЛОНЬ, А.В. МИТРОХИН,
В.Р. МОРОЗЕНКО, Д.Ф. МАРЧЕНКОВ, Ю.Е. НИКАНОРОВА,
В.Ю. ОСИПЕНКО, 2013

4. Оценка способности магматических систем к генерации рудоносных (минерализованных) флюидов и формированию соответствующих гидротермально-метасоматических рудных месторождений (проявлений).

5. Независимая контрольная проверка достоверности результатов моделирования, например сопоставлением «модельных» (рассчитанных) концентраций элементов в рудных (или геохимически обогащенных) зонах с их «модальными» (наблюденными) содержаниями (очевидный критерий валидности результатов моделирования — хорошая сходимость «модельных» и «модальных» значений).

Остров Десепшен — один из активно действующих вулканов Антарктического региона. Это достаточно большой стратовулкан с наивысшей точкой 540 м над уровнем моря (Маунт Понд) и высотой от морского дна 1,5 км [28, 29, 41, 42, 43, 45]. Он расположен вблизи оси задугового спрединга в проливе Брансфилд, который

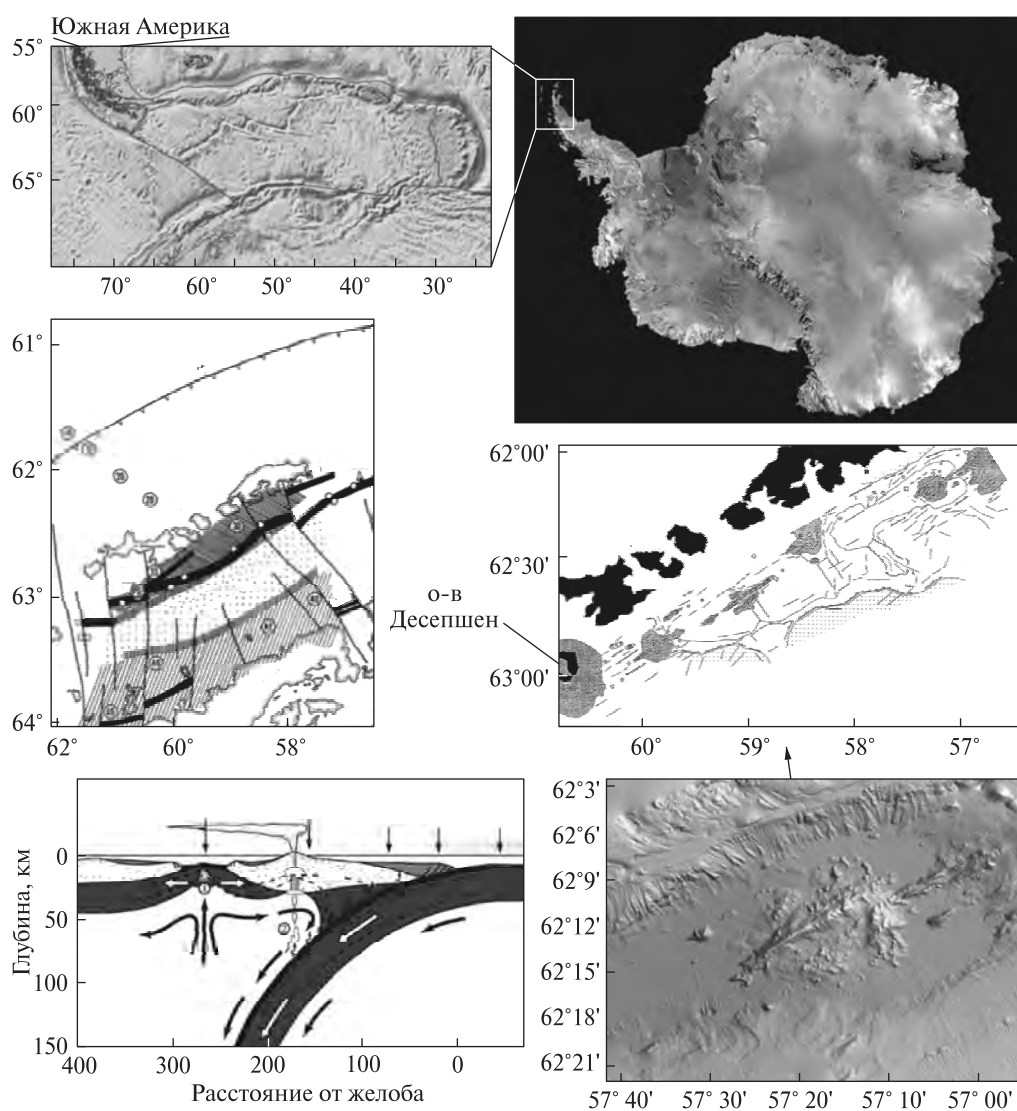


Рис. 1. Позиция вулканического комплекса острова Десепшен в зоне активного задугового спрединга пролива Брансвилльд и рельеф его дна [26, 38]

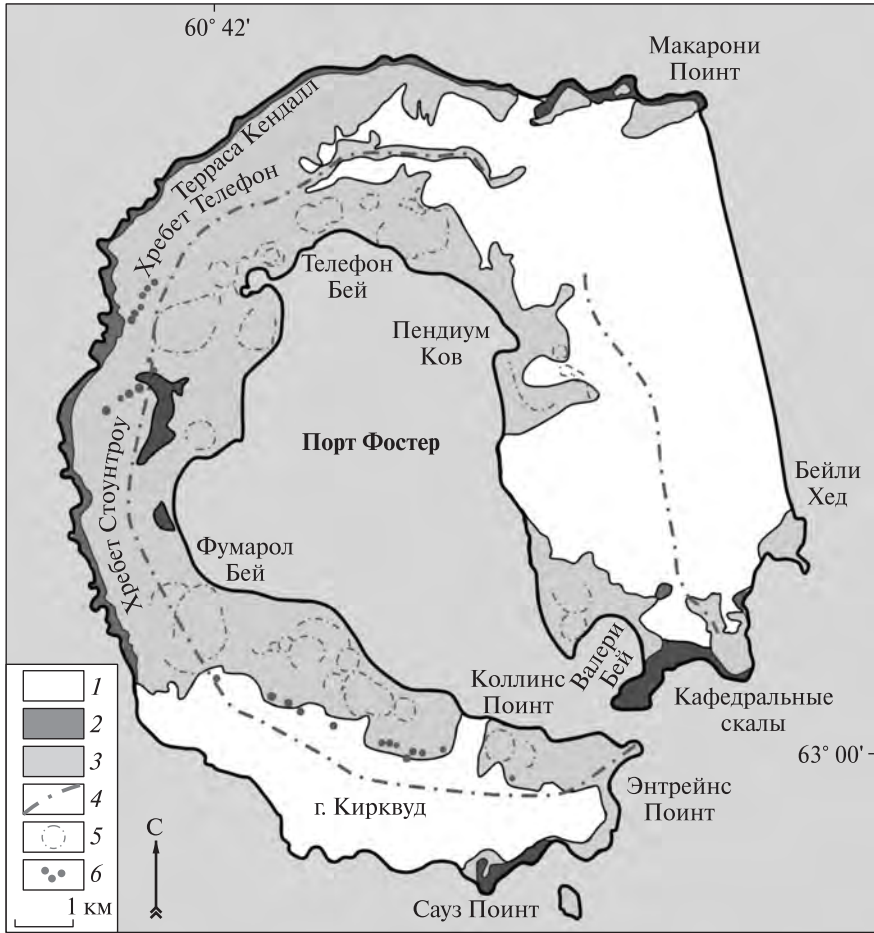


Рис. 2. Геологическая карта острова Деспешен [41]: 1 — нерасчлененные моренные, аллювиальные, пляжные отложения и осыпи 2 — докальдерные образования 3 — посткальдерные образования 4 — граница кальдеры 5 — крупные кратеры 6 — небольшие кратеры

отделяет вулканическую дугу Южных Шетландских островов от Антарктического полуострова (Западная Антарктида) (рис. 1, 2). На сегодняшний день на острове, хотя постоянный вулканологический мониторинг и не ведется (действуют лишь сезонные исследовательские станции), сохраняется значительная вулканическая опасность, подтверждаемая недавними извержениями (1967—1970 гг.) и активной фумарольной деятельностью. Последняя пространственно приурочена к кальдере диаметром около 10 км (залив Порт Фостер) и приводит к существенной гидротермальной переработке и геохимической модификации вулканогенно-осадочных образований, выполняющих эту структуру (рис. 3).

