

УДК 551.2.03

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ВУЛКАНА ГАУССБЕРГ В ПРЕДЕЛАХ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ АНТАРКТИЧЕСКОГО КОНТИНЕНТА (ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ)

© 2025 г. А. А. Баранов^{1, *}, Н. М. Сушевская^{2, **}, Л. И. Лобковский³

¹Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

²Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского РАН, Москва, Россия

³Институт океанологии им. П. П. Шишова РАН, г. Москва, Россия

*e-mail: aabaranov@gmail.com

**e-mail: nadsus@gmail.com

Поступила в редакцию 10.03.2024 г.

После доработки 08.04.2024 г.

Принята к публикации 22.11.2024 г.

На побережье Восточной Антарктиды в районе 89° в. д. был обнаружен вулкан Гауссберг с редкими лампроитовыми лавами плейстоценового возраста. Для объяснения происхождения этого редкого вулканизма нами были рассчитаны распределения аномалий температуры и скоростей мантийных течений для южного полярного региона. Численные расчеты показывают, что вертикальные течения горячего вещества плюма Кергелен ближе к поверхности Земли выполаживаются и далее горячее вещество этого плюма переносится субгоризонтальными течениями в верхней мантии на юго-восток к краю литосферы Восточной Антарктиды. Этот процесс может вызывать подплавление края континентальной литосферы. Расплавленное вещество поднимается на поверхность и извергается в предполагаемой нами вулканической провинции Гауссберг. На основе детального анализа подледного рельефа в данном районе можно предполагать существование и других подледных вулканов.

Ключевые слова: Восточная Антарктида, вулкан Гауссберг, лампроиты, мантийные плюмы, SMEAN 2, Гондвана, Кергелен

DOI: 10.31857/S0030157425030098, **EDN:** GWIWBG

ВВЕДЕНИЕ

За последние десятилетия были предприняты значительные усилия для понимания природы, динамики и эволюции вулканических систем. Долгое время вулканизм в Антарктике был малоизвестен в силу удаленности и малой изученности этого региона. Но за последние годы в Западной Антарктиде была обнаружена одна из крупнейших вулканических провинций на Земле, насчитывающая более 100 новых вулканов в основном подледных [30, 49].

В то же время для Восточной Антарктиды в настоящее время обнаружен единственный вулкан Гауссберг, расположенный на восточном побережье Земли Принцессы Елизаветы (Земля Вильгельма II) (координаты 66°47' ю. ш., 89°18' в. д.). Он сформирован в ходе подледного извержения

и представляет собой конус высотой примерно 370 м над ледовой поверхностью [46]. Вулкан Гауссберг – это относительно молодая вулканическая постройка (плейстоцен), сложенная ультращелочными породами (лампроитами) и представляющая собой уникальный (и на сегодняшний день единственный) выявленный геологический объект подобного типа, возникший на сформированной в течение длительной эволюции континентальной литосфере восточной Антарктиды [46, 48, 50]. Главным вопросом на сегодняшний день остается причина появления вулкана на стабильной континентальной окраине древней Восточной Антарктиды около 50 тыс. лет тому назад. Возникновение вулкана Гауссберг связывается либо с его образованием в ходе развития тектонической деформации Восточно-

антарктической плиты, либо с воздействием мантийного плюма [5, 40]. Последняя гипотеза активно развивается в ряде работ [12, 13, 29, 39] и связывается с магматической деятельностью плюма Кергелен, влияние которого испытывали около 130 млн лет на себе Индия, Антарктида и Австралия. Позднее (около 110 млн лет назад) в пределах восточной части Индийского океана началось формирование плато Кергелен. В настоящее время Восточная Антарктида отделена от южной части плато Кергелен глубоководной впадиной Принцессы Елизаветы [8].

По данным работы [5], вулкан Гауссберг приурочен к одной из структур рифта Гауссберг, который имеет протяженность более 500 км от берега вглубь материка. Предполагаемый рифт Гауссберг, вероятно, был заложен одновременно с грабеном Ламберта, расположенным западнее Гауссберга, и является частью рифтовой системы Ламберта [6, 7]. Эта рифтовая структура достаточно хорошо выражена в подледном рельефе, глубина дна в ней составляет 500–1000 м ниже уровня моря, а аномалии в свободном воздухе достигают –40 мГал [2].

Целью данного исследования является установление возможности происхождения магматизма в пределах окраины восточной Антарктиды при участии плюма Кергелен на основании глобальной геодинамической модели Земли для современной эпохи. Для этого была разработана и построена геодинамическая модель распространения горячего вещества от плюма Кергелен и проведен петрохимический анализ возникновения щелочного магматизма в пределах восточной окраины Антарктиды.

УНИКАЛЬНОСТЬ УЛЬТРАЩЕЛОЧНЫХ МАГМ ВУЛКАНА ГАУССБЕРГ И ХАРАКТЕР МАНТИЙНОГО ИСТОЧНИКА

Слагающие верхнюю часть вулкана лампроиты являются редкими ультращелочными магнезиальными породами, характеризующимися низкими значениями СаО, Al_2O_3 и Na_2O , повышенной магнезиальностью и высокими отношениями K_2O/Al_2O_3 и K_2O/Na_2O [27, 34]. Важной особенностью состава лав вулкана Гауссберг является то, что образцы пиллоу-лав, отобранные в разных точках вулкана и принадлежащие разным лавовым потокам, имеют близкий химический состав, варьирующий в узких пределах, и представляют собой высококалийные (11–12 мас.% K_2O), экстремально обогащенные редкими элементами породы [13].

Широкое разнообразие ультракалийных магнезиальных магм не находит однозначного ответа на их происхождение. Их образование чаще всего связывается с низкими степенями плавления обогащенной мантии в широком интервале давлений и различной степенью обогащения мантии. Существуют различные предположения о природе источников формирования ультракалийных магм, а именно: в ходе плавления субконтинентальной литосферной мантии (SCLM) [15, 21, 22, 42, 53] либо мантии в переходной мантийной зоне [35, 40]. При этом источник может существенно обогащаться метасоматизирующими флюидами или расплавами, проникающими из глубинной астеносферной мантии [36, 51] либо из субдукционной зоны [23]. Изучение лампроитов провинции Ксиаогун привело к выводу, что последние происходят из флогопит-содержащего гранатового источника нижней континентальной мантии [47]. Это соответствует экспериментальным исследованиям, показывающим, что лампроитовые (оливин-лейцититовые) магмы могут быть производными высококалийных оливин-пироксенитовых расплавов, которые могли образоваться в результате частичного плавления флогопит-содержащих гарцбургитов или лерцолитов в относительно восстановительных условиях в присутствии водосодержащего флюида [25, 26, 31].

Изучение геохимических особенностей лав вулкана Гауссберг показывает, что их источник — это древняя континентальная мантия [13]. Мантийный источник имел высокое U/Pb -отношение на ранней стадии эволюции, а на более поздней стадии пониженные значения U/Pb , которые типичны для толеитовых расплавов океана (MORB) [13]. Магмы вулкана Гауссберг отличаются низкими значениями $^{206}Pb/^{204}Pb$ (около 17.5) и повышенными значениями отношений $^{207}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb$ (от 15.614 до 15.653 и от 38.310 до 38.546 соответственно) при данном значении отношения $^{206}Pb/^{204}Pb$. Высокие значения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (около 0.71) и пониженные $^{143}Nd/^{144}Nd$ (до 0.5120) соответствуют составу, близкому к модельному источнику LOMU-типа. Низкие значения ϵNd (–19) отражают состав континентального корового материала нижнепротерозойского или архейского возраста [13]. Учитывая важную роль флюида в формировании лампроитовых магм, можно полагать, что формирование мантийного источника происходило за счет взаимодействия

древнего сублитосферного обогащенного континентального мантийного вещества и современного плюма.

Таким образом, сформированная мантия этого района восточной Антарктиды помимо сугубо перидотитовой мантии могла содержать фрагменты обогащенной мантии, образованной либо в ранние этапы ее эволюции, либо при воздействии мантийного плюма.

УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Важным фактором при изучении лампроитовых магм вулкана Гауссберг явилось определение главных параметров кристаллизации первичных расплавов. Кристаллизация расплава с формированием ассоциации оливин + лейцит + клинопироксен происходила при давлении ниже 2 ГПа и температурах 1070–1180°C, соответствующих присутствию воды в магматической системе [11]. Повышенные содержания Ni в ликвидусных оливинах Гауссберга отражают высокие концентрации никеля в источнике, который представлял собой континентальную литосферу Гондваны, сформированную на ранних этапах ее становления. При этом она была существенно гетерогенна и включала в себя как перидотитовую мантию, так и фрагменты водосодержащих пироксенитов. Экспериментальное плавление пироксенитов с присутствием амфибола показало, что равно-

весные расплавы при 15 кбар и в температурном интервале 1175–1225°C могут образовывать расплавы, близкие по составам к лампроитам Гауссберга [27]. Кристаллизующиеся ликвидусные оливины – достаточно магнезиальные (Fo_{89–90}), что близко к оливинам лампроитов Гауссберга [11]. На рис. 1 приведены составы расплавов, полученных в ходе экспериментального плавления пироксенита (включающего клинопироксен, флогопит, К-ричтерит) при давлении 15 кбар [26], а также показаны составы лампроитов Гауссберга и составы расплавов, близких к первичным расплавам, из которых кристаллизовалось 8% магнезиального оливина (Fo₈₉). Данные экспериментов показывают, что при плавлении выбранного подобного пироксенита получают составы первичных расплавов, близкие к полученным нами расплавам (ср. лампроит + около 8% оливина). Подобные эксперименты подчеркивают возможность выплавления высоко К-магнезиальных Si-расплавов на небольших глубинах (45–50 км) в температурном интервале 1170–1220°C, при этом начальная глубина плавления могла располагаться значительно глубже. Отличия по содержанию железа в экспериментах и породах, вероятно, обусловлены его потерей в ходе эксперимента. Формирование подобного мантийного источника изученных лампроитов вулкана Гауссберг происходило за счет вещества, аналогичного древнему палеопротерозойскому субстрату

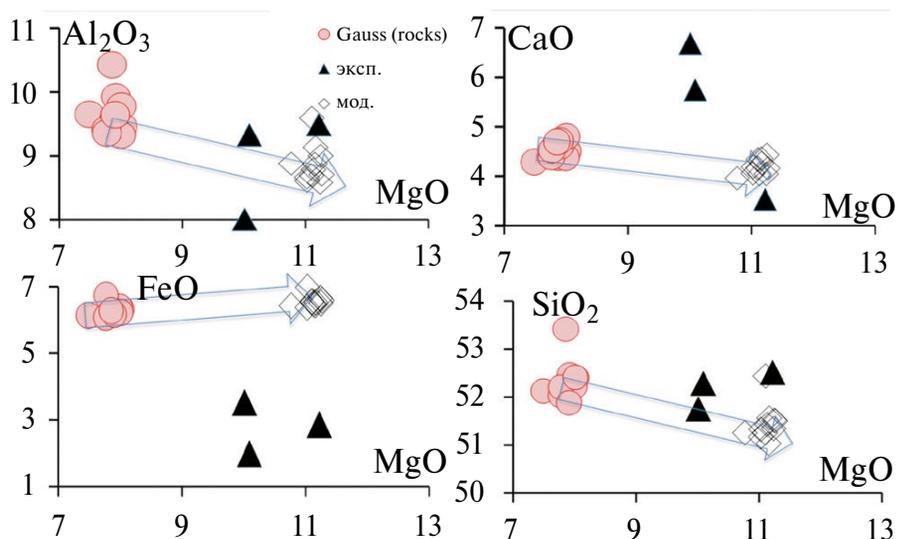


Рис. 1. Характеристические особенности составов пород вулкана Гауссберг (Gauss) по сравнению с расплавами (эксп.), полученными в ходе экспериментального плавления пироксенита (включающего клинопироксен, флогопит, К-ричтерит) при давлении 15 кбар [26]. Стрелкой показано положение составов расплавов (мод.), близких к первичным расплавам лампроитов Гауссберга, из которых при кристаллизации около 8% магнезиального оливина (Fo₈₉) могли получиться составы излившихся лампроитов.

нижней коры – верхней мантии, в сочетании с современным плюмовым веществом. Условия для такого смещения и плавления могли возникнуть в результате подъема и растекания плюма под литосферой Восточной Антарктиды.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Восточная Антарктида представляет собой древний континентальный блок, входивший в Гондвану и ранее в Родинию, и включает в себя несколько архейских кратонов [1]. Ранее считалось, что Восточная Антарктида является стабильным континентальным блоком, в отличие от Западной Антарктиды. Однако в последнее время было обнаружено большое количество осадочных бассейнов с утоненной корой особенно в Австрало-Антарктическом блоке Восточной Антарктиды [16–18]. При этом степень растяжения коры и магматического андерплейтинга в основном существенно ниже, чем для Западной Антарктиды. Ни в одном из известных сейсмических разрезов скорости в нижней коре не достигли 7.0 км/с, тогда как в Западной Антарктиде во всех полученных сейсмических профилях скорости в нижней коре превышают 7.0 км/с, что свидетельствует об обширном внедрении мантийного вещества в кору [19].

В подтверждение существования областей рифтогенеза в Восточной Антарктиде также свидетельствуют выявленные подледные узкие щелевидные впадины коренного ложа с глубинами до 3500 м, заполненные льдом [5]. Наличие таких впадин, не имеющих аналогов на других континентах, может быть объяснено позднекайнозойским рифтогенезом уже после оледенения Антарктиды [2]. Формирование рифтов Антарктиды началось с растяжения и распада суперконтинента Гондвана. По краям Гондваны действовали тянущие силы от окружающей суперконтинент зоны субдукции, тогда как под самим суперконтинентом происходило внедрение мантийных плюмов [10, 41]. Головки плюмов при подходе к континентальной литосфере растекались под ней, вызывая растяжение литосферы. Плюмы под этой частью Гондваны около 180 млн лет назад формировали магматические провинции Кару в Южной Африке, Мод и Дюфек в Антарктиде, а позднее (около 130 млн лет) в районе рифта Ламберта магматизм развивался под воздействием Кергелен плюма [12, 13, 45]. Во многом тектономагматические процессы в Западной Антарктиде определялись близостью обрамляющей ее

зоны субдукции, при отступании которой возникал эффект растяжения тихоокеанской окраины Гондваны. В настоящее время от этой субдукции остался лишь небольшой фрагмент у окончания Антарктического полуострова. Вместе с тем процессы рифтогенеза и магматизма Восточной Антарктиды, находящейся на значительном расстоянии от этой палеосубдукции, в большей степени определялись мантийными плюмами, возникшими под Гондваной. Восточная часть Антарктической плиты с Восточной Антарктидой в центре окружена полукольцом срединно-океанических хребтов, где поднимаются горячие верхнемантийные потоки. Имеются и горячие точки с нижнемантийным веществом, например плато Кергелен. В центре Восточной Антарктиды примерно под горами Гамбурцева сформировался нисходящий мантийный поток, и для подкоровой мантии характерны отрицательные температурные аномалии [3]. При этом термальна континентальная литосфера Восточной Антарктиды имеет мощность в 200–300 км.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Теоретической основой современной глобальной геодинамики является моделирование мантийной конвекции для реальной Земли, что предполагает решение уравнения Стокса в трехмерном варианте на основе поля температур современной Земли, полученного из сейсмической томографии, отражающей внутреннее строение мантии. Для расчета трехмерной мантийной конвекции осуществляется перевод вариаций сейсмических скоростей в геосреде в температурное поле. Это делается в два этапа. Сначала вариации сейсмических скоростей в мантии Δv_s пересчитываются в вариации плотности вещества по соотношению: $\Delta \rho / \rho = \text{scaling} \cdot \Delta v_s / v_s$. Скэйлинг-фактор зависит от глубины, химического состава среды и других факторов. Часто принимают скэйлинг-фактор ступенчато зависящим от глубины, например, согласно [37], значения скэйлинга распределяются следующим образом: 0.05 – для литосферы в пределах глубин 0–100 км; 0.1 – для верхней мантии в интервале глубин 100–660 км; 0.2 – для нижней мантии в интервале 660–2500 км; 0.1 – для слоя D'' в интервале глубин 2500–2900 км. Для расчетов в данной работе мы использовали это распределение скэйлинг-фактора по глубине.

Полученные вариации плотности переводятся в вариации температур в мантии по формуле

теплого расширения: $\Delta T = -(1/\alpha)(\Delta\rho/\rho)$. При этом коэффициент теплового расширения α меняется с глубиной по зависимости $\alpha = (3 - 4.44(1 - r)) \cdot 10^{-5}$, где r – безразмерный радиус Земли от $3 \cdot 10^{-5}$ на поверхности Земли до $1 \cdot 10^{-5}$ на дне мантии [9]. Далее к вариациям температуры необходимо добавить адиабатическую и среднюю наадиабатическую температуру, получая, таким образом, полную температуру в мантии Земли [44].

Для нахождения поля температуры использовалась модель сейсмической томографии SMEAN 2, которая содержит вариации сейсмических скоростей в мантии [33]. Мантийные течения моделируются в приближении Буссинеска в трехмерной сферической геометрии. Мантия нагревается от ядра и изнутри за счет распада радиоактивных элементов. Для расчетов мы используем модель зависимости вязкости мантийного вещества от температуры по закону Аррениуса [20]:

$$\eta T = \exp(2E / (T + T_{bot}) - 2E / (T_{ref} + T_{bot})),$$

где T – безразмерная наадиабатическая температура, $T_{ref} = 0.5$, $T_{bot} = 1$ (температура на дне мантии), $E = \ln 10^{4.5} = 10.36$, что примерно соответствует энергии активации влажного оливина. Скачок вязкости на границе между верхней и нижней мантией принят равным 30. Приведенный закон вязкости описывает вариации вязкости как по глубине, так и по латерали в несколько порядков. У поверхности за счет малой температуры возникает слабая океаническая литосфера, тогда как континенты представляют собой высоковязкие области до глубины 200–300 км (за счет пониженной температуры). Уравнение Стокса решается методом конечных элементов с помощью алгоритма Узавы [32, 43], что позволяет получить решение даже тогда, когда вязкость вещества меняется на много порядков.

Число Рэлея в нашей модели равно $Ra = 1.2 \cdot 10^8$. Учитываются фазовые переходы вещества мантии на глубинах 410 и 660 км [4]. Скачок плотности на границе 410 км $\delta\rho_{410}/\rho_0 = 0.07$, наклон кривой фазового равновесия $\gamma_{410} = 1.6$ МПа/К, на границе 660 км $\delta\rho_{660}/\rho_0 = 0.09$, а $\gamma_{660} = -1.3$ МПа/К [24]. При этих значениях параметров число Рэлея составляет $Ra_{ph410} = \delta\rho_{410} = gD^3/(\chi\rho V_0) \approx 1.4 \cdot 10^8$, а $Ra_{ph660} = \delta\rho_{660} gD^3/(\chi\rho V_0) \approx 1.8 \cdot 10^8$.

Для численного моделирования мы использовали модифицированную программу CitcomS [52]. В программу был добавлен код, осу-

ществляющий сборку данных из модели сейсмической томографии SMEAN 2. На основе полной температуры с помощью виртуальной машины VMware рассчитывается трехмерная глобальная модель конвекции, отвечающая внутреннему строению современной Земли [3, 14]. Расчеты уравнения переноса импульса для скоростей течений производились на сетке $170 \times 170 \times 59$ узлов по углам и глубине соответственно, с равномерным шагом по глубине в 50 км, сетка по углам неравномерная и состоит из 12 сферических сегментов без сингулярностей в полярных областях [14]. На входе считываются 58 файлов, содержащих вариации сейсмических скоростей в Земле, разложенных по сферическим гармоникам, и вариации скоростей переводятся в вариации температуры в каждой точке сетки. Таким образом, формируется начальное поле температуры. Далее к нему добавляется средняя адиабата и средняя потенциальная температура (наадиабата). Затем решается уравнение переноса импульса (уравнение Стокса) для скоростей течений в естественных переменных скорость–давление конечно-элементным методом с помощью алгоритма Узавы.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

На рис. 2 приведено поле вариаций температуры, пересчитанных из вариаций сейсмических скоростей в модели SMEAN 2 в сечении мантии Земли на глубине 100 км. Здесь и далее для численного моделирования мантийной конвекции мы используем рассчитанные вариации температуры, поскольку добавление адиабаты и средней наадиабатической температуры в мантии Земли скрывает вариации температуры, вызывающие мантийную конвекцию. Под большей частью континентов находятся области пониженной температуры. Исключения составляют Восточная Африка и район Красного моря, расположенные над Африканским суперплюмом, часть Центральной Азии и часть Восточной Азии, окраинные моря, а также Западная Антарктика. Перепад температуры между Западной и Восточной Антарктидой достигает 100° и более. На глубине 100 км плато Кергелен имеет повышенную температуру только в своей северной части.

На рис. 3 показаны аномалии температуры и скорости течений в мантии на глубине 400 км. На рис. 4 показаны вариации температуры и течения в мантии в сферическом меридиональном

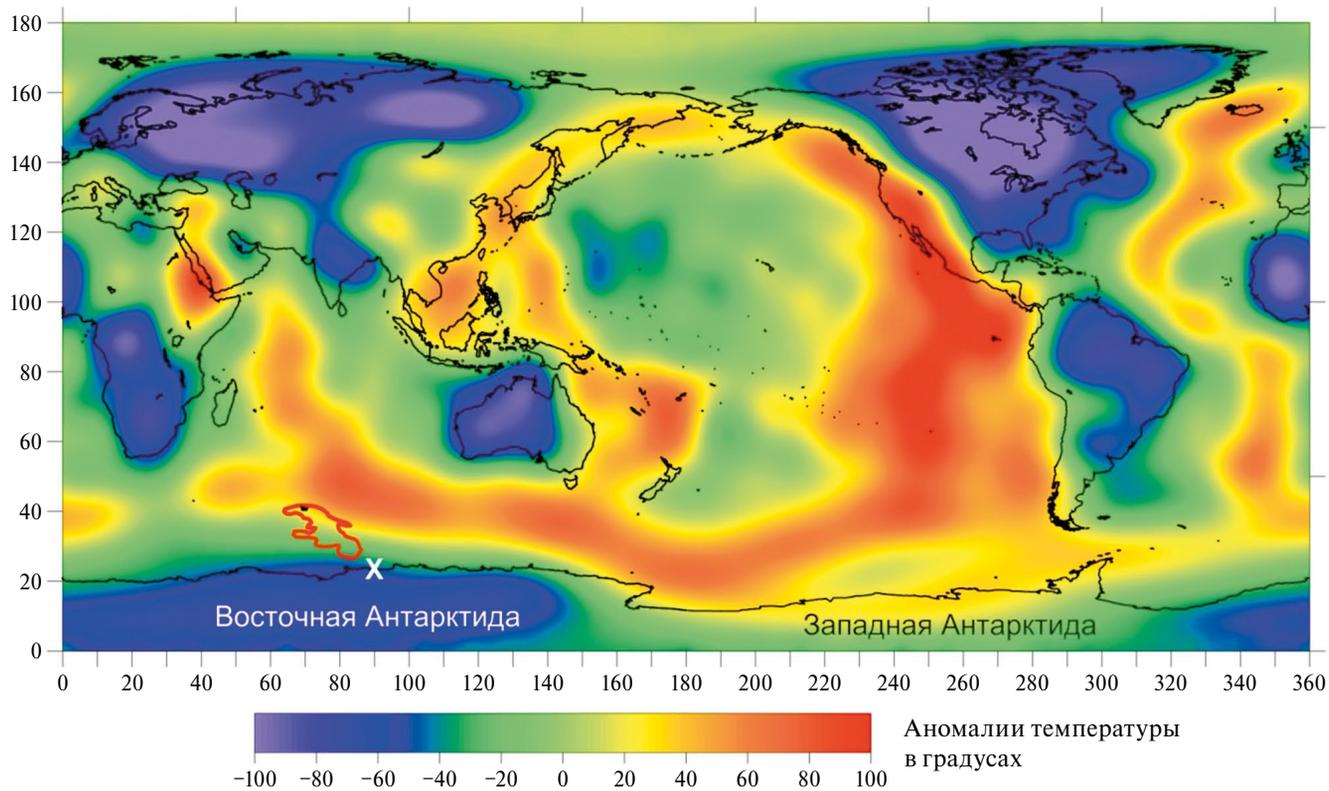


Рис. 2. Распределение аномалий температуры в мантии на глубине 100 км. Черной линией показаны контуры континентов. Красными контурами показано подводное плато Кергелен, символом X обозначен вулкан Гауссберг.

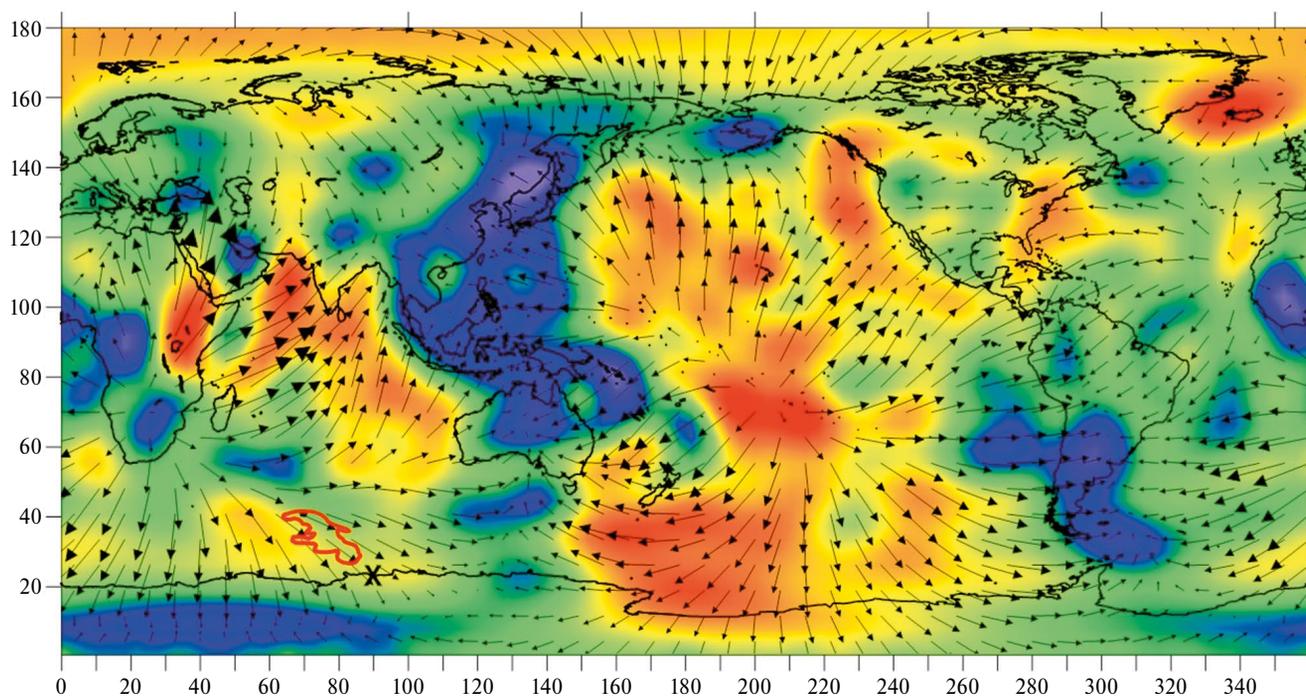


Рис. 3. Аномалии мантийной температуры на глубине 400 км. Черной линией показаны контуры континентов. Красными контурами показано подводное плато Кергелен, символом X обозначен вулкан Гауссберг. Черными стрелками показаны скорости мантийных течений в этом сечении.

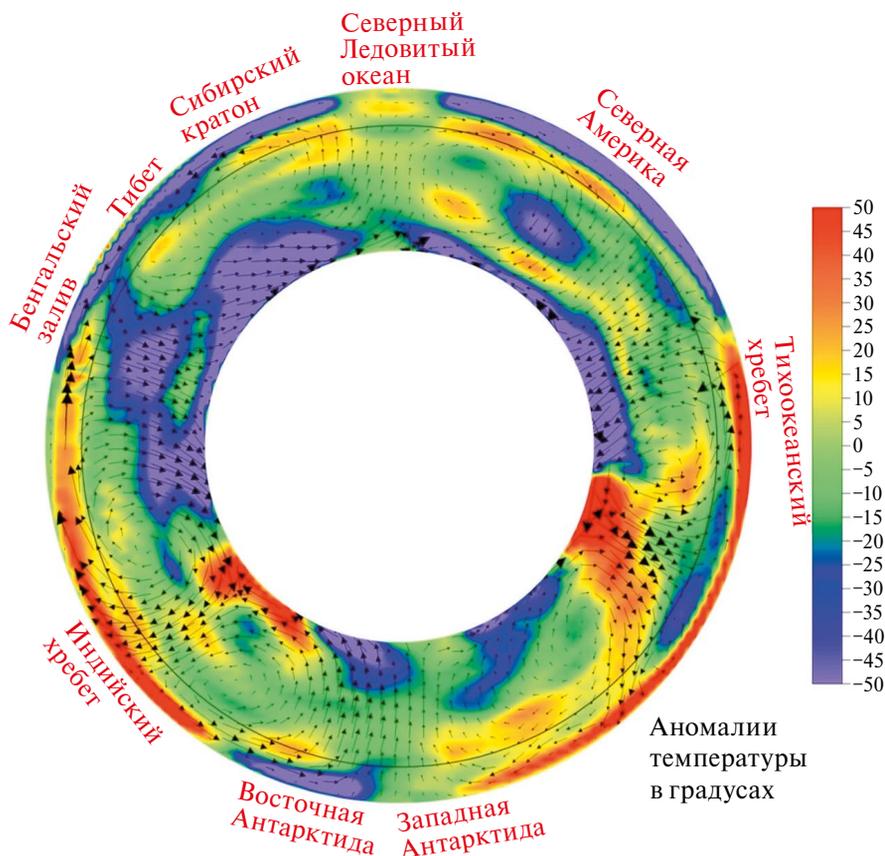


Рис. 4. Распределение аномалий температуры и скоростей в мантии в сечении Земли по 89° и 269° в. д.

сечении Земли через 89° и 269° в. д. Для Западной Антарктиды литосфера представлена положительными температурными аномалиями. Горячее вещество под нее заносится за счет субгоризонтальных мантийных течений со стороны южной части Тихого океана. Для Восточной Антарктиды происходит аналогичный перенос горячего вещества под край континента с подплавлением и размытием края термальной континентальной литосферы (см. рис. 3, 4). Кроме того, под этой частью Восточной Антарктиды имеется обширная горячая область на глубинах 300–400 км и глубже (см. рис. 3). Горячее вещество подплавляет континентальную литосферу Восточной Антарктиды, существенно гетерогенную и включающую в себя как перидотитовую мантию, так и фрагменты водосодержащих пироксенитов, вызывая лампроитовый вулканизм. Вулканизм в плейстоцене проявился у края континента, так как далее вглубь континента лед утолщается и может подавлять подледный вулканизм или скрывать его проявления.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В настоящей работе с помощью мгновенной современной геодинамической модели Земли объясняется механизм лампроитового вулканизма для прибрежной части Земли Принцессы Елизаветы в Восточной Антарктиде. Верхнемантийная структура течений южного полярного региона следующая. Антарктида окружена срединно-океаническими хребтами, где поднимаются горячие верхнемантийные потоки (см. рис. 2–4). Параллельно в горячих точках поднимается нижнемантийное вещество. Субгоризонтальные течения в верхней мантии переносят горячее вещество из хребтов и горячих точек на юг [38]. Вещество в верхней мантии движется субгоризонтально от района южной Африки, где в нижней мантии находится большая область горячего всплывающего вещества, к Антарктиде, где оно погружается глубоко в мантию под ее центральной частью, замыкая, таким образом, сферическую ячейку (см. рис. 3). При этом субгоризонтальные мантийные течения переносят разогретое вещество из нижнемантийного плю-

ма Кергелен и срединно-океанического хребта под край Восточной Антарктиды, вызывая подплавление края континентальной литосферы. Затем расплавленное вещество поднимается на поверхность и извергается в вулканической провинции Гауссберг.

Аналогичная горячая область под южной частью Тихого океана порождает другую структуру течений: горячее вещество поднимается в южной части Тихого океана и, двигаясь в верхней мантии субгоризонтально, достигает области под Западной Антарктидой и далее погружается в мантию под центральной частью Восточной Антарктиды (см. рис. 3, 4). Мы проанализировали карту подледного рельефа BEDMAP 2 [28] и выявили в районе повышенного теплового потока около вулкана Гауссберг отдельные подледные вершины вдоль побережья, расположенные на подледной равнине, лежащей ниже уровня моря, которые, как мы предполагаем, являются вулканами, аналогичными по происхождению Гауссбергу (рис. 5). Следует отметить, что ранее в работе [5] уже предполагалось наличие вулканов в этой области. Однако в этой работе не был приведен механизм, объясняющий образование лампроит-

тового вулканизма в данном районе на окраине Восточной Антарктиды.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании разработанной численной модели предложен оригинальный механизм проявления вулканической деятельности в настоящее время в прибрежных районах Земли принцессы Елизаветы в восточной части Антарктического континента. Формирование специфического обогащенного мантийного источника лампроитов вулкана Гауссберг происходило за счет вещества, аналогичного древнему палеопротерозойскому субстрату нижней коры – верхней мантии, в сочетании с современным плюмовым веществом. Причина лампроитового вулканизма заключается в плавлении вещества литосферы Восточной Антарктиды. Условия для такого плавления могли возникнуть в результате подплавления края литосферы Восточной Антарктиды за счет переноса горячего вещества из плюма Кергелен конвективными потоками к краю литосферы Восточной Антарктиды. Это объясняет недавнюю активность вулкана Гауссберг и возможное наличие целой подледной вулканической

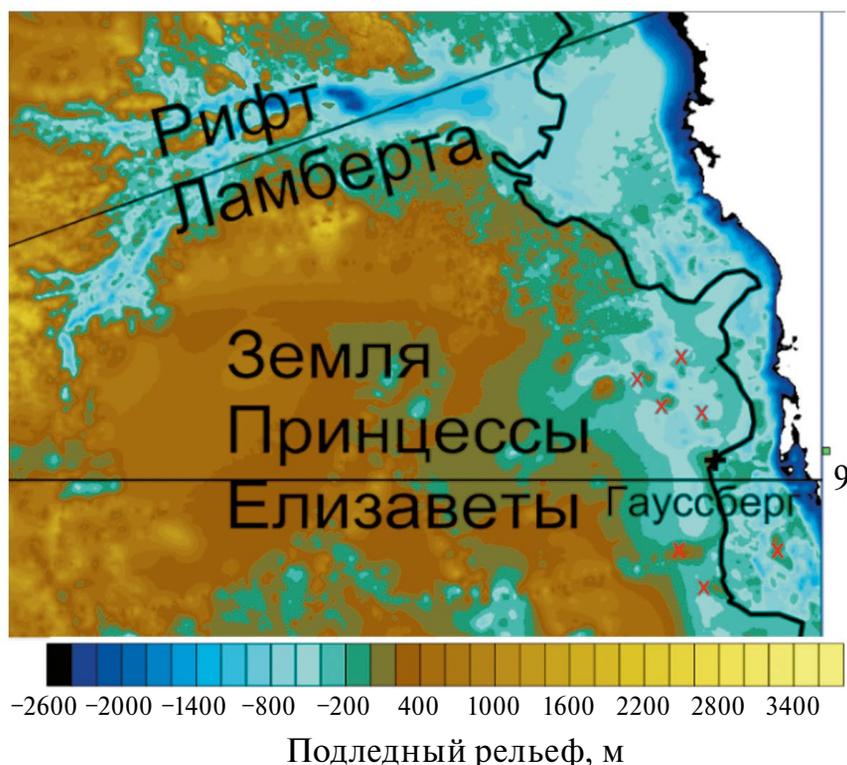


Рис. 5. Карта подледного рельефа на основе модели BEDMAP 2 [28]. Красными символами X показаны возможные подледные вулканы. Черным крестиком показан вулкан Гауссберг.

провинции в районе 89° в. д в прибрежных районах Восточной Антарктиды. В связи с этим нами предполагается существование подледной вулканической провинции в районе вулкана Гауссберг.

Представленная геодинамическая модель мантийных течений требует дальнейших уточнений. В частности, в нашей модели не учтены жесткие плиты на поверхности, а также вариации химического состава в мантии. Необходимо использование более детальной региональной сейсмической томографии и более точные расчеты структуры течений в верхней мантии Земли под южным полярным регионом.

Источник финансирования. Работа выполнена частично в рамках госзадания Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, частично в рамках госзадания Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН № FMWE-2024-0018 и частично в рамках госзадания Института физики Земли РАН.

Благодарности. Авторы благодарят рецензента за детальный отзыв и глубокий анализ статьи.

Конфликт интересов. Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баранов А., Бобров А. Строение и свойства коры архейских кратонов южных материков: сходства и различия // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 5. С. 636–652.
2. Баранов А.А., Лобковский Л.И. Глубочайшие впадины на суше в Антарктиде как результат кайнозойской активизации рифтогенеза // Докл. РАН. Науки о Земле. 2024. Т. 514. № 1. С. 50–55.
3. Баранов А.А., Лобковский Л.И., Бобров А.М. Глобальная геодинамическая модель современной Земли и ее приложение для Антарктиды // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 512. № 1. С. 100–105.
4. Бобров А.М., Баранов А.А. Модель мантийной конвекции с неньютоновской реологией и фазовыми переходами: структура течений и поля напряжений // Физика Земли. 2016. Т. 52. № 1. С. 133–148.
5. Голынский А.В., Голынский Д.А. Рифтовые системы в тектонической структуре Восточной Антарктиды // Научные результаты российских геолого-геофизических исследований в Антарктике. 2009. Вып. 2. С. 132–162.
6. Голынский Д.А., Голынский А.В. Рифтовые системы Восточной Антарктиды — ключ к пониманию распада Гондваны // Региональная геология и металлогения. 2012. № 52. С. 58–72.
7. Лейченко Г.Л., Гусева Ю.Б. Строение и история развития земной коры осадочного бассейна моря Дейвиса, Восточная Антарктика // Научные результаты геолого-геофизических исследований в Антарктике / Г.Л. Лейченко, А.А. Лайба (ред.). 2006. Вып. 1. С. 101–115.
8. Лейченко Г.Л., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Агранов Г.Д. Формирование и эволюция микроконтинентов плато Кергелен, южная часть Индийского океана // Геотектоника. 2018. № 5. С. 3–21.
9. Лобковский Л.И., Баранов А.А., Бобров А.М., Чуваев А.В. Глобальная геодинамическая модель современной Земли и ее приложение для Арктического региона // Докл. РАН. Науки о Земле. 2024. Т. 514. № 2. С. 293–299.
10. Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный Мир, 2004. 610 с.
11. Мигдисова Н.А., Суцевская Н.М., Портнягин М.В. и др. Особенности состава породообразующих минералов лампроитовых лав вулкана Гауссберг, Восточная Антарктида // Геохимия. 2023. Т. 68. № 9. С. 897–925.
12. Суцевская Н.М., Беляцкий Б.В., Дубинин Е.П., Левченко О.В. Эволюция плюма Кергелен и его влияние на магматизм континентальных и океанических областей восточной Антарктиды // Геохимия. 2017. № 9. С. 782–799.
13. Суцевская Н.М., Мигдисова Н.А., Антонов А.В. и др. Геохимические особенности лампроитовых лав четвертичного вулкана Гауссберг (Восточная Антарктида) — результат влияния мантийного плюма Кергелен // Геохимия. 2014. № 12. С. 1079–1098.
14. Чуваев А.В., Баранов А.А., Бобров А.М. Численное моделирование конвекции в мантии Земли с использованием облачных технологий // Вычислительные технологии. 2020. Т. 25. № 2. С. 103–117.
15. Avanzinelli R., Elliott T., Tommasin, S., Conticelli S. Constraints on the genesis of potassium-rich Italian volcanic rocks from U/Th disequilibrium // J. Petrol. 2008. V. 49. P. 195–223.
16. Baranov A., Morelli A. The Moho depth map of the Antarctica region // Tectonophysics. 2013. V. 609. P. 299–313.
17. Baranov A., Morelli A. The structure of sedimentary basins of Antarctica and a new three-layer sediment model // Tectonophysics. 2023. V. 846. 229662.
18. Baranov A., Tenzer R., Bagherbandi M. Combined Gravimetric-Seismic Crustal Model for Antarctica // Surveys in Geophysics. 2018. V. 39. P. 23–56.
19. Baranov A., Tenzer R., Morelli A. Updated Antarctic Crustal Model // Gondwana Research. 2021. V. 89. P. 1–18.
20. Bobrov A.M., Baranov A.A. Thermochemical Mantle Convection with Drifting Deformable Continents: Main Features of Supercontinent Cycle // Pure and Applied Geophysics. 2019. V. 176. № 8. P. 3545–3565.

21. *Chen Y., Zhang Y., Graham D. et al.* Geochemistry of Cenozoic basalts and mantle xenoliths in Northeast China // *Lithos.* 2007. V. 96. P. 108–126.
22. *Chu Z.Y., Harvey J., Liu C.Z. et al.* Source of highly potassic basalts in northeast China: evidence from Re–Os, Sr–Nd–Hf isotopes and PGE geochemistry // *Chem. Geol.* 2013. V. 357. P. 52–66.
23. *Elburg M., Foden J.* Sources for magmatism in central Sulawesi: geochemical and Sr–Nd–Pb isotopic constraints // *Chem. Geol.* 1999. V. 156. P. 67–93.
24. *Fei Y., Orman J.V., Li J. et al.* Experimentally determined postspinel transformation boundary in Mg₂SiO₄ using MgO as an internal pressure standard and its geophysical implications // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. B02305.
25. *Foley S.F.* An experimental study of olivine lamproite: First results from the diamond stability field // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1993. V. 57. P. 483–489.
26. *Foley S.F., Ezad I.S., van der Laan S.R., Pertermann M.* Melting of hydrous pyroxenites with alkali amphiboles in the continental mantle: 1. Melting relations and major element compositions of melts // *Geosci. Front.* 2022. V. 13. № 4. P. 101–380.
27. *Foley S.F., Venturelli G., Green D.H., Toscani L.* The ultrapotassic Rocks: Characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models // *Earth Science Reviews.* 1987. V. 24. P. 81–134.
28. *Fretwell P., Pritchard H.D., Vaughan D.G. et al.* Bedmap2: Improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica // *Cryosphere.* 2013. V. 7. P. 375–393.
29. *Frey F.A., Weis D., Yang H.J. et al.* Temporal geochemical trends in Kerguelen Archipelago basalts: evidence for decreasing magma supply from the Kerguelen Plume // *Chemical Geology.* 2000. V. 164. P. 61–80.
30. *Geyer A., Di Roberto A., Smellie J.L. et al.* Volcanism in Antarctica: An assessment of the present state of research and future directions // *Jour. Volcanology and Geother. Res.* 2023. V. 444. 107941.
31. *Gupta A.K.* The system forsterite–diopside–akermanite–leucite and its significance in the origin of potassium-rich mafic and ultramafic rocks // *American Mineralogist.* 1972. V. 57. P. 1242–1259.
32. *Hughes T.J.R.* The Finite Element Method: Linear Static and Dynamic Finite Element Analysis. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 1987. P. 1–80.
33. *Jackson M., Konter J., Becker T.* Primordial helium entrained by the hottest mantle plumes // *Nature.* 2017. V. 542. P. 340–343.
34. *Jaques A.L., Lewis J.D., Smith C.B. et al.* The diamond-bearing ultrapotassic (lamproitic) rocks of the West Kimberly region, Western Australia // *Kimberlites I: Kimberlites and Related Rocks / Kornprobst J. (ed.). Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 225–254.*
35. *Kiritani T., Kimura J.I., Ohtani E. et al.* Transition zone origin of potassic basalts from Wudalianchi volcano, northeast China // *Lithos.* 2013. V. 156–159. P. 1–12.
36. *McKenzie D.* Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1989. V. 95. P. 53–72.
37. *Megnin C., Romanowicz B.* The shear velocity structure of the mantle from the inversion of body, surface, and higher modes waveforms // *Geophys. J. Int.* 2000. V. 143. P. 709–728.
38. *Morgan W.J., Phipps-Morgan J.* Plate velocities in the hotspot reference frame // *Geological Society of America Special Papers.* 2007. V. 430. P. 65–78.
39. *Morlighem M., Rignot E., Binder T. et al.* Deep glacial troughs and stabilizing ridges unveiled beneath the margins of the Antarctic ice sheet // *Nat. Geosci.* 2020. V. 13. P. 132–137.
40. *Murphy D.T., Collerson K.D., Kamber B.S.* Lamproites from Gaussberg, Antarctica: Possible Transition Zone Melts of Archaean Subducted Sediments // *Jour. of Petrology.* 2002. V. 43. № 6. P. 981–1001.
41. *Nikishin A.M., Ziegler P.A., Abbott D., Brunet M.F., Cloetingh S.* Permo-Triassic intraplate magmatism and rifting in Eurasia: implications for mantle plumes and mantle dynamics // *Tectonophysics.* 2002. V. 351. P. 3–39.
42. *Prelevic D., Foley S.F., Romer R., Conticelli S.* Mediterranean tertiary lamproites derived from multiple source components in postcollisional geodynamics // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2008. V. 72. P. 2125–2156.
43. *Ramage A., Wathen A.J.* Iterative solution techniques for the Stokes and Navier-Stokes equations // *Int. J. Numer. Methods. Fluids.* 1994. V. 19. P. 67–83.
44. *Schubert G., Turcotte D.L., Olson P.* Mantle Convection in the Earth and Planets. New York: Cambridge Univ. Press, 2001. 940 p.
45. *Segev A.* Flood basalts, continental breakup and the dispersal of Gondwana: evidence for periodic migration of upwelling mantle flows (plumes) // *From continental extension to collision: Africa-Europe interaction, the Dead Sea Rift and analogue natural laboratories / Cloetingh S.A.P.L., Ben-Avraham Z. (eds). European Geosciences Union, Stephan Mueller Special Publication Series. 2002. V. 2. P. 171–191.*
46. *Sheraton J.W., Cundari A.* Leucitites from Gaussberg, Antarctica // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1980. V. 71. P. 417–427.
47. *Sun Y., Ying J., Zhou X. et al.* Geochemistry of ultrapotassic volcanic rocks in Xiaogulihe NE China: Implications for the role of ancient subducted sediments // *Lithos.* 2014. V. 208–209. P. 53–66.
48. *Tingey R.J., McDougall I., Gleadow J.W.* The age and mode of formation of Gaussberg, Antarctica // *Journal of the Geological Society of Australia.* 1983. V. 30. P. 241–246.
49. *van Wyk de Vries M., Bingham R., Hein A.* A new volcanic province: an inventory of subglacial volcanoes in

- West Antarctica // Geological Society Special Publications. 2018. V. 461(1). P. 231.
50. *Vyalov O.S., Sobolev V.S.* Gaussberg, Antarctica // Internat. Geol. Review. 1959. № 1(7). P. 30–40.
51. *Zhang M., Suddaby P., O'Reilly S.Y. et al.* Nature of the lithospheric mantle beneath the eastern part of the Central Asian fold belt: mantle xenoliths evidence // Tectonophysics. 2000. V. 328. P. 131–156.
52. *Zhong S., Zuber M.T., Moresi L.N., Gurnis M.* Role of temperature-dependent viscosity and surface plates in spherical shell models of mantle convection // Jour. Geophys. Res.: Solid Earth. 2000. V. 105. № B5. P. 11063–11082.
53. *Zou H., Reid M.R., Liu Y. et al.* Constraints on the origin of historic potassic basalts from northeast China by U/Th disequilibrium data // Chem. Geol. 2003. V. 200. P. 189–201.

ORIGIN OF GAUSSBERG VOLCANO WITHIN THE CONTINENTAL MARGIN OF THE ANTARCTIC CONTINENT (PETROGEOCHEMICAL FEATURES AND GEODYNAMIC MODEL)

A. A. Baranov^{a, *}, N. M. Sushchevskaya^{b, **}, L. I. Lobkovsky^c

^a*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^c*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

*e-mail: aabaranov@gmail.com

**e-mail: nadsus@gmail.com

On the coast of East Antarctica, in the area of 89 degrees east longitude, the Gaussberg volcano was discovered with rare lamproite lavas of Pleistocene age. To explain the origin of this rare volcanism, we calculated the distributions of temperature anomalies and mantle flow velocities for the South Polar Region. Numerical calculations show that the vertical flows of the hot material of the Kerguelen plume flatten closer to the Earth's surface and then the hot material of this plume is transported by subhorizontal currents in the upper mantle to the southeast to the edge of the lithosphere of East Antarctica. This process can cause melting of the edge of the continental lithosphere. The molten material rises to the surface and erupts in our proposed volcanic province of Gaussberg. Based on a detailed analysis of the subglacial relief in this area, it can be assumed that there are other subglacial volcanoes.

Keywords: East Antarctica, Gaussberg volcano, lamproites, mantle plumes, SMEAN 2, Gondwana, Kerguelen