

Мезозойские магматические комплексы архипелага Земля Франца-Иосифа

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Институт геологии и минералогии (ИГиМ) СО РАН, Новосибирск, Россия

³ Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

⁴ Мурманский морской биологический институт (ММБИ) КНЦ РАН, Мурманск, Россия

В геологическом строении архипелага Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) участвуют два мезозойских структурных яруса [Дибнер, 1970], различающиеся по составу осадочных и магматических пород. Первый из них, раннемезозойский, представлен мощными прибрежно-морскими и континентальными отложениями среднего и верхнего триаса, и резко варьирующими по мощности терригенными отложениями юры. Суммарная мощность отложений этого яруса (по разрезам параметрических скважин на островах Хейса и Грэм Белл) превышает 3000 м. Раннемезозойские магматические породы по опубликованным данным радиологического датирования распространены на островах юго-западной части архипелага: Земле Александры, Земле Георга, Брюса, Гукера, Алджера [Столбов, 2002; Dibner, 1998]. Есть данные о наличии вулканитов этого возраста на островах Земля Вильчека, Солсбери, Джексона и Хофмана. В строении второго, позднемеозойского, яруса участвуют в основном раннемеловые вулканиты разнофациальной принадлежности и ассоциирующие с ними незначительные по стратиграфическому объему терригенные осадочные породы континентального генезиса. Общая мощность яруса по некоторым оценкам достигает 600 м. Ярусы разделены стратиграфическим и менее отчетливым структурным несогласиями, трассирующимися по подошве осадочно-вулканогенных отложений неоккома [Дибнер, 1970].

Представление об архипелаге ЗФИ как о единой позднемеозойской трапповой провинции после исследований В.Д. Дибнера в конце пятидесятых - начале семидесятых годов прошлого века прочно укоренилось в литературе. Однако, по результатам наших исследований пяти островов (Земля Александры, Нортбрук, Гукера, Скотт-Келти и Хейса), мезозойские магматические образования архипелага подразделяются на два комплекса: раннемезозойский (юрский) и позднемеозойский (раннемеловой), отличные по вещественному составу вулканитов.

Раннемезозойский магматический комплекс представлен толеитовыми базальтами и долеритами островов Земля Александры, Нортбрук, Гукера и Скотт-Келти. Наиболее полные разрезы этого комплекса находятся на о-ве Земля Александры. В береговых обнажениях залива Дежнева (бухты Северная и Островная) на мысах Добкина, Вышка, Бабушкина, Двойной и Мелехова вулканиты этого комплекса слагают серию из трех субгоризонтально залегающих покровов, общей мощностью 55-65 м. Нижний из них сложен черными плагиоклазовыми миндалекаменными базальтами со столбчатой отдельностью. Видимая мощность этого покрова 7-15 м. Выше располагается средний покров базальтов, часто миндалекаменных, и долеритов (17-20 м) с глыбовой отдельностью. Определение возраста $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом ступенчатого прогрева [Лепезин и др., 2006] по плагиоклазу из этого покрова (N 80° 46.503'; E 47° 42.197') дало значение возраста плато 156,5±7,5 млн лет (рис. 1) [Карякин и Шипилов, 2008]. Венчает разрез покров мелкозернистых долеритов с гигантостолбчатой отдельностью мощностью 15-20 м. Этот покров является маркирующим для раннемезозойских вулканических пород острова. Как правило, им сформированы самые высокие точки рельефа. Однако в ряде мест покров обнажается на уровне моря, тем самым подчеркивая клавишную грабено-горстовую структуру острова, с максимальной амплитудой вертикального перемещения по разломам северо-западного простирания 45-50 м. В обнажении с координатами N 80° 44,832', E 47° 34,503' средний и верхний покровы разделены толщей агломератовых туфобрекчий (мощность 4-6 м), в составе обломков которой преобладают миндалекаменные базальты.

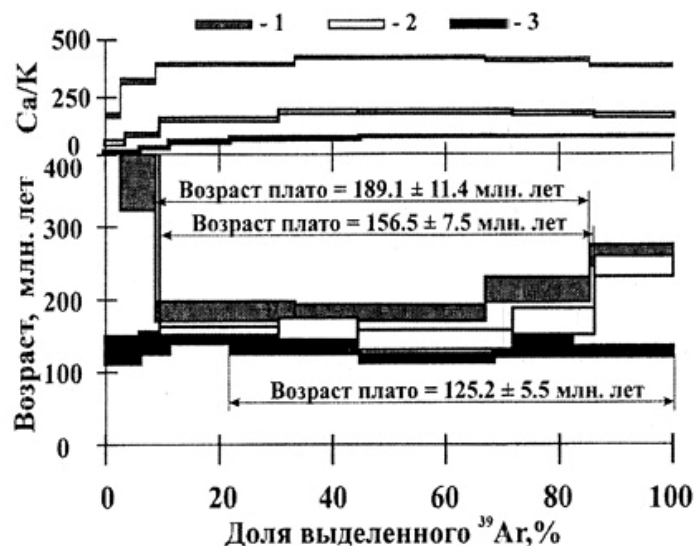


Рис. 1. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастные и Ca/K спектры для плагиоклазов
1 – плагиоклаз из базальта о-ва Гукера; 2 – плагиоклаз из базальта о-ва Земля Александры; 3 – плагиоклаз из долерита дайки «Гряда Аметистовая» о-ва Хейса

Породы раннемезозойского магматического комплекса занимают практически всю центральную, свободную от ледников, часть о-ва Земля Александры и прослежены нами на площади свыше 200 км. На юго-западе они скрыты под куполом ледника Лунный, а на северо-востоке граничат по разлому (сбросу) с вулканическими образованиями позднемезозойского магматического комплекса. Разлом, названный нами «Нагурским», хорошо дешифрируется на космическом снимке острова и проявлен на поверхности зоной трещиноватости, шириной около 200 м. Он протягивается от бухты Отмелая в юго-восточном направлении через пограничную заставу «Нагурское» на расстояние не менее 20 км, скрываясь под ледником Кропоткина на п-ове Полярных летчиков.

По составу вулканыты раннемезозойского комплекса варьируют от гиперстен- до оливин-нормативных, с некоторым преобладанием последних. Для них характерны умеренные содержания TiO_2 (1,51-2,25 вес.%), а также устойчиво низкие концентрации Y (26-37 г/т), Zr (98-156 г/т) и Nb (5,5-10 г/т). Отношения Zr/Y и Y/Nb меняются в пределах 3,62-4,51 и 3,41-4,73, соответственно. Такими же характеристиками обладают базальтовые покровы о-вов Нортбрук, Гукера и Скотт-Келти. По плагиоклазам из базальтов о-ва Гукера (N 80° 20,402'; E 52° 46,429') получено значение $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста плато 189,1±11,4 млн. лет (рис. 1) [Карякин и Шипилов, 2008].

Позднемезозойский магматический комплекс представлен в нашей коллекции покровами и штоками базальтов о-ва Земля Александры, а также дайками и силлами толеитовых долеритов о-ва Хейса [Карякин и др., 2008]. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст плато по плагиоклазу дайки «Гряда Аметистовая» (рис. 1) [Карякин и Шипилов, 2008] определен как баррем-аптский (125,2±5,5 млн. лет), что согласуется с опубликованными ранее возрастными данными дайки «Сквозная» и одного из силлов острова [Столбов, 2002]. На о-ве Земля Александры позднемезозойские вулканыты обнажены в северо-восточной его части, в основном в районе мыса Нагурского, где формируют серию из двух-четырех маломощных (1,5-2 м) покровов базальтов с хорошо выраженной мелко столбчатой отдельностью. Кроме базальтов, в этой части острова (побережье бухты Зверобоев) нами обнаружены коренные выходы серых туфов, содержащих мелкие обломки базальтов (N 80° 49.040'; E 47° 50.849') и фрагмент отпрепарированного ледниками палеовулканического аппарата (N 80° 48.188'; E 48° 03.853'), центр которого выполнен вулканическим песком и шлаками, периферия - вулканическими бомбами. Юго-западной границей распространения позднемезозойских вулканических пород острова служит, как было сказано выше, Нагурский разлом.

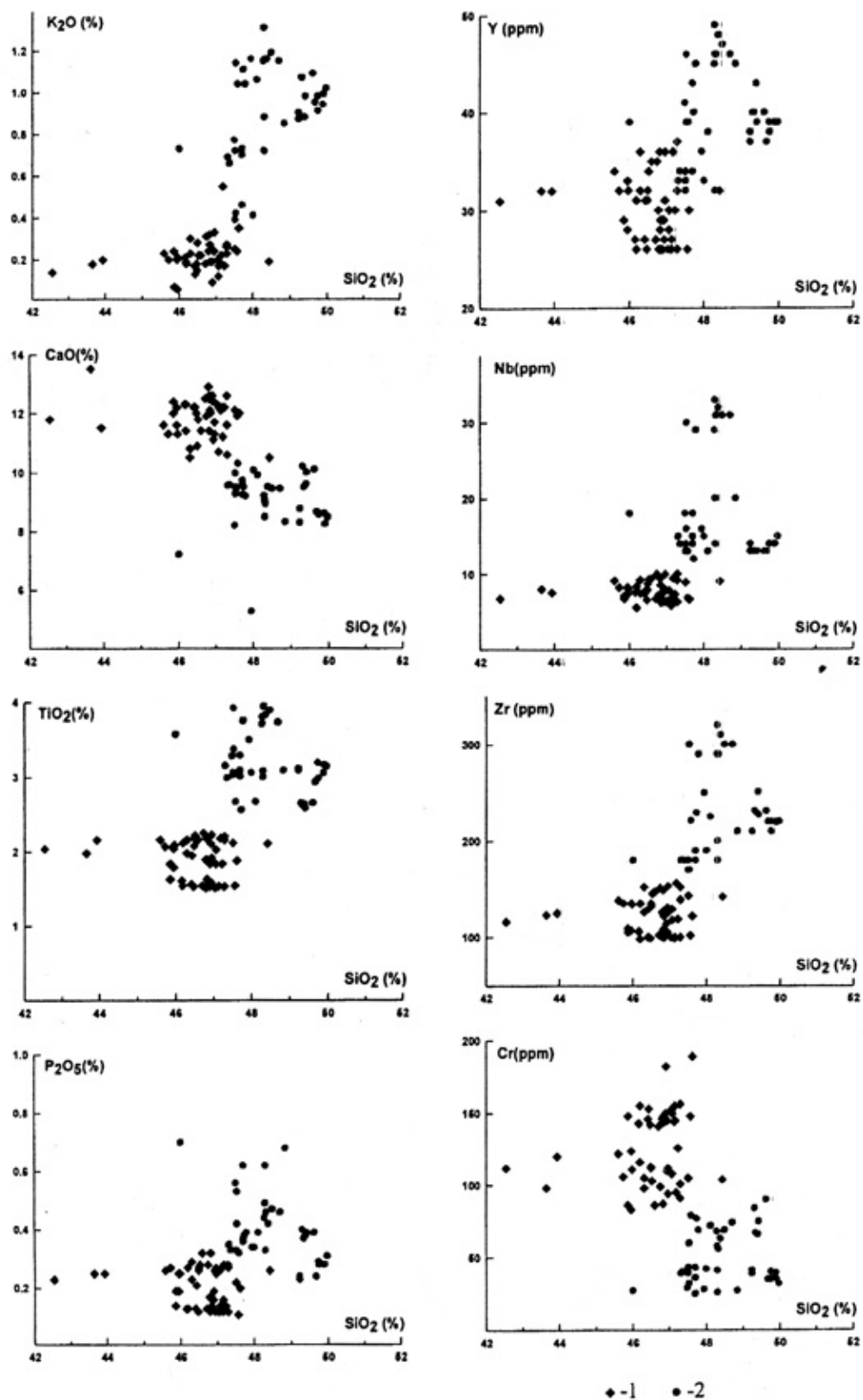


Рис. 2. Диаграммы Харкера для базальтов раннемезозойского (1) и поздне-мезозойского (2) магматических комплексов ЗФИ

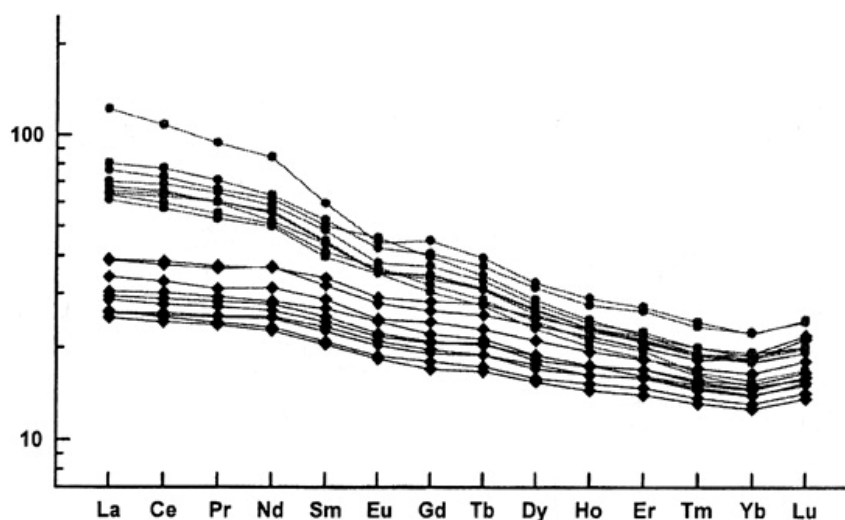


Рис. 3. Спектры редкоземельных элементов базальтов мезозойских магматических комплексов ЗФИ. Условные обозначения см. на рис. 2

В отличие от раннемезозойских, в позднемезозойских вулканитах концентрации TiO_2 достигают величин 2,56-3,94 вес.%, P_2O_5 - 0,23-0,70 вес.%, Y - 32-49 г/т, Zr - 170-320 г/т, Nb - 12-33 г/т. Отношение Zr/Y меняется в них от 4,35 до 6,94 (среднее 5,66), а Y/Nb - от 1,48 до 3,33 (среднее 2,40).

Различия вещественного состава пород, составляющих ранне- и позднемезозойский магматический комплексы, отчетливо видны на диаграммах Харкера, построенных для наиболее информативных порообразующих оксидов и редких элементов (рис. 2). Также отчетливо комплексы различаются по содержанию редкоземельных элементов (рис. 3), особенно по концентрациям легких REE. В долеритах даек «Гряда Аметистовая» и «Сквозная» (о-в Хейса) проявлена незначительная отрицательная европиевая аномалия, которая пока не выявлена в породах раннемезозойского комплекса.

Расчетное моделирование физико-химических параметров магматических систем, проведенное на основе данных по составам расплавных включений в плагиоклазах и пироксенах раннемезозойского магматического комплекса, показало, что эти параметры сходны для базальтов разных островов архипелага ЗФИ. Для базальтов о-ва Земля Александры вычисленная глубина генерации первичных расплавов составляет 75-100 км, а температура магмогенерации 1450-1550 °C [Симонов и др., 2008]. С этими данными практически совпадают соответствующие значения (65-95 км и 1410-1520° C) для базальтов о-ва Гукера [Симонов и др., 2009]. Существенно иные величины глубины и температуры генерации магм (110 км и 1600° C, соответственно) получены для базальтов позднемезозойского магматического комплекса [Симонов и др., 2008].

Такое различие в возрасте, химизме вулканитов на уровне содержаний главных порообразующих оксидов, редких и редкоземельных элементов, составе расплавных включений в минералах, глубине и температуре магмогенерации, определенно говорит о том, что в пределах архипелага ЗФИ развиты два совершенно разных раннемезозойский и позднемезозойский магматических комплексов. Сравнение с магматическими комплексами известных геодинамических обстановок показывает, что по всем вещественным признакам вулканиты раннемезозойского магматического комплекса соответствуют типичным платобазальтам Сибирской платформы [Симонов и др., 2005], а позднемезозойского сходны с плюмовыми вулканитами горячих точек внутриокеанических островов. По тем же признакам континентальные толеитовые базальты архипелага ЗФИ отличаются от базальтов континентальных рифтовых областей, в частности от эталонной Байкало-Монгольской рифтовой системы, где преобладают субщелочные базальты.

Отмеченные черты мезозойского магматизма архипелага ЗФИ являются отражением специфической геодинамической позиции Баренцевоморской пассивной континентальной окраины в юрско-меловое время, которая обусловлена положением ее в области взаимодействия окраинно-континентальных и формирующихся океанических структур [Шипилов, 2004; 2008; Шипилов и др., 2009].

Авторы признательны начальнику пограничной заставы «Нагурское» М.А. Носову за помощь в проведении полевых работ на о-ве Земля Александры в 2006 и 2008 гг.

Работа выполнена в рамках программы ОНЗ РАН № 14 «История формирования бассейна Северного Ледовитого океана и режим современных природных процессов Арктики (по программе Международного полярного года 2007-2008 гг.)», при поддержке: РФФИ (проект № 08-05-00733) и интеграционного проекта СО РАН №6.16.

Литература

1. Дибнер В.Д. Острова Баренцева моря // Геология СССР. Т. XXVI: Острова Советской Арктики: Геологическое описание. М.: Недра, 1970. С. 60-108.
2. Карякин Ю.В., Симонов В.А., Скляр Е.В. и др. Магматические комплексы архипелага Земля Франца-Иосифа // Материалы Международной научной конференции «Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики». М.: ГЕОС, 2008. Вып. 8. С. 160-164.
3. Карякин Ю.В., Шипилов Э.В. Геохимическая характеристика и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст магматических пород архипелага Земля Франца-Иосифа // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: в 2 т. М: ГЕОС, 2008. С. 389-393. (Материалы XLI Тектонич. совещ.; Т. 1).
4. Лепезин Г.Г., Травин А.В., Юдин Д.С. и др. Возраст и термическая история Максютковского метаморфического комплекса (по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данным) // Петрология. 2006. Т. 14, № 1. С. 109-125.
5. Симонов В.А., Ковязин С.В., Васильев Ю.Р., Махони Дж. Физико-химические параметры континентальных и океанических платобазальтовых магматических систем (данные по расплавленным включениям) // Геология и геофизика, 2005. Т. 46, № 9, с. 908-923.
6. Симонов В.А., Карякин Ю.В., Ковязин В.С., Шипилов Э.В. Физико-химические параметры платобазальтового магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа (данные по расплавленным включениям) // Материалы Международного симпозиума «Петрология литосферы и происхождение алмаза». Новосибирск: СО РАН, 2008. С. 223-224.
7. Симонов В.А., Карякин Ю.В., Ковязин В.С., Шипилов Э.В. Особенности фракционирования магматических систем архипелага Земля Франца-Иосифа // Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонического совещания. Том 1, 2009, с. 175-179.
8. Столбов Н.М. К вопросу о возрасте траппового магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа по радиологическим данным // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. Вып. 4. С. 199-202.
9. Шипилов Э.В. К тектоногеодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования // Геотектоника. 2004. № 5. С. 26-52.
10. Шипилов Э.В. Генерации спрединговых впадин и стадии распада вегенеровской Пангеи в геодинамической эволюции Арктического океана // Геотектоника. 2008. № 2. С. 32-54.
11. Шипилов Э.В., Карякин Ю.В. Основные этапы геодинамической эволюции Арктического океана в мезозое и кайнозое // Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонического совещания. Том 1, 2009, с. 311-319.
12. Dibner V.D. Geology of Franz Josef Land. Oslo: Norsk Polarinstitut. Meddelelser, 1998. № 146. 190 p.

Ссылка на статью:



Карякин Ю.В., Ляпунов С.М., Симонов В.А., Скляров Е.В., Травин А.В., Шипилов Э.В.
Мезозойские магматические комплексы архипелага Земля Франца Иосифа. Геология
полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонического совещания. Том 1, 2009, с.
257-263.