Таким образом, остров Деспешен характеризуется наличием и функционирующей длительное время магматической системы с формированием дифференцированной серии эффузивных производных, и компактной области разгрузки ее флюидной составляющей — фактически закрытой системы залива Порт Фостер (рис. 3). Последнюю можно считать принципиальным геохимическим аналогом гидротермально-метасоматических рудных месторождений (проявлений)

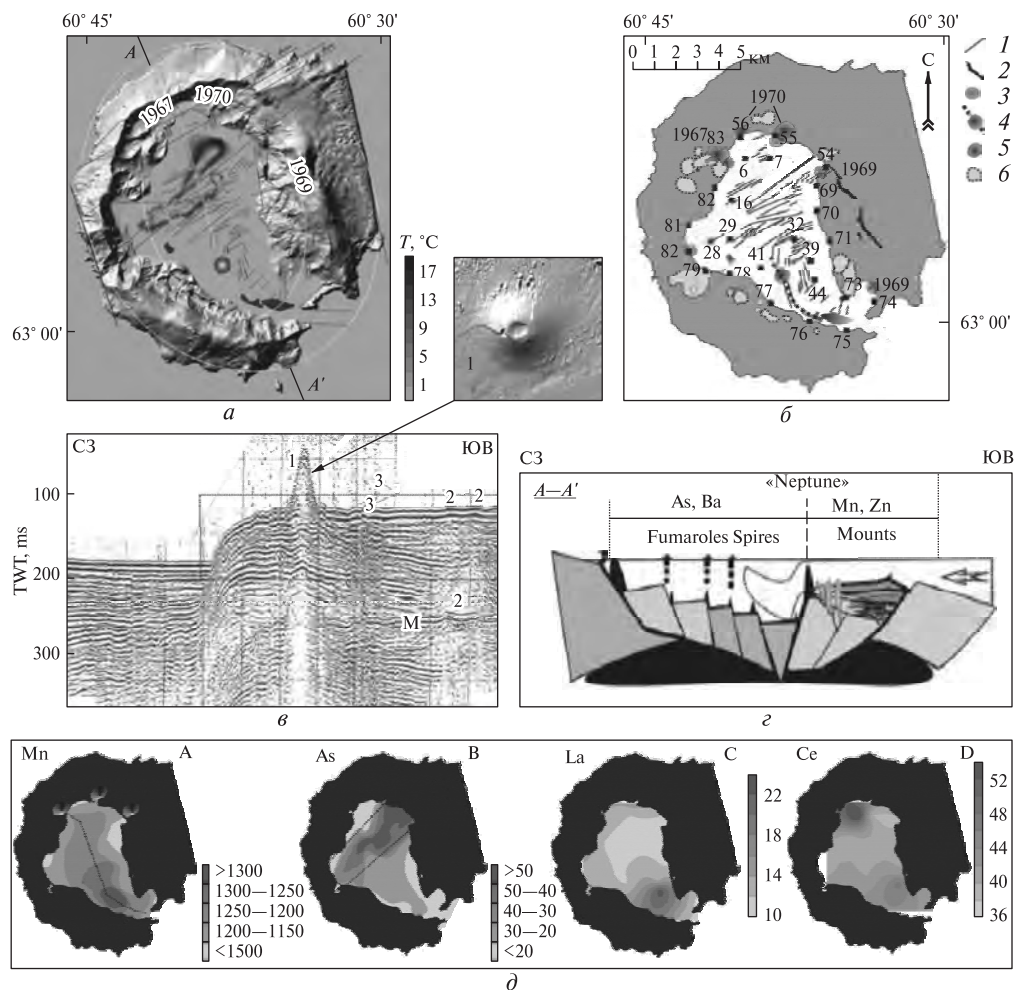


Рис. 3. Лагуна острова Десепшен: температура воды (а), фумарольная активность (б): 1 — подводные тектонические нарушения, 2 — разломы и трещины, 3 — активные фумаролы, 4 — подводные проявления фумарольной активности, 5 — туфовые конусы извержений 1967-70 гг. и более ранние, соответственно; сейсмический профиль (в), гипотетический геологический разрез (з) и распределение некоторых химических элементов в поверхностном слое ее донных осадков (д) по данным [39]

глубинных магматических комплексов, рассмотренных нами ранее [8, 9, 14, 15]. Такие особенности могут сделать этот объект почти идеальным для решения перечисленных выше задач геохимического моделирования магматических и сопряженных с ними магматогенно-гидротермальных систем. Возможность получить в результате новую методологически и петрогенетически значимую информацию определяет актуальность исследований настоящей работы.

Цель и задачи работы

Генеральная цель исследований, продолжающих изложенные в [16, 40 и др.], состоит в создании комплексной геохимической модели сопряженных магматической и магматогенно-гидротермальной систем острова Десепшен с

использованием ранее разработанной нами методологии [8, 9, 14, 15] и [10, 11, 12]. На представленном в настоящей статье этапе решались следующие задачи: (1) обобщение существующей информации по объекту исследований, (2) получение новых дополняющих данных (в первую очередь геохимических), (3) их интеграция в единый банк данных, (4) оценка пригодности последнего для достижения охарактеризованной выше генеральной цели исследований.

История исследования вулкана Десепшен и осадков его кальдеры

Самые ранние исследования вулканических образований на острове Десепшен относятся к 1929 году [19], когда в рамках норвежской Антарктической экспедиции О. Holtedahl сделал первую попытку классификации пород острова. Уже им были выделены древняя и молодая вулканические серии. Вторая попытка предпринята аргентинским исследователем J. Olsacher [35] в 1956 году. В результате подтвердились выводы норвежского ученого о наличии двух разновозрастных вулканических серий.

Начиная с 50-х годов прошлого века до начала нынешнего Британская Антарктическая служба (BAS) проводила комплексные работы по изучению западно-антарктического региона. В рамках этих исследований изучались вулканические образования острова Десепшен. Результаты были опубликованы в научных отчетах, бюллетенях и многочисленных статьях. В первом детальном отчете Д. Хокса (D. Hawkes, 1961) [28], на основании изучения и систематизации собственного и уже существовавшего на тот момент фактического материала, выделены докальдерная (Pre-caldera Series) и посткальдерная серии (Post-caldera Series) пород острова, каждая из которых, в свою очередь, содержит более мелкие подразделения. Дальнейшее развитие этих представлений [19, 20, 21, 37, 41, 42, 43] позволило дать достаточно полную характеристику всех этапов эволюции вулканического комплекса Десепшен. Так, изучению докальдерных геологических образований острова посвящены работы испанских и аргентинских исследователей J. Marti, A. Baraldo, A. Rapalini (1990—2000 гг.) [20, 33]. Фундаментальными исследованиями в области их стратиграфии занимались польские геологи во главе с К. Birkenmajer (1992) [21].

В данной работе используется классификация J. Smellie (2001) [41], обобщающая всю накопленную к тому времени информацию о залегании и составе вулканитов острова Десепшен.

Изучение осадков кальдеры до настоящего времени фактически проводилось только испанскими исследователями в рамках программы HIDRODEC (2000—2002) [39].

Глубинное строение стратовулкана Десепшен и сопредельных структур

Остров Десепшен расположен в юго-западной части пролива Брансфилд — активно расширяющегося задугового краевого бассейна, заложенного между Антарктическим полуостровом и архипелагом Южных Шетландских островов (см. рис. 1). Образование пролива Брансфилд и появление в его осевой части активных вулканов связывают с начальной стадией рифтинга в тыловой

части Южно-Шетландской островной дуги [45]. Геологические и геофизические исследования демонстрируют, что до формирования пролива Брансфилд Южные Шетландские острова составляли одно целое с Антарктическим полуостровом [2]. Время раскрытия пролива дискутируется. Палеомагнитные данные указывают на то, что этот бассейн сформировался менее 4 млн. лет тому назад [18]. Датирование диабазовых даек на острове Кинг Джордж свидетельствует о том, что рифтинг мог начаться 20—21 млн л. тому назад. Пролив Брансфилд состоит из двух крупных морфологических элементов — широкого шельфа Антарктического полуострова и узкого глубоководного трога, смещенного в сторону Южных Шетландских островов. Островной шельф Южно-Шетландской дуги со стороны пролива очень узок — от сотен метров до первых километров. Поперечная асимметрия пролива, проявленная в батиметрии, прослеживается и в глубинном строении. Согласно геофизическим данным, пролив Брансфилд представляет асимметричную грабенподобную структуру, ограниченную нормальными сбросами [18]. Антарктический полуостров и его шельф характеризуются типичной континентальной корой мощностью 40—45 км. Глубина залегания границы Мохо под Южно-Шетландской дугой составляет 30—33 км [26]. Вдоль глубоководного трога пролива Брансфилд кора утончена до 5—6 км, а зона разуплотненной мантии находится на глубине всего 14 км [18]. Глубоководный трог заполнен мощной толщей водно-ледниковых, морских и вулканогенных отложений [26]. К осевой части трога приурочена зона современного магматизма. Субпараллельная цепь вулканов простирается вдоль южной границы Южно-Шетландской островной дуги от острова Пингвин до вулкана Мелвилл Пик. Цепь активных вулканических построек включает острова-вулканы Десепшен и Бриджмен, а также подводные вулканы Орка, Три сестры и другие [6].

Согласно существующим представлениям, остров Десепшен — сложный многофазный стратовулкан с центральной депрессией кальдерного типа, образовавшейся в результате обрушения по системе дуговых разломов [17, 28, 41, 42, 45]. Остров имеет форму неправильного разорванного кольца диаметром 13—15 км с внутренним бассейном глубиной 50—180 м, который сообщается с океаном посредством узкого пролива (см. рис. 2). Остров возвышается над водной поверхностью в виде скалистого гребня высотой более 500 м. Его наземная часть сформирована сложной вулканогенной серией, включающей лавы и пирокласты докальдерного и посткальдерного этапов развития [41]. Более 50 % поверхности острова перекрыты постоянным ледниковым щитом мощностью до 100 м. Подводное основание острова имеет диаметр около 30 км и возвышается над морским дном на 1,5 км [41].

Близповерхностная структура кальдеры Десепшен изучена с привлечением сейсмических данных (рис. 3, в). Рыхлые неконсолидированные и слабоконсолидированные осадки, содержащие значительные объемы лав и туфов, на глубине 0,6—1,4 км подстилаются консолидированными осадочными породами и лавами [26].

В глубинном строении земной коры, подстилающей вулканическую структуру Десепшен, установлена вертикальная и латеральная неоднородность [26]. В юго-восточном секторе в направлении пролива Брансфилд различаются два слоя с сейсмическими скоростями 5,5—5,7 км/с и 6,4—6,7 км/с на глубинах 2—4 км и 5—7 км соответственно. Первый из них отвечает гранитоидам, второй имеет

«базитовые» характеристики. В северном секторе между островами Десепшен и Ливингстон на глубинах 1—3 км под консолидированными вулканогенно-осадочными отложениями зафиксирована наклонная граница подстилающего слоя с сейсмической скоростью около 6,1 км/с, характерной для континентального кристаллического фундамента. Крутозалегающая тектоническая зона, разделяющая упомянутые сектора с разной глубинной структурой, проходит непосредственно через центральную часть острова Десепшен.

Выделяемые этапы эволюции вулкана Десепшен

По данным различных исследователей, выделяются три этапа развития вулканической структуры Десепшен: докальдерный, синкальдерный и посткальдерный.

Докальдерный этап начался с низкоэнергетических извержений пирокластического материала из многочисленных центров (формация Фумарол Бей). В период обмеления и появления вулкана над водной поверхностью, вероятно, имели место подводные лавовые фонтаны. Затем следовали субаэральная эффузивная и слабая пирокластическая активность (Стромболианско-Гавайского типа), в результате которой образовался небольшой базальтовый щит (формация Базальтового Щита), а также крупномасштабное извержение, повлекшее за собой выброс около 30 км³ магмы (формация Внешних Береговых Туфов).

Синкальдерный этап включает обрушение вулканической постройки и образование главной кальдеры, а также последующее формирование инкрементных (сопряженных) кальдер. Вулканогенные породы синкальдерного этапа выделяются лишь некоторыми исследователями [45].

Посткальдерный этап сопровождался небольшими по объему (<0,05 км³) преимущественно фреатическими извержениями (формации Бейли Хед и Пендиум Ков), за исключением магматических извержений, которые привели к образованию небольших лавовых потоков вдоль побережья, а также локальных покровов, сложенных лавами и шлаками, в частности вдоль края кальдеры (формация Гребня Стоунсроу) [41]. Для посткальдерных эффузивов характерен более кислый дацитовый и риодацитовый состав. Центры ранних посткальдерных извержений трещинного типа расположены бессистемно в разных частях острова. Более поздние извержения были сосредоточены в центрах кольцевой зоны шириной 1,5 км в пределах главной кальдеры [28].

Новейшие извержения на острове были зафиксированы в 1812, 1829, 1839, 1842, 1871, 1909, 1912, 1927, 1967, 1969, 1970 гг. Они представлены двумя типами. На небольших высотах это высокоэксплозивные и гидровулканические извержения, предположительно связанные с влиянием морских и подземных вод на излияние магмы. На больших высотах, в основном вокруг свода кальдеры, это менее эксплозивные лавовые потоки. Для вулканических событий 1967 года характерны подводные извержения с образованием небольших островов, эксплозиями, селями и лахарами в северной части залива Телефон. Следствием этих извержений явилось образование острова Йелхо (длина — 934 м, ширина — 366 м, высота — 62 м над уровнем моря). Последнее зафиксированное извержение вулкана Десепшен произошло 29 сентября 1970 г. Во время извержения функционировало пять маароподоб-

ных подводных кратеров и семь наземных, расположенных вдоль дуговой зоны длиной около 5 км. Выбросы андезитовой тefры на территории залива Телефон покрыли около 1,5 км² [19, 28].

Пространственная распространенность и условия залегания ведущих типов вулканитов

Группа Порт Фостер включает докальдерные образования вулканического комплекса Десепшен [17, 19, 28, 41]. Обнажена в береговых обрывах вдоль западного и северного побережий острова, а также в уступе кальдеры вдоль хребта Стоунсру и возле Кафедральных скал (см. рис. 2). Общая мощность группы Порт Фостер достигает 200—230 м. Группа включает формации Фумарол Бей, Базальтового Щита и Внешних Береговых Туфов.

Формация Фумарол Бей представлена массивными гиалокластическими брекчиями и пиперитами, палагонитизированными шлаками, а также слоистыми лапиллиевыми туфами базальтового состава. Это древнейшие докальдерные образования вулканического комплекса Десепшен. Их абсолютный возраст не установлен. Типовой разрез обнажен в южной части хребта Стоунсру. Мощность формации составляет 160—200 м. Подошва нигде не обнажена, кровля несогласно перекрывается формацией Внешних Береговых Туфов или формацией хребта Стоунсру.

Формация Базальтового Щита включает пологозалегающие потоки базальтовых лав и шлаков. Типовой разрез обнажен в северной части хребта Стоунсру. Мощность формации на этом участке достигает 110 м, но быстро уменьшается к югу, вплоть до выклинивания между формациями Кафедральных Скал и Внешних Береговых Туфов. Вверх по разрезу несогласно перекрывается формацией Внешних Береговых Туфов, нижняя граница нигде не обнажена.

Формация Внешних Береговых Туфов представлена грубослоистыми палагонитизированными лапиллиевыми туфами преимущественно андезибазальтового состава. Это самые молодые и наиболее распространенные докальдерные образования вулканического комплекса Десепшен. Типичный разрез формации обнажается в центральной части хребта Стоунсру. Мощность обычно составляет 50—70 м, местами достигая 80—90 м. Залегание наклонное с субрадиальным падением под углами 10—38° в сторону внешнего побережья острова. Вверх по разрезу формация несогласно перекрывается посткальдерными образованиями.

Группа Маунт Понд включает все посткальдерные образования вулканического комплекса Десепшен (формации Бейли Хед, Пендиум Ков и Хребта Стоунсру). Обнажена на преобладающей части геологической поверхности острова, хотя часто ее породы формируют тонкий слой на докальдерных образованиях. Общая мощность пород достигает 400 м.

Формация Хребта Стоунсру представлена базальтовыми и андезибазальтовыми лавами, грубозернистыми шлаками и аглютинатами, а также лавами дацитового состава. Типичный разрез формации обнажен в центральной части южного хребта Стоунсру, где серия тонких пластинчатых лав и отложения шлаков каскадом залегают на стенках кальдеры. Нижняя граница формации несогласованно перекрывает все три докальдерные формации, а также в некоторых местах переслаивается с посткальдерными формациями Бейли Хед и Пендиум Ков. Максимальная мощность около 100 м.

Формация Бейли Хед включает ранние посткальдерные образования, представленные умеренно литифицированными слоистыми лапиллиевыми отложениями и лапиллиевыми туфами базальтового и андезибазальтового состава. Типичный разрез обнажен в районе самой восточной точки острова Бейли Хед. Максимальная мощность — 180 м. Нижняя граница формации несогласно перекрывает более древние, в основном формацию Хребта Стоунсру, реже — Внешних Береговых Туфов. Кровля формации несогласно перекрывается формациями Пендиум Ков и Гребня Стоунсру.

Формация Пендиум Ков представлена андезибазальтами, андезитами и дацитами, а также слоистыми лапиллиевыми отложениями, лапиллиевыми туфами и вулканическими пеплами. Максимальная мощность 160 м в туфовых конусах и значительно меньше в других местах, вдали от центров взрыва. Типичным разрезом является отвесная скала, образующая восточный вал кратера Кросс Хил. Нижняя граница несогласно залегает на более старых вулканических формациях. Верхняя — обычно представляет современный эрозионный срез.

Петрографическая и некоторые петрогеохимические характеристики эффузивных и пирокластических образований

Состав лав вулканического комплекса Десепшен изменяется от оливиновых базальтов, андезибазальтов и андезитов до дацитов и риодацитов [45]. Преобладают базальты и андезибазальты, вулканы среднего и кислого состава пользуются ограниченным распространением. Базальты обогащены плагиоклазом и обычно содержат 5—10 % фенокристовых вкрапленников, но встречаются и афировые разновидности. Зональные фенокристы основного плагиоклаза (An_{66-83}) преобладают над оливином (Fo_{70-83}) и авгитом ($Wo_{42}En_{46}Fs_{12}$), ортопироксен отсутствует. Для базальтов характерна интергранулярная или интресертальная структура основной массы, сложенной плагиоклазом (An_{44}), клинопироксеном (авгитом или пижонитом), оливином и титаномагнетитом.

Андезибазальты содержат фенокристы андезина (An_{42-35}), авгита ($Wo_{41}En_{40}Fs_{19}$) и подчиненного ортопироксена. Оливин обычно отсутствует.

Андезиты и дациты характеризуются незначительным содержанием фенокристовых вкрапленников в интерсертальной или интергранулярной основной массе. Фенокристы представлены олигоклазом (An_{19-28}), авгитом ($Wo_{40}En_{36}Fs_{24}$), а также редкими оливином (Fo_{36-37}) и гиперстеном (En_{52}).

Риодациты содержат до 20 % вкрапленников. В составе фенокристов преобладает олигоклаз, однако обычно также присутствуют гиперстен, авгит, фаялит и рудные минералы. Основная масса имеет трахитовую или гиалиновую структуру [45].

Пирокластические образования вулканического комплекса Десепшен представлены несцементированной и слабосцементированной тефрой — лапиллями и вулканическим пеплом в наиболее молодых формациях, а также литифицированными пепловыми, лапиллиевыми и глыбовыми туфами, гиалокластовыми брекчиями и аглютинатами — в более молодых формациях. Петрографический состав неизменных пирокластов в целом отвечает связанным с ними лавам. В докальдерных пирокластических породах широко проявлены палагонитизация с образованием вторичных минералов — смектитов, оксидов железа, цеолитов и кальцита [33, 41].

В период сезонной экспедиции 2004 г. сотрудниками геологического факультета КНУТШ (В.Р. Морозенко, А.В. Омельчук) собрана коллекция из 49 представительных образцов горных пород, предположительно характеризующих древнейшие докальдерные и постальдерные образования вулканического комплекса Десепшен. Изученная выборка представлена: 1) палеотипными грубообломочными литокластическими туфами и лавами базальтового состава, претерпевшими зеленокаменное перерождение; 2) мелкообломочными туффитами базальтового состава; 3) девитрифицированными грубообломочными шлаковыми туфами базальтового состава; 4) девитрифицированными лавами дацитового состава; 5) кайнотипными лавами и шлаками. Четыре первых петротипа подвержены значительным постмагматическим изменениям. Лавы имеют плотные массивные или флюидальные текстуры, а также мелкопористые текстуры с незначительным количеством пор. Для шлаков характерно пузыристое, мелко- и микропористое строение, с содержанием пор 40—60 %. Структуры лав и шлаков изменяются от афировых до мелко- и микропорфировых с содержанием вкрапленников 1—10 %.

Изученные парагенезисы минералов-вкрапленников представлены: $Pl + Crx + Ol + Rm$ или $Pl + Crx + Orx + Rm$ в базальтах; $Pl + Crx + Rm \pm Orx \pm Fa$ в дацитах и риодацитах. Увеличение содержания и размеров вкрапленников в дацитах и риодацитах сопровождается уменьшением степени кристалличности межпорфировой основной массы. В зависимости от содержания вулканического стекла в основной массе различаются интергранулярная, интерсертальная и гиалопелитовая микроструктуры. Максимальные количества стеклофазы кислого состава характерны для риодацитов. Петрохимические характеристики изученных вулканитов отвечают субщелочной натровой серии с отчетливой тенденцией повышения железистости при возрастании кремнекислотности. Содержание SiO_2 в ряду базальты — риодациты изменяется в диапазоне 50—70 %. Тренды содержаний главных петрогенных компонентов обнаруживают разрыв в области средних пород, наличие которого объясняется либо бимодальным характером магматизма на ранних этапах развития вулкана, либо неполнотой опробования разреза.

Состав и генезис осадков кальдеры Порт-Фостер

Донные осадки в заливе Порт Фостер очень разнообразны по составу. В целом они обогащены легкими редкоземельными элементами и представлены двумя группами [39], которые сформированы в результате образования и (или) разрушения вулканитов (1) посткальдерного и (2) докальдерного этапов (см. рис. 3).

Первая группа (мелкозернистые осадки наиболее глубоких частей залива Порт Фостер) характеризуется высокими содержаниями Na_2O , K_2O , P_2O_5 , Li, Rb, Ba, Y, As, а также высоким отношением Sr/Ca. В пределах этой группы выделяется три подгруппы: с повышенными концентрациями Cr, Co, V, с повышенными концентрациями Y, Pb, Zn и промежуточная.

Для второй группы характерны повышенные концентрации Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO, CaO, TiO_2 , Sr, Sc, Cr, Ni, Co, Cu, V, W, а также низкое отношение Sr/Ca. В ней также выделяется две геохимические подгруппы: с незначительно повышен-

ными содержаниями MgO, CaO, Sr и с повышенными содержаниями Fe₂O₃, Na₂O, K₂O, TiO₂, P₂O₅, Y, Zn.

Распределение элементов в осадках значительно усложнено за счет деятельности магматогенно-гидротермальной системы вулканического комплекса Десепшен, вплоть до формирования в изученном поверхностном слое геохимических аномалий, которые пространственно тяготеют к проявлениям современной фумарольной активности [39] (см. рис. 3, а, б, д). Заметим, что на более глубоких горизонтах аномалии геохимического поля могут контролироваться иным, соответственно более древним планом разгрузки флюидно-гидротермальной системы острова. Нельзя не отметить и одну из особенностей пространственного распределения элементов в осадках кальдеры — разнесенность аномалий La и Ce (см. рис. 3, д), что, по нашему мнению, приводит к осторожному предположению о возможности аномального фракционирования поливалентного церия в изменчивых окислительно-восстановительных условиях гидротермальной переработки осадков.

Гидротермальная активность: фумаролы и горячие источники. Субаэральные фумарольные проявления (в т.ч. фумарольные термы) прослеживаются в некоторых районах острова и, прежде всего, в пределах кальдеры (Фумарол Бей, Телефон Бей, Пендилум Ков, Уэйлоус Бей) [39] (см. рис. 3, а, б). Предположительно они обеспечены поступлениями из водоносных горизонтов, нагретых конвективными газообразными выделениями из расположенной ниже магматической камеры (см. рис. 3, з). Главными компонентами фумарол, исключая воду, являются: CO₂ (75—90 %), H₂S (0,3—0,9 %), N₂ (0,77—21,6 %), O₂ (0,006—0,65 %). Предположительная температура их образования — 220 °С, а в пляжных трещинных водах вблизи фумарольных выделений зафиксированы температуры около 100 °С [39]. На поверхности воды в бухтах залива Порт Фостер регистрируются тепловые аномалии до 15 °С при фоновой температуре в заливе от –1 до +3 °С (см. рис. 3, а).

Предлагаемая методика моделирования и требования к исходным данным

Основные принципы геохимического моделирования магматической и магматогенно-гидротермальной систем комплекса Десепшен были предложены и апробированы в ходе создания геохимической модели магматической эволюции докембрийского Коростенского плутона (Украинский щит). Они подробно изложены в целом ряде работ [8, 9, 12, 14, 15, 40 и др.]. Однако рассматриваемый в настоящей статье объект отличает целый ряд очевидных и весьма существенных особенностей, что, безусловно потребует развития методики моделирования и ее адаптации к конкретным условиям. На данном этапе исследований для принципиальной иллюстрации разработанных ранее процедур кратко приведем предварительный («пилотный») вариант геохимической модели комплекса Десепшен, созданный на основе упрощенного варианта банка литературных данных [45] и детально рассмотренный в работе [16].

Геохимическое моделирование магматической эволюции. В качестве главного механизма магматической эволюции вулканического комплекса Десепшен, на первом этапе моделирования, выбран механизм фракционной кристаллизации, в

котором поведение микроэлементов с постоянными комбинированными коэффициентами распределения (D) в процессе магматической эволюции описывается уравнением Релея [8, 9, 12, 14, 15, 16, 40]. Такой выбор подтверждается известным тестом [5] — обратной линейной корреляцией логарифмов концентраций элементов с типичным монотонно-противоположным поведением в процессе кристаллизации расплава. В качестве двух индикаторных элементов были выбраны Sr и Zr, для которых легко устанавливается такое поведение («совместимое» и «несовместимое» соответственно) в процессе формирования объединяемых в серию породных разновидностей. Во всех модельных построениях состав изучаемых пород отождествляется с составом расплава.

На втором этапе построена модель поведения микроэлементов, петрогенных и флюидных компонентов в ходе магматической эволюции (в виде системы уравнений). Модельные значения f (массовая доля расплава в системе) на момент отделения каждой гипотетической порции остаточного расплава были рассчитаны исходя из концентраций в петротипах Zr (C_{Zr}) — типичного несовместимого элемента — с достаточно стабильным значением эффективного комбинированного коэффициента распределения кристаллизат/расплав. Необходимо отметить, что параметры уравнений, которые описывают поведение элементов, отвечают модели фракционной кристаллизации и хорошо согласуются с принятыми значениями $D_{Sr} = 2,0$, $D_{Zr} = 0,1$ [1, 5]. Это подтверждает правильность выбора «реперных» элементов и относительное постоянство их эффективных коэффициентов распределения.

Третий этап моделирования предполагает оценку температурных условий магматической эволюции. Фиксируемое монотонное снижение концентраций фосфора в остаточном расплаве свидетельствует о появлении собственной минеральной фазы (апатита) в составе кристаллизата только на заключительной стадии магматического процесса, а именно в диапазоне $f = 0,277—0,172$. Насыщение расплава цирконием и появление в составе кристаллизата циркона происходит еще позднее в диапазоне $f = 0,182—0,172$. Такая ситуация не дает возможности получить две независимые оценки температурных условий магматической эволюции, используя экспериментальные уравнения растворимости циркона и апатита в силикатных расплавах [27, 44], как это было сделано при построении модели магматической эволюции Коростенского плутона [8, 9, 14], где практически на всем диапазоне f наблюдается насыщение расплава сразу обеими аксессуарными фазами. Поэтому температура рассчитана при помощи уравнения растворимости апатита [27] только для диапазона $f = 0,277—0,172$. Оценка температурного режима глубинной магматической системы острова Десеппен и температуры исходного расплава получена путем экстраполяции полученной зависимости: модельная температура начала кристаллизации (T_{model}) составляет примерно $1200\text{ }^{\circ}\text{C}$, а температура для значения $f = 0,192$, соответствующая моменту замены апатита монацитом в составе кристаллизата — примерно $900\text{ }^{\circ}\text{C}$ [16].

На четвертом этапе моделирования проведена оценка содержания воды в расплаве, которая основывается на существовании точки замены апатит/монацит ($f = 0,192$), в которой расплав одновременно насыщен в отношении двух аксессуарных фаз (апатита и монацита). Кроме данных о составе расплава для этой точки получена предварительная оценка температуры ($T_{model} = 900\text{ }^{\circ}\text{C}$). Наличие

таких исходных данных позволяет рассчитать содержание воды в расплаве (C_{H_2O}), пользуясь уравнением [34], которое демонстрирует зависимость растворимости монацита от этих параметров.

В результате для точки замены апатит/монацит рассчитано $C_{H_2O} = 12,33$ wt%. Основываясь на этом значении и принимая $D_{H_2O} = 0,1$, рассчитаны концентрации воды для всего диапазона f (в том числе и в первичном расплаве — для значения $f = 1$, $C_0^{H_2O} = 2,79$ wt%) и построен соответствующий модельный график [16]. Полученные в результате моделирования значения температуры и концентрации воды в первичном расплаве ($T_{model} \sim 1200$ °С при $f = 1$, $C_0^{H_2O} = 2,79$ wt%) позволяют, используя экспериментальные данные [4, 30], предварительно оценить литостатическое давление на уровне магматической камеры вулканического комплекса Десеппен ($P_S = 9-10$ кбар). Это значение соответствует положению магматической камеры на глубине около 30 км, то есть верхнемантийному уровню при мощности коры 5—15 км.

Геохимическое моделирование магматогенно-гидротермального процесса и его производных. Оцененное содержание воды в остаточном расплаве монотонно возрастает и достигает концентрации насыщения при $f = 0,154$ (растворимость воды в гранитном расплаве для условий модели оценена по данным [30]), что свидетельствует о возможности начала отделения водного флюида на этом этапе магматической эволюции. Необходимо отметить, что резкое изменение поведения подавляющего большинства несовместимых на начальной стадии процесса элементов (Ba, Rb, Pb, Y, REE, Zr, Zn, Ga) на обратное происходит при значении $f = 0,182$ [16]. Такая резкая смена поведения может свидетельствовать либо о появлении собственной минеральной фазы (как в случае с Zr), либо об отделении элементов во флюидную фазу. Очевидно, что такое несоответствие в оценках доли жидкой фазы является следствием неточности в определении температуры исходного расплава, вызванной применением экстраполяции при ее оценке. Кроме того, области неопределенности на экспериментальных диаграммах, связавших три важнейших параметра (T_{model} , $C_0^{H_2O}$ и P_S) [4, 30], не дали возможности достаточно точно оценить литостатическое давление на уровне магматической камеры. Решение этих важнейших проблем потребует поиска новых путей и приемов моделирования, которые помогут свести до минимума неточности в оценках.

Если принять, что изменение поведения большинства элементов в расплаве связано с выделением флюидной фазы, то, в рамках обсуждаемой модели, можно оценить геохимическую специализацию сопряженной магматогенно-гидротермальной системы. Так, данные, которые получены в результате моделирования предшествующих этапов, особенно значения f начала отделения водного флюида от расплава, а также оценки эффективных значений D для микроэлементов в диапазонах $f > f_{inv.}, f < f_{inv.}$ и параметров соответствующих модельных уравнений, позволяют рассчитать для них и эффективные значения коэффициента распределения флюид/расплав ($K^{F/L}$) — важного параметра, который во многом регулирует рудную нагрузку гидротермально-метасоматических образований [16].

Сопоставление модельных и наблюдаемых композиций как средство проверки достоверности результатов моделирования. Полученные эффективные значения $K^{F/L}$ дают возможность рассчитать модельные концентрации элементов во флюиде (C^F) и, соответственно, в продуктах гидротермальной переработки осадков

кальдеры [16]. Получение последних и обеспечивает независимую контрольную проверку достоверности результатов моделирования путем сопоставления «модельных» (рассчитанных) концентраций элементов в геохимически обогащенных зонах осадков с их «модальными» (наблюденными) содержаниями (очевидный критерий валидности результатов моделирования — хорошая сходимость «модельных» и «модальных» композиций). В качестве характеристики реальных композиций будут использованы надфоновые концентрации элементов в осадках кальдеры. При этом фон будет учитываться прецизионно и индивидуально для каждой пробы, что исключит влияние вариаций фоновых концентраций, вызванных литологической неоднородностью осадков. Методика учета фона подробно рассмотрена в работах [10, 11, 12].

Требования к качеству и полноте исходных данных. Основными критериями качества исходных данных следует считать: (1) геологическую обоснованность точек отбора проб, их представительность и достаточно высокий уровень петрографической изученности опробованных петротипов; (2) определение в пробах всех петрогенных и максимально широкого перечня микроэлементов с различными значениями эффективных ионных радиусов и коэффициентов распределения минерал/расплав; (3) проведение аналитических исследований посредством современных прецизионных и максимально чувствительных методов.

Исходные данные, полученные из литературных источников и авторами; оценка их качества, полноты и сопоставимости

В работе использованы два блока данных, которые, в первом приближении, характеризуют главные породные разновидности всех этапов развития вулканического комплекса острова Десеппен и осадки его кальдеры.

Блок литературных данных объединяет результаты исследований ученых разных стран за большой временной промежуток (1914—2001 гг.). Он включает:

1. Данные, опубликованные Британской Антарктической Службой и учеными Бирмингемского университета: Gourdon, 1914 — 5 образцов; Barth and Holmsen, 1939 — 3 образца; Hawkes, 1961 — 4 образца; Valenzuela et al., 1970 — 3 образца; Gonzalez-Ferran, 1971 — 6 образцов; Orheim, 1971 — 2 образца; Baker et al. 1975 — 39 образцов; Weaver et al, 1979 — 12 образцов) [19, 28, 32, 36, 45]. Образцы, отобранные в период с 1914 по 1961 г. проанализированы титриметрическим методом (определены только петрогенные элементы). Пробы, отобранные позднее, проанализированы в Бирмингемском университете рентгено-флуоресцентным (XRF) методом с определением ряда микроэлементов [45]. Калибровка выполнена с учетом требований международных стандартов.

2. Совместные данные аргентинских и испанских исследователей [17] (65 образцов). Данные о концентрациях петрогенных элементов получены титриметрическим методом, микроэлементы (V, Rb, Ba, Pb, Sr, La, Ce, Y, Th, Cu, Co, Ni, Cr, Zr, Nb, Nd) определены методом XRF.

3. Данные о составе осадков кальдеры вулкана Десеппен, опубликованные совместно учеными Аргентины и Испании (26 образцов, отобранных в заливе Порт Фостер в ходе полевого сезона 2000—2001 гг.). Использовались методы ICP-AES и XRF (определены: TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO, CaO, Na_2O , K_2O , а также Li, P, Sc, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, As, Rb, Sr, Y, Ba, W, Pb, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) [39].

Данные литературных источников охватывают большую часть разновидностей вулканитов комплекса и осадков кальдеры, однако заметные несоответствия в наборе определенных элементов, разнообразие применявшихся методик опробования и аналитических методов, а во многих случаях и излишне краткая геологическая документация не позволяют считать их достаточными для реализации всех процедур геохимического моделирования.

Данные авторов, полученные при исследовании 49 представительных образцов всей серии вулканитов и 8 образцов донных осадков кальдеры (сезонная экспедиция 2004 г., В.Р. Морозенко, А.В. Омельчук) существенно дополнили литературные как в количественном, так и в качественном отношении (достаточная представительность для до- и посткальдерного этапов развития, детальное петрографическое изучение, кондиционность аналитических определений, рациональный набор определенных элементов). При анализе проб в качестве базового [13] использован количественный рентгено-флуоресцентный метод (XRF) в вариантах с энергетической и волновой дисперсией (спектрометры ElvaX/СЭР-1 и СРМ-25, аналитики А.В.Андреев, В.В.Загородний, И.И.Аширова). Определенные элементы (компоненты): SO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , $Fe_2O_3^{total}/FeO^{total}$, MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , S, Cl, LOI, Zr, Sr, Ba, Rb, Y, La, Ce, Nd, Nb, Th, Ga, Pb, Zn, Cu. Пределы определения: Zr, TR_{Ce} (LREE) — 10–20, Y — 5–10 ppm; P_2O_5 — 0,00n мас. %; Другие петрогенные и микроэлементы — 0,01 — 0,1 мас. % и 5–20 ppm соответственно.

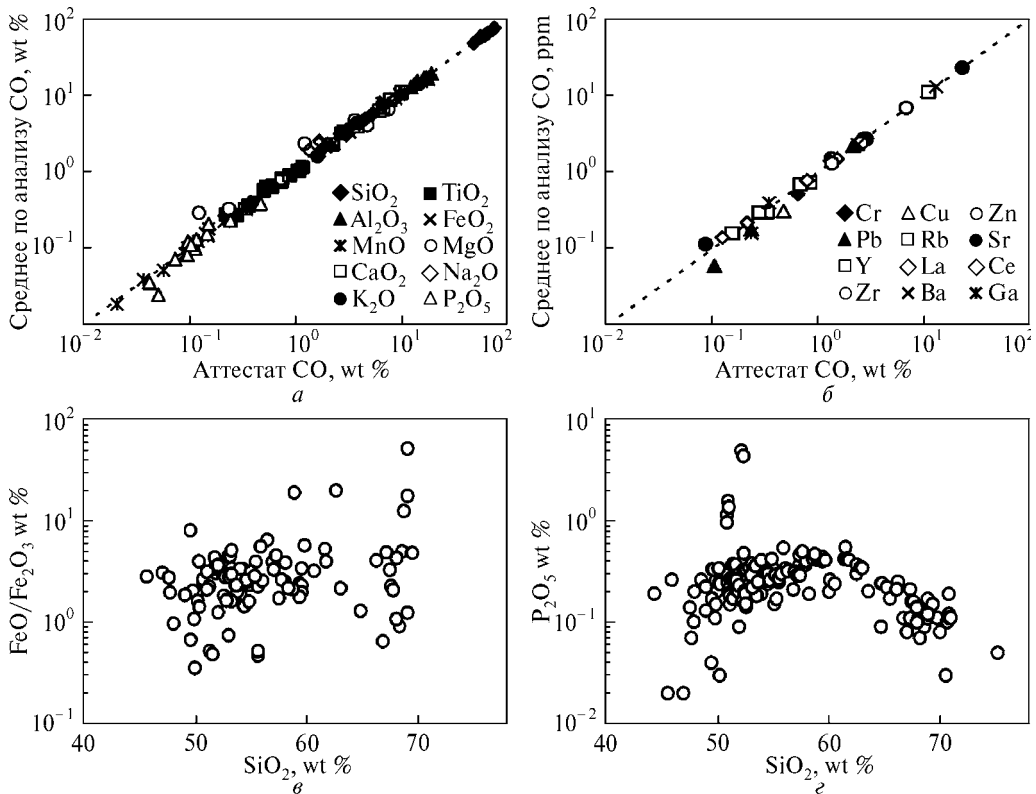


Рис. 4. Вулканические породы острова Десеппен: сопоставление результатов анализа контрольных стандартных образцов (CO) с аттестованными в них значениями концентраций петрогенных (а) и микроэлементов (б); вариации значений отношения FeO/Fe_2O_3 (в) и концентраций P_2O_5 (д)

Таблица 1. Некоторые представительные составы вулканитов до- и посткальдерного этапов развития острова Десепшен в формате созданного банка данных

Компонент, элемент	Докальдерные					Посткальдерные		
	Базальты			Андезиты		Базальты		Андезиты
	1	2	3	4	5	6	7	8
Петрогенные компоненты, wt%								
SiO ₂	47,00	49,58	52,50	55,18	64,81	52,71	52,62	54,50
TiO ₂	0,31	2,17	1,53	1,50	0,83	1,68	1,63	1,66
Al ₂ O ₃	26,62	14,88	20,57	16,48	14,70	16,12	18,81	16,37
FeO ^{total}	3,99	10,53	7,44	7,73	6,21	8,96	8,51	8,73
Fe ₂ O ₃	0,98	—	2,74	—	—	—	—	2,49
FeO	3,01	—	4,98	—	—	—	—	6,49
MnO	0,06	0,17	0,08	0,12	0,14	0,18	0,13	0,16
MgO	4,50	5,37	3,36	5,13	0,96	4,92	4,86	4,76
CaO	14,44	6,59	8,55	4,87	2,85	9,09	7,42	8,04
Na ₂ O	2,78	4,34	4,72	4,93	6,18	4,90	4,46	4,71
K ₂ O	0,15	0,06	0,17	0,65	1,51	0,45	0,39	0,48
P ₂ O ₅	0,02	0,33	0,26	0,15	0,24	0,29	0,14	0,26
S	—	0,04	—	0,21	0,02	—	0,01	—
Cl	—	0,08	—	0,02	0,08	—	0,04	—
H ₂ O ⁺	0,00	—	0,20	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	0,27	—	0,16	0,67	—	0,12	—
LOI	—	5,38	—	2,64	0,60	—	0,67	—
Сумма	99,87	99,80	99,38	99,80	99,80	99,30	99,81	99,67
Микроэлементы, ppm								
Cr	214	≤20	34	—	—	52	≤20	39
Ni	57	—	24	—	—	15	—	13
Rb	—	0	21	5	18	5,2	2	14
Ba	37	21	123	92	239	99	78	91
Sr	584	448	416	559	254	383	496	355
La	—	7	11	8	19	10	7	10
Ce	8	15	30	14	43	29	13	22
Y	4	35	10	27	59	33	26	23
Zr	93	169	221	147	496	190	152	145
Nb	—	—	—	—	—	7	—	—
Pb	—	8	—	22	12	2	5	—
Th	—	—	4	—	—	1	—	8
Ga	—	20	—	19	23	22	16	—
Zn	—	104	—	117	111	80	71	—
As	—	—	—	—	≤5	—	—	—
Br	—	?3	—	—	—	—	?3	—
Cu	—	30	—	78	13	—	53	—
Источник № пробы	[17] 5448	н. д. DC-14	[17] 5449	н. д. DC-13	н. д. DC-19	[45] B_213_2	н. д. DC-4	[17] 6588-A
Год отбора	1991	2005	1991	2005	2005	1979 *	2005	1991
Доп. х-ка *	—	Лава	—	Туф	Лава	—	Лава	—

Компонент, элемент	Посткальдерные							
	Андезиты			Дациты		Риодациты		Риолиты
	9	10	11	12	13	14	15	16
Петрогенные компоненты, wt%								
SiO ₂	54,79	60,18	66,32	66,80	68,03	71,07	70,90	75,30
TiO ₂	2,10	1,94	0,96	0,54	0,51	0,59	0,70	0,21
Al ₂ O ₃	16,00	15,57	14,17	14,67	14,46	13,43	14,34	13,30
FeO ^{total}	8,15	8,15	5,48	5,12	4,21	4,46	3,59	1,48
Fe ₂ O ₃	—	—	—	3,31	0,81	—	—	—
FeO	—	—	—	2,14	3,48	—	—	—
MnO	0,21	0,15	0,15	0,06	0,16	0,13	0,10	0,05
MgO	4,05	1,84	0,66	0,49	0,70	0,23	0,35	0,35
CaO	7,24	4,27	3,09	2,09	2,28	1,35	1,74	1,57
Na ₂ O	5,38	5,60	6,26	7,88	7,03	6,58	6,05	4,36
K ₂ O	0,66	0,95	1,41	1,32	1,90	1,71	1,79	3,40
P ₂ O ₅	0,27	0,26	0,25	0,11	0,14	0,11	0,19	0,05
S	—	0,01	0,01	—	—	0,01	—	—
Cl	—	0,02	0,04	—	—	0,03	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	0,48	—	—	—	0,43
H ₂ O ⁻	—	0,07	0,56	—	—	0,06	—	—
LOI	—	0,81	0,47	—	—	0,05	—	—
Сумма	98,85	99,81	99,82	99,56	99,42	99,82	99,75	100,50
Микроэлементы, ppm								
Cr	20	≤20	≤20	13	13	≤20	—	—
Ni	7	—	—	5	5	—	—	—
Rb	10	15	16	19	43	24	40	155
Ba	133	199	207	282	296	289	276	—
Sr	369	418	219	155	135	150	126	175
La	15	15	20	16	27	26	27	—
Ce	39	30	39	48	71	52	69	—
Y	43	46	58	28	32	65	64	29
Zr	270	296	562	504	530	618	518	92
Nb	7	—	—	—	—	—	—	—
Pb	5	9	16	9	49	14	—	—
Th	1	—	—	5	—	—	3	—
Ga	24	21	22	—	—	23	—	—
Zn	96	118	113	—	—	115	—	—
As	—	—	—	—	—	—	—	—
Br	—	—	—	—	—	≤3	—	—
Cu	—	72	18	—	—	≤10	—	—
Источник № пробы	[45] В_202_1	н. д. DC-3	н. д. DC-45	[17] 6445	[17] 6472	н. д. DC-2	[17] 7370	[19] В_316_2
Год отбора	1979 *	2005	2005	1991	1991	2005	1991	1975 *
Доп. х-ка **	—	Лава	Лава	—	—	Лава	—	Лава

Примечания: н. д. — наши данные; прочерк — данные отсутствуют; FeO^{total} — суммарное Fe в форме FeO; LOI — потери при прокаливании (1100 °С); * — год выхода публикации; ** — в полном варианте включает результаты минералого-петрографических исследований и др. данные.

