

УДК 552.233.4(470.117-13)

## ЛАМПРОФИРЫ ЮЖНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ НОВОЙ ЗЕМЛИ: СОСТАВ, ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ОПРЕДЕЛЕНИЮ ВОЗРАСТА

Е.А. Кораго<sup>1</sup>, Н.М. Столбов<sup>1</sup>, М.Ю. Бурнаева<sup>1</sup>, И.М. Васильева<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов  
Мирового океана им. И.С. Грамберга, 190121, Санкт-Петербург, Английский просп., 1, Россия

<sup>2</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия

Архипелаг Новая Земля — это раннекиммерийское складчатое сооружение, расположенное на северной периферии Урало-Монгольского складчатого пояса. Геологическое развитие архипелага хорошо изучено и служит репером для интерполяции его особенностей на шельф окружающих акваторий, осадочный чехол которых вмещает крупные скопления углеводородного сырья. Кроме стратифицированного разреза существенно осадочных толщ, интересны для изучения магматические образования, четко маркирующие тектонические события геологической истории архипелага. В свете последнего важно возрастное датирование этих образований. На сегодняшний день возраст некоторых магматических комплексов архипелага остается дискуссионным. Объектом исследования данной публикации является лампрофировый комплекс крайнего юга Новой Земли, который до последнего времени датировался позднепротерозойским или позднепротерозойско-раннепалеозойским(?) возрастом. Полученные нами результаты по U-Pb возрасту апатитов, содержащихся в породах комплекса, подтверждают девонский возраст лампрофиров, а время внедрения оценивается, по приведенным в статье данным, в интервале от 360 до 398 млн лет, что позволяет их связывать с рифтогенными процессами на Новой Земле, начавшимися во второй половине раннего девона, когда этап недолгого стабильного карбонатного осадконакопления (в первой половине девонского периода) сменился заложением новой структурно-формационной зональности.

*Магматизм, раховский комплекс, лампрофиры, абсолютный возраст, Новая Земля*

## LAMPROPHYRES OF THE SOUTHERN COAST OF NOVAYA ZEMLYA: COMPOSITION, TECTONOMAGMATIC POSITION AND NEW AGE DATA

E.A. Korago, N.M. Stolbov, M.Yu. Burnaeva, I.M. Vasil'eva

The Novaya Zemlya archipelago is an early Cimmerian folded structure located on the northern periphery of the Ural–Mongolian Fold Belt. The geological development of the archipelago is well-studied and serves as a benchmark for interpolating its features to the shelf of the surrounding water areas, whose sedimentary cover contains large accumulations of hydrocarbon raw materials. In addition to the stratified section of essentially sedimentary strata, it is of interest to study igneous formations that clearly mark tectonic events in the geological history of the archipelago. In the light of the latter, the age of these formations remains important. The age of some magmatic complexes of the archipelago remains debatable. This paper touches upon a lamprophