ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2020, том 492, № 2, с. 11–15

ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.24:552.3

ВУЛКАНИТЫ И ГРАНИТОИДЫ МЫСА СВЯТОЙ НОС (ВОСТОЧНАЯ АРКТИКА): СОСТАВ, ВОЗРАСТ И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

© 2020 г. А. В. Моисеев[1,*], М. В. Лучицкая[1], член-корреспондент РАН С. Д. Соколов[1]

Поступило 05.02.2020 г.
После доработки 26.03.2020 г.
Принято к публикации 27.03.2020 г.

Впервые получены геохимические и геохронологические (U–Pb SIMS, циркон) данные для вулканитов и туфов вулканогенно-осадочной толщи и прорывающих их гранитоидов мыса Святой Нос Восточной Арктики. Конкордатный U–Pb-возраст базальтов составляет 146 ± 2, гранитоидов – 114 ± 1, 112 ± 1 и 114 ± 2 млн лет, что соответствует поздней юре (титону) и границе апта–альба. Строение разреза, геохимические характеристики вулканитов и туфов, а также сходство с вулканитами Марианской дуги указывают на их формирование в обстановке внутриокеанической зоны субдукции. Полученные данные позволяют предполагать, что вулканогенно-осадочные породы мыса Святой Нос являются продолжением внутриокеанической Кульпольнейской дуги развитой на северо-восточной границе Прото-Арктического (Южно-Анюйского) океанического бассейна в позднеюрское время. Апт-альбские гранитоиды по петрографическому составу и петрогеохимическим характеристикам соответствуют гранитам I-типа. Время их внедрения совпадает с растяжением после завершения коллизии Сибирского континента и микроплиты Чукотка–Арктическая Аляска в результате закрытия Южно-Анюйского бассейна.

Ключевые слова: Восточная Арктика, базальты, гранитоиды, U–Pb-возрасты, циркон, палеореконструкции поздняя юра – ранний мел

DOI: 10.31857/S2686739720060122

Южно-Анюйская сутура (ЮАС) разделяет структуры Новосибирско-Чукотской и Верхояно-Колымской складчатых областей (рис. 1). В геологической истории ЮАС выделяют два основных этапа: океанический – существование Прото-Арктического бассейна в позднем палеозое–начале поздней юры и коллизионный – превращение океана в остаточный турбидитовый Южно-Анюйский бассейн и формирование покровно-складчатой системы в готериве–барреме в результате столкновения Сибири и Чукотки [6, 7, 10].

В контексте данной статьи наиболее интересным является позднеюрско-раннемеловой этап. В это время по обе стороны Южно-Анюйского бассейна происходило поглощение океанической коры бассейна в зонах субдукции. Юго-западная граница (в современных координатах) маркировалась Олойским вулканическим поясом, причем наличие тектонопары вулканический пояс–аккреционная призма указывает на южное погру-

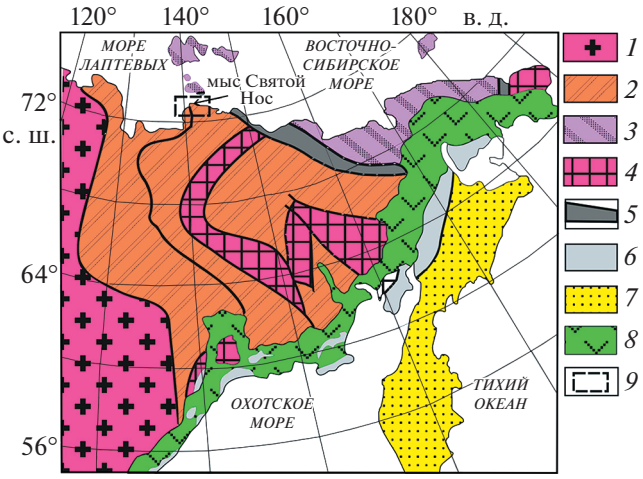

Рис. 1. Тектоническая схема Северо-Востока Азии по [Соколов и др. 2015]. *1* – Сибирский кратон; *2* – палеозойско-мезозойские комплексы Верхояно-Колымской складчатой области; *3* – палеозойско-мезозойские комплексы Новосибирско-Чукотской складчатой области; *4* – кратонные террейны; *5* – Южно-Анюйская сутура; *6* – Западно-Корякская складчатая область; *7* – Корякско-Камчатская складчатая область; *8* – Охотско-Чукотский вулканический пояс; *9* – район работ.

[1]*Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия*
**E-mail: moartem@yandex.ru*

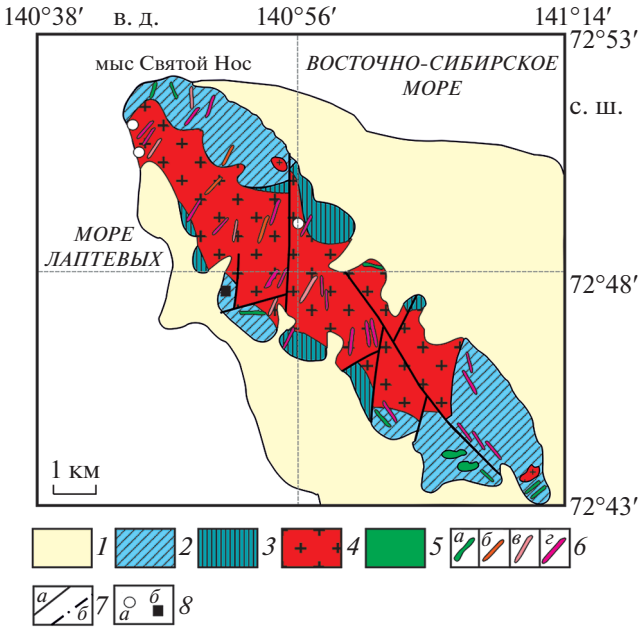

Рис. 2. Геологическая карта района мыса Святой Нос, (по данным [12], с изменениями и дополнениями) *1* – неоген-четвертичные отложения; *2, 3* – верхнеюрские (волжские) отложения: *2* – андезиты, базальты, их туфы с прослоями алевролитов, аргиллитов, редко песчаников, *3* – песчаники, алевролиты, аргиллиты; *4* – гранодиориты; *5* – тела диоритовых порфиритов: *6* – дайки: *а* – раннемеловых диоритовых порфиритов, *б* – раннемеловых гранодиорит-порфиров, *в* – позднемеловых кварцевых порфиров, *г* – позднемеловых гранит-порфиров; *7* – разломы: *а* – достоверные, *б* – предполагаемые; *8* – точки опробования на U–Pb датирование: *а* – гранитов; *б* – вулканитов

жение зоны субдукции под структуры активной окраины Сибирского континента [10]. На северо-восточной границе выделяют Кульпольнейскую (или Нутесинскую) дугу [6, 10, 11]. В настоящее время большинство исследователей считает, что Кульпольнейская дуга являлась внутриокеанической, однако вопрос о ее полярности трактуется различно [10, 13].

Существующие палеореконструкции рассматривают вулканические породы мыса Святой Нос (северо-западная часть Верхояно-Колымской складчатой области) как часть позднеюрской–раннемеловой Святоносско-Олойской островодужной системы, расположенной на окраине Сибирского континента [6, 7]. Однако существует точка зрения, согласно которой вулканические породы мыса Святой Нос могут являться северным продолжением Кульпольнейской дуги [9]. Верхний возрастной рубеж Святоносской и Кульпольнейской дуг остается неясным, что затрудняет их сопоставление, а также временные и пространственные соотношения с Олойским вулканическим поясом.

Полученные новые геохронологические и геохимические данные для вулканогенных образований и прорывающих их гранитоидов мыса Святой Нос позволяют более детально реконструировать конвергентную границу Сибирского континента, Южно-Анюйского бассейна и Чукотского микроконтинента.

На мысу Святой Нос среди кайнозойских отложений Приморской низменности обнажаются вулканические, вулканогенно-осадочные и терригенные образования, интрудированные гранитоидами Святоносского массива (рис. 2). Возраст, мощности отложений и характер контактов остаются предметом дискуссий. Терригенные породы выделяют в верхнеюрскую толщу или включают в состав вулканогенно-осадочной толщи, при этом возраст пород принят на основании их сопоставления с терригенными разрезами смежных южных регионов, охарактеризованных фауной верхней юры (оксфорда, кимериджа, волжского яруса) [3, 5, 12]. Возраст вулканогенных образований трактуется как позднеюрский или раннемеловой. В последнем случае они сопоставляются с вулканитами смежных районов, которые с несогласием перекрывают терригенные породы с фауной верхней юры [4, 5]. Среди данных K–Ar-абсолютного датирования (вал) вулканитов имеются как позднеюрские, так и меловые оценки возраста: 148–157 и 115, 89 млн лет [2, 8].

В результате полевых работ 2018 г. на мысе Святой Нос установлено, что терригенные породы не образуют относительно мощных толщ; отмечаются отдельные горизонты алевролитов, содержащие тонкие прослои пирокластического материала, либо сами алевролиты в виде прослоев присутствуют среди вулканических пород. Вулканогенные породы образуют толщу видимой мощности до 500 м и представлены базальтами, андезибазальтами, андезитами, их туфами и вулканогенно-осадочными породами.

Возраст гранитоидов Святоносского массива, которые прорывают вулканиты основного–среднего состава, считается раннемеловым на основании K–Ar-геохронологических (вал) данных [12].

Нами было выполнено изотопное U–Pb-датирование с помощью акцессорного циркона из базальтов (1 проба) и гранитоидов Святоносского массива (3 пробы).

U–Pb-датирование циркона осуществлялось на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ФГУП “ВСЕГЕИ”. Измерения изотопных отношений U и Pb проводились по традиционной методике, принятой в ЦИИ и изложенной в [15].

Циркон из базальтов обладает длиннопризматическим габитусом (50–100 мкм; $K_{удл}$ = 1.1–2.0), хорошо выраженной осциляторной зональностью. В его кристаллах не обнаружены унаследо-

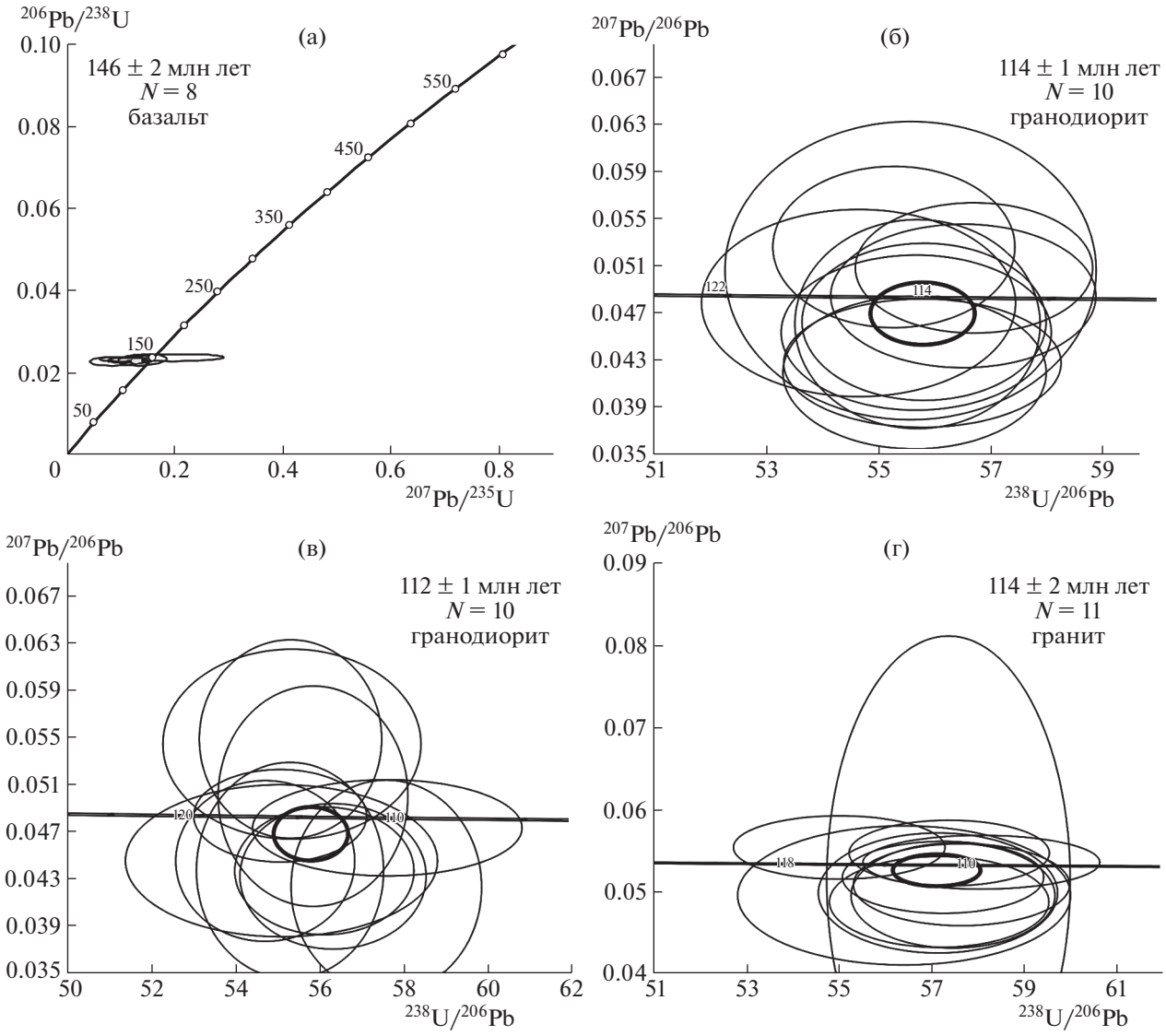

Рис. 3. Диаграммы с конкордией для цирконов из базальтов (а) и гранитоидов (б–г) мыса Святой Нос.

ванные ядра. Величина Th/U-отношения изменяется от 0.30 до 0.66, что свойственно магматическому циркону.

Конкордатный возраст (СКВО = 2.4) по 8 точкам составляет 146 ± 2 млн лет (рис. 3а), что соответствует поздней юре (титону).

Кристаллы циркона из гранодиоритов и гранитов Святоносского массива также обладают коротко- и длиннопризматическим габитусом, их размеры изменяются от 150 до 400 мкм ($K_{удл}$ = = 1.3–4.0). Кристаллы циркона проявляют очень хорошо выраженную тонкую осциляторную зональность. В них не наблюдались унаследованные ядра. Величина Th/U-отношения изменяется от 0.30 до 0.65. Все перечисленное свидетельствует о магматическом генезисе циркона.

Конкордатные возрасты (СКВО = 2.4; 3.5; 0.96), рассчитанные для трех образцов гранитоидов составляют 114 ± 1, 112 ± 1 и 114 ± 2 млн лет (рис. 3б–3г). Эти оценки возраста соответствуют границе между аптом и альбом.

Вулканиты по соотношению кремнезема и щелочей соответствуют базальтам, андезибазальтам, реже андезитам. Все породы отличаются низкими содержаниями TiO_2 (от 0.9 до 1.4 мас.%). Распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) умеренно фракционированы (рис. 4а) за счет обогащения легкими РЗЭ (La/Yb = 2.2–4.6). Спайдерграммы редких элементов характеризуются обогащением крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных и отрицательными минимумами Nb, Ta, P, Ti (рис. 4б), что свойственно породам надсубдукционного ге-

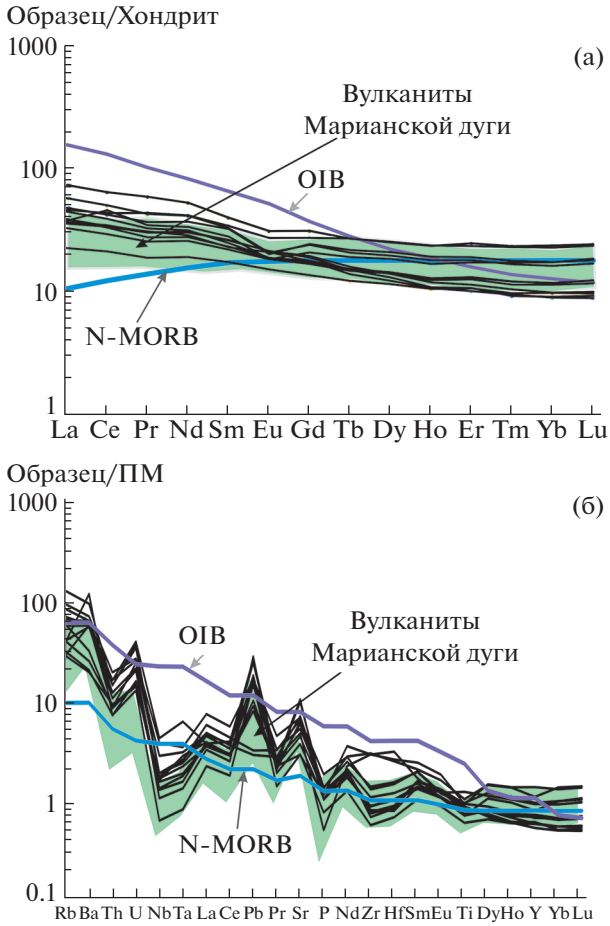

Рис. 4. Хондрит-нормализованные распределения РЗЭ (а) и спайдерграммы редких элементов, нормированных на состав примитивной мантии (б) для базальтов мыса Святой Нос. Вулканиты Марианской дуги по [14].

незиса. В целом распределения РЗЭ, спайдерграммы и отношения Sc/Ni, La/Yb, Th/Yb, Nb/Yb для всей серии вулканитов очень сходны с вулканитами внутриокеанической Марианской дуги [14] (рис. 4).

Гранитоиды Святоносского массива апт-альбского возраста (115–112 млн лет) по наличию в их составе биотита и амфибола и петрогеохимическим характеристикам соответствуют гранитам I-типа; они являются магнезиальными, известково-щелочными и щелочно-известковыми, метаглиноземистыми и умеренно-глиноземистыми образованиями. Время их внедрения (апт-альб) совпадает со сменой режима коллизионного сжатия на постколлизионное растяжение в тектонической эволюции арктической окраины Чукотки и с апт-альбским этапом растяжения в пределах прилегающих к ней шельфах морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского [1].

Таким образом, на мысе Святой Нос реконструируется вулканогенно-осадочная толща позднеюрского (титонского) возраста, в которой преобладают вулканиты основного состава и их туфы. Собственно терригенные комплексы отсутствуют, а отдельные горизонты обломочных пород среди вулканогенных содержат синхронный пирокластический материал.

Строение разреза, геохимические характеристики вулканитов и туфов, а также сходство с вулканитами Марианской дуги указывают на их формирование в обстановке внутриокеанической зоны субдукции. Полученные геохронологические и геохимические данные согласуются с предположением, что вулканогенно-осадочные породы мыса Святого Носа могут являться продолжением внутриокеанической Кульпольнейской дуги [9], которая развивалась на северо-восточной границе Южно-Анюйского океанического бассейна в позднеюрское время.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Полевые и аналитические работы выполнены по проекту РНФ № 18–77–10073, базовое финансирование сотрудников за счет субсидии. Сравнение с Южно-Анюйской сутурой выполнено по гранту РФФИ (№ 18–05–70061).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арктический бассейн. Геология и морфология / Под ред. В.Д. Каминский. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2017. 291 с.
2. *Аулов Б.Н., Иваненко Г.В., Поташева М.Н. и др.* Отчет о космофотогеологическом картировании масштаба 1 : 500 000 на площади листов Т-54-В, Г; Т-55-В; Т-56-В, Г; Т-57-В, Г; S-53-А-Г; S-54-А-Г; S-55-А, Б; S-56-А, Б. 1991.
3. *Вольнов Д.А., Лопатин Б.Г., Сороков Д.С. и др.* Государственная геологическая карта ССС м-ба 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист S-53-55 – Новосибирские острова. Объяснительная записка. Спб.: ВСЕГЕИ. 1999, 208 с.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации, м-б 1 : 1000000. Серия Лаптево-Сибироморская. Листы S-54 – о. Столбовой, S-54 – Ляховский о-ва. Объяснительная записка. Составители: Бургуто А.Г., Дорофеев В.К., Рекант П.В., Шкарубо С.И. и др. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 300 с.
5. Государственная геологическая карта ССС м-ба 1 : 200 000. Серия Новосибирские о-ва. Листы S-53-XVI, XVII, XXII, XXIII; S-54-XIV, XV, XVII; S-54-XXIII, XXIV; S-54-XXVII, XXVIII; S-54-XXIX, XXX. Объяснительная записка. Составители: А.И. Самусин, К.Н. Белоусов. Ред. А.М. Иванова. М.: ВСЕГЕИ, 1982. 130 с.
6. *Натальин Б.А.* Раннемезозойские эвгеосинклинальные системы в северной части Циркум-Пацифики. М.: Наука, 1984. 136 с.

7. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Востока Азии. Новосибирск, 1984. 192 с.
8. *Прохорова С.М., Иванов О.А.* Оловоносные гранитоиды Яно-Индигирской низменности и связанные с ними россыпи. Л.: Недра, 1973. 232 с.
9. *Соколов С.Д.* Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
10. *Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Лейер П.* Тектоника Южно-Анюйской сутуры (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2015. № 1. С. 5–30.
11. Тектоника континентальных окраин Северо-Запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 285 с.
12. *Узюнкоян А.М., Лискевич Л.Б., Фатхулин И.А. и др.* Отчет о результатах геологосъемочных работ (аэрофотогеологическое картирование) в масштабе 1 : 200000 в Чохуро-Чокурдахской оловоносной зоне в 1976–1978 гг. на территориях листов R-54-II, IV; IX, X; S-54-XXVII, XXVIII; XXXII, XXXIV. 1979.
13. *Amato J.M., Toro J., Akinin V.V., Hampton B.A., Salnikov S., Tuchkova M.* Tectonic Evolution of the Mesozoic South Anyui Suture Zone, Eastern Russia: A Critical Component of Paleogeographic Reconstructions of the Arctic Region // Geosphere. 2015. V. 11. № 5. P. 1–34.
14. *Elliot T., Plank T., Zindler A., White W., Bourdon B.* Element Transport Form Slab Volcanic Front at the Mariana Arc // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. № B 7. P. 14991–15019.
15. *Williams I.S.* U–Th–Pb Geochronology by Ion Microprobe / M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley (eds.) Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes // Rev. Econ. Geol. 1998. V. 7. P. 1–35.

NEW GEOCHEMICAL AND GEOCHRONOLOGICAL DATA FOR VOLCANIC ROCKS AND GRANITOIDS FROM CAPE SVYATOY NOS (EASTERN ARCTIC) IN THE LIGHT OF PALEOTECTONIC RECONSTRUCTIONS

A. V. Moiseev[a,#], M. V. Luchitskaya[a], and Corresponding Member of the RAS S. D. Sokolov[a]

[a] *Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: moartem@yandex.ru*

First geochemical and geochronological (U-Pb SIMS, zircon) data are obtained for volcanic rocks and tuffs of volcanic-sedimentary sequence and intruding them granitoids from Cape Svyatoy Nos of Eastern Arctic. Concordant U-Pb age of basalts is 146 ± 2, of granitoids, 114 ± 1, 112 ± 1, and 114 ± 2 Ma, corresponding to Late Jurassic (Tithonian) and Aptian-Albian boundary. The structure of the sequence, geochemical features of volcanic rocks and tuffs, and similarity to volcanic rocks of Mariana arc indicate their formation in intraoceanic subduction setting. Obtained data allow to suggest that volcanic-sedimentary rocks of Cape Svyatoy Nos are continuation of intraoceanic Kul'pol'ney arc, located on the northeastern convergent border of the Proto-Arctic (South Anyui) oceanic basin in the late Jurassic. Aptian-Albian granitoids are referred to I-type granites on the basis of their petrography and geochemical features. Their intrusion coincides with extension after collision of Siberian continent and Chukotka-Arctic Alaska microplate as a result of South-Anyui basin closure.

Keywords: East Arctic, basalts, granitoids, U-Pb zircon ages, paleoreconstructions, Late Jurassic – Early Cretaceous