Таблица 2. Некоторые представительные составы вулканогенных осадков кальдеры острова Десеппен (Порт Фостер) в формате созданного банка данных

Компонент, элемент	1	2	3	4	5	6	7	8
Петрогенные компоненты, wt%								
SiO ₂	49,44	45,91	—	—	—	—	—	—
TiO ₂	1,58	1,57	1,57	1,68	1,70	1,73	1,72	1,72
Al ₂ O ₃	12,33	12,41	14,06	14,95	14,38	14,72	15,06	14,78
Fe ₂ O ₃ ^{total}	9,68	9,32	8,39	9,61	9,68	9,75	9,61	9,88
MnO	0,14	0,15	—	—	—	—	—	—
MgO	3,10	2,92	2,99	3,24	3,31	3,26	3,39	3,36
CaO	5,30	4,88	5,74	6,13	6,02	6,22	6,24	6,17
Na ₂ O	6,66	10,40	5,01	5,05	4,46	4,86	5,27	4,52
K ₂ O	0,79	0,77	0,80	0,86	0,83	0,80	0,88	0,85
P ₂ O ₅	0,48	0,32	—	—	—	—	—	—
S	0,18	0,10	—	—	—	—	—	—
Cl	2,23	3,78	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	3,95	4,29	—	—	—	—	—	—
LOI	3,94	2,99	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,80	99,80	—	—	—	—	—	—
Микроэлементы, ppm								
Li	—	—	13	13	13	13	13	13
P	—	—	1883	2132	2238	1982	2126	2122
Sc	—	—	14	16	16	17	17	17
V	—	—	228	193	208	214	200	202
Cr	—	—	26	27	24	20	24	25
Mn	—	—	1223	1217	1179	1182	1361	1266
Co	—	—	46	26	25	32	27	27
Ni	—	—	11	11	11	10	10	12
Cu	48	26	33	42	47	49	44	45
Zn	157	114	86	98	91	94	96	102
Ga	11	13	—	—	—	—	—	—
As	58	43	42	30	33	22	26	25
Se	≤3	4	—	—	—	—	—	—
Br	192	141	—	—	—	—	—	—
Rb	18	17	6	7	8	6	7	8
Sr	392	399	322	348	339	348	352	344
Pb	29	≤20	12	15	11	11	13	13
Ba	149	145	129	119	116	114	119	120
W	—	—	140	11	15	25	16	14
Y	37	38	27	27	27	25	27	28
Zr	227	259	—	—	—	—	—	—
La	≤20	≤20	12	12	14	13	23	11
Ce	22	23	34	44	39	38	51	31
Nd	≤20	≤20	21	22	27	23	24	22
Sm	—	—	5	6	6	6	6	5
Eu	—	—	2	2	2	2	3	2
Gd	—	—	5	6	6	6	6	5
Tb	—	—	≤1	1	1	1	≤1	1
Dy	—	—	6	6	6	6	7	5

Компонент, элемент	1	2	3	4	5	6	7	8
No	—	—	2	1	2	2	2	2
Er	—	—	3	4	3	4	4	3
Tm	—	—	1	1	1	1	1	2
Yb	—	—	3	4	4	4	4	4
Lu	—	—	1	1	1	1	1	1
Источник	н. д.	н. д.	[39]	[39]	[39]	[39]	[39]	[39]
№ пробы	68/1	71/1	DT07	DT29	DF39	DT39	DT44	DF44
Год отбора	2004	2004	2001	2001	2001	2001	2001	2001
№ станции	068	071	7	29	39	39	44	44
Глубина моря, м	157	156	118	129	134	134	116	116
Доп. х-ка*								

Примечания: пробы отобраны из поверхностного (0–20 см) слоя осадков; $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{total}}$ — суммарное Fe в форме Fe_2O_3 ; * — в полном варианте включает данные о гранулометрическом и минеральном (XRD) составе осадков. Остальные примечания — см. табл. 1.

Систематическая погрешность определений постоянно контролировалась многократным анализом рационального комплекта стандартных образцов (СО). Результаты такого текущего метрологического контроля представлены на рис. 4, а, б.

Объединенный банк данных

После отбраковки некондиционных результатов оба блока исходной информации были объединены в единый банк геохимических данных достаточно большого объема ($n = 204$ для вулканитов и $n = 34$ для осадков кальдеры). Его представительность и качественный уровень с точки зрения авторов являются минимально достаточными для достижения генеральной цели исследований. Представление о формате данных дают табл. 1 и 2. Комментируя их, заметим, что неизбежный для метода XRF выбор формы представления суммарного Fe в случае вулканитов ($\text{FeO}^{\text{total}}$ = суммарное Fe в форме FeO) был сделан исходя из явного преобладания FeO над Fe_2O_3 в тех анализах литературного блока данных (рис. 4, в), где обе формы железа аналитически определялись. Для осадков кальдеры исходя из традиционных соображений принято $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{total}}$ = суммарное Fe в форме Fe_2O_3 . Кроме того, уже при предварительном рассмотрении данных возникает необходимость их уточнения. Так, в части проб (базальты) зафиксированы весьма высокие (до нескольких процентов) концентрации P_2O_5 (рис. 4, з), которые, учитывая требования процедур моделирования [8, 9, 14, 15], нуждаются в обязательном уточнении с изучением форм нахождения элемента в соответствующих образцах.

Выводы

1. Анализ результатов предшествующих и наших исследований текущего этапа подтверждает возможность эффективного решения перечисленных выше задач геохимического моделирования магматических и сопряженных с ни-

ми магматогенно-гидротермальных систем на примере вулкана острова Десеппен и морских вулканогенно-осадочных образований его кальдеры.

2. Геохимическая информация разных источников, несмотря на несоответствия в наборе определенных элементов и разнообразие применявшихся методик опробования и аналитических методов, вполне сопоставима по качеству, что позволило объединить ее в единый банк геохимических данных.

3. Созданный банк геохимических данных соответствует требованиям, предъявляемым ранее разработанной нами методологией геохимического моделирования сопряженных магматических и магматогенно-гидротермальных систем [8, 9, 14, 15] и прецизионного учета геохимических фоновых условий [10, 11, 12].

Таким образом, имеющийся на настоящий момент комплект исходных данных можно считать минимально достаточным для поэтапного достижения генеральной цели исследований, сформулированной в начале работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антипин В.С. Коэффициенты распределения редких элементов в магматических породах / В.С. Антипин, В.И. Коваленко, И.Д. Рябчиков — М. : Наука, 1984. — 251 с.
2. Бахмутов В.Г. Эволюция и геодинамика основных структур Западной Антарктики в мезокайнозой: Современные представления / В.Г. Бахмутов // Український Антарктичний журнал. — 2006. — № 4—5. — С. 52—63.
3. Бородин Л.С. Петрохимия магматических серий / Л.С. Бородин. — М. : Наука, 1987.
4. Перчук Л.Л. Система щелочной базальт-вода. II. Поверхность ликвидуса в интервале давлений 1 атм — 20 кбар / Л.Л. Перчук // Очерки физико-химической петрологии, вып. XIII — М. : Наука, 1985. — С. 66—80.
5. Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. / И.Д. Рябчиков — М. : Наука, 1975. — 232 с.
6. Удинцев Г.Б., Шенке Г.В. Очерки геодинамики Западной Антарктики. / Г.Б. Удинцев, Шенке Г.В. — М. : ГЕОС — 2004. — 132 с.
7. Чевычелов В.Ю., Эпельбаум М.Б. Распределение Pb, Zn и петрогенных компонентов в системе гранитный расплав-флюид / В.Ю. Чевычелов, М.Б. Эпельбаум // Очерки физико-химической петрологии (экспериментальное исследование проблем магматизма). — М. : Наука, 1985. — С. 120—135.
8. Шнюков С.Е. Геохимические модели эволюции магматических систем и земной коры: потенциальный источник петрофизической и рудогенетической информации / С.Е. Шнюков // Геофизический журнал — 2002 — № 6. — С. 201—219.
9. Шнюков С.Е. Наскрізні акцесорні мінерали в геохімічному моделюванні магматичних процесів / С.Е. Шнюков // Зб. наук. праць УкрДГРІ. — 2001. — № 1—2. — С. 41—53.
10. Шнюков С.Е. Инструментальный учет фоновых условий при геохимическом картировании литологически неоднородных территорий (на примере участка дна Черного моря) / С.Е. Шнюков, А.В. Андреев, О.В. Заяц и др. // Геологические проблемы Черного моря. — К. : ОМГОР ННПМ НАНУ, 2001. — С. 165—184.
11. Шнюков С.Е. Прецизионный учет фоновых условий как основа технологии раннего обнаружения, мониторинга и прогноза развития техногенных геохимических аномалий / С.Е. Шнюков, А.В. Андреев, О.В. Заяц и др. // Екологія довкілля та безпека життєдіяльності. — 2002. — № 3. — С. 6—10.
12. Шнюков С.Е. Перспективні науково-дослідні та прогнозно-пошукові технології регіональних геохімічних досліджень / С.Е. Шнюков, О.В. Андреев, С.П. Савенок и др. // Зб. наук. праць УкрДГРІ. — 2005. — № 1. — С. 130—136.
13. Шнюков С.Е. Оптимальное аналитическое обеспечение формирования современных баз данных эколого-геохимического, прогнозно-поискового и петролого-геохимического назначения / С.Е. Шнюков, А.В. Андреев, С.П. Савенок и др. // Екологія довкілля та безпека життєдіяльності. — 2002. — № 5—6. — С. 89—94.

14. Шнюков С.Е. Геохімічне моделювання в дослідженні генетичного зв'язку магматичних комплексів та просторово асоціюючих з ними гідротермально-метасоматичних рудних родовищ / С.Е. Шнюков, І.І. Лазарева // 36. наук. праць УкрДГРІ. — 2002. — № 1—2. — С. 128—143.
15. Шнюков С.Е. Оцінка рудогенеруючого потенціалу магматогенно-гідротермальних систем за результатами геохімічного моделювання / С.Е. Шнюков, І.І. Лазарева, О.А. Хлонь и др. // Геохімія та рудоутворення. — 2012 — № 31—32. — С. 105—112.
16. Шнюков С.Е. Геохімічне моделювання магматичної системи вулканічного острова Десеппен (Західна Антарктида): принципи та задачі / С.Е. Шнюков, І.І. Лазарева, О.А. Хлонь и др. // Вісник Київського національного університету ім. Тараса Шевченка. Геологія. — 2011. — № 52. — С. 29—33.
17. Aparicio A., Risso C., Viramonte J.G., Menegatti N., Petrinovic I., El volcanismo de isla Deseppien (Peninsula Antarctica)// Bol. Geol. Minero, 1997. — 108 — P. 235—238.
18. Ashcroft W.A. Crustal structure of the South Shetland Islands and the Bransfield Strait // British Antarctic Survey Scientific Reports. — 1972. — 66. — P. 1—43.
19. Baker P.E., Mc Reath I., Harvey M.R., Roobol M.J., Davites T.G. The geology of the South Shetland Islands: V. Volcanic evolution of Deception Island// British Antarctic Survey Scientific Reports. — 1975. — 78 — 110 p.
20. Baraldo A., Rapalini A.E. Stratigraphy and structure of Deception Island, South Shetland Islands, Antarctica // Journal of South American Earth Sciences. — 2000. — 13 — P. 785—796.
21. Birkenmajer K. Volcanic sucession at Deception Island, West Antarctica: A revised lithostratigraphic standard.// Studia Geol. Pol. — 1992. — 101. — P. 27—82.
22. Birkenmajer K. Guterch A., Grad M., Janik T., Perchuc E. Lithospheric transect Antarctic Peninsula — South Shetland Islands, West Antarctica // Polish Polar Research — 1990. — 11. — P. 241—258.
23. Birkenmajer K., Keller R.A. Pleistocene age of the Melville Peak volcano, King George Island, West Antarctica, by K-Ar dating// Bulletin of the Polish Academy, Earth Sciences. — 1990. — 38 — P. 17—24.
24. Fisk M.R. Back-arc volcanism in the Bransfield Strait, Antarctica.//Journal of South American Geology. — 1990 — 3 — P. 91—101.
25. Gonzalez-Ferran O., Katsui Y. Estudio integral del volcanismo cenozoico superior de las Islas Shetland del Sur, Antartica // Serie Cientifica Instituto Antartico Chileno. — 1970. — 1 — P. 123—174.
26. Grad M., Guterch A., Sroda P. Upper crustal structure of Deception Island area, Bransfield Strait, West Antarctica // Antarctic Science. — 1993. — 4. — P. 469—476.
27. Harrison T.M., Watson E.B. The behavior of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations // Geochim. et Cosmochim. Acta. — 1984. — 48, N 7. — P. 1467—147.
28. Hawkes D.D. The geology of the South Shetland Islands. The geology and petrology of Deception Island // Scientific Reports F.I.D.S. — 1961. — 27. — P. 1—43.
29. Holtedahl O. On the geology and physiography of some Antarctic and sub-Antarctic islands// Scientific Resirlrts of the Norwegian Antarctic Expeditio. — 1929. — 3 — P. 172.
30. Holtz F., Johannes W., Tamic N., Behrens H. Maximum and minimum water content of granitic melts generated in the crust: a reevaluation and implications // Lithos. — 2001. — 56. — P. 1—14.
31. Jeffers J.D., Anderson J.B., Lawver L. A. Evolution of the Bransfield basin, Antarctic Peninsula. In M.R.A.Thomson, J.A. Crame, J.W Thomson (eds) Geological evolution of Antarctica, Cambridge: Cambridge University Press — 1991. — P. 481—485.
32. Keller R.A., Fisk M.R., Smellie J.L., Strelin J.A., Lawver, L.A. Geochemistry of back-arc basin volcanism in Bransfield Strait, Antarctica: Subducted contributions and along axis variations // J. Geophys. Res. — 2002. — 107.
33. Marti J., Baraldo A. Pre-caldera pyroclastic deposits of Deception Island (South Shetland Islands). Antarctic Science. — 1990. — 2. — P. 345—352.
34. Montel J.M. A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas // Chemical Geology. — 1993. — 110. — P. 127—145.
35. Olsacher J. Contribucion a la geologia de la Antartida Occidental, I, Contribucion al conocimiento geologico de la Isla Decepcion. // Institrrto Antartico Argentino Piublicacrones. — 1956. — 2.
36. Orheim O. Volcanik activity on Deception Island, South Shetland Islands// Antarctic geology and geophysics, Oslo, Universitetsforlaget. — 1971 — 1. — P. 17—20.

37. Pankhurrs T. J., Rb-Sr geochronology of Graham Land, Antarctica // Journal of the Geological Society of London. — 1982. — 139. — P. 701—711.
38. Ryan, W.B.F., S.M. Carbotte, J.O. Coplan, S. O'Hara, A. Melkonian, R. Arko, R.A. Weissel, V. Ferrini, A. Goodwillie, F. Nitsche, J. Bonczkowski, R. Zemsky (2009), Global Multi-Resolution Topography synthesis, Geochemistry, Geophysics, Geosystems (G-cubed), 10, Q03014, 10.1029/2008GC002332.
39. Samoza, L., Martinez-Frias, J., Smellie, J.L., Rey, J., and Maestro, A. Evidence for hydrothermal venting and sediment volcanism discharged after recent short-lived volcanic eruptions at Deception Island, Bransfield Strait, Antarctica.// Marine Geology. — 2004. — 203 — P. 119—140.
40. Shnyukov S.E., Lazareva I.I., Gasanov Yu.L. et al. Geochemical modelling of the magmatic systems and its application to integrated geological study of Antarctica (by the example of Deception Island volcano) // 2nd Ukrainian Antarctic Meeting (June 22—23, 2004, Kyiv, Ukraine). Abstracts. — Kyiv, 2004. — P. 17.
41. Smellie, J.L. Lithostratigraphy and volcanic evolution of Deception Island, South Shetland Islands.// Antarct. Sci. — 2001. — 13 —P. 188—209.
42. Smellie, J.L. Recent observations on the volcanic history of Deception Island, South Shetland Islands// British Antarctic Survey Scientific Reports. — 1988. — 81 — P. 83—85.
43. Smellie, J.L., Lopez-Martinez J.Z., Rey J., Serran O.E. Geological and geomorphological maps of Deception Island, South Shetland Islands // The Antarctic region : geological evolution and processes. Siena: Terra Antarctica Publications. — 1997. — 1195 — P. 1 198.
44. Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // Earth and Planetary Science Letters. — 1983. — Vol. 64. — P. 295—304.
45. Weaver, S.D., Saunders, A.D., Pankhurst, R. J. and Tarney J. A geochemical study of magmatism associated with the initial stages of back-arc spreading: The Quaternary volcanics of Bransfield Strait, from South Shetland Islands// Contrib. Mineral. Petrol.. — 1979. — 68 — P. 151—169.

Статья поступила 25.01.2013.

*С.Є. Шнюков, І.І. Лазарева, О.А. Хлонь, О.В. Митрохин,
В.Р. Морозенко, Д.Ф. Марченков, Ю.Є. Ніканорова, В.Ю. Осипенко*

МОДЕЛЬ ФОРМУВАННЯ ВУЛКАНІЧНИХ І МОРСЬКИХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОВИХ УТВОРЕНЬ ОСТРОВА ДЕСЕПШЕН (ЗАХІДНА АНТАРКТИДА): ВИХІДНІ ДАНІ ДЛЯ МОДЕЛЮВАННЯ

Розглянуто сучасний стан геологічної та геохімічної вивченості діючого вулкану острова Десеппшен (Західна Антарктида). Сформовано новий репрезентативний банк геохімічних даних, що охоплює як до- і посткальдерні вулканіти (n = 204), так і морські осадки кальдери (Порт Фостер) (n = 34). Контроль аналітичних даних, отриманих авторами, за допомогою комплексу стандартних зразків показав можливість їх використання для геохімічного моделювання спряжених магматичної і магматогенно-гідротермальної систем вулканічного комплексу.

*S.E. Shnyukov, I.I. Lazareva, E.A. Khlon, A.V. Mitrokhin,
V.P. Morozenko, D.F. Marchenkov, Yu.E. Nikanorova, V.Yu. Osipenko*

A MODEL FOR FORMING VOLCANIC AND MARINE VOLCANOGENIC SEDIMENTARY ROCKS OF THE DECEPTION ISLAND (WESTERN ANTARCTICA): INITIAL DATA FOR MODELLING

Modern state of active Deception Island volcano (Western Antarctica) geological and geochemical study was considered. A new representative geochemical data set for pre- and post-caldera rocks (n = 204) as well as for marine sediments of caldera (Port Foster) (n = 34) was formed. Test checking of the recently obtained analytical data via the set of reference samples confirms its validity for geochemical modeling of Deception volcano magmatic system as well as corresponding magmatic-hydrothermal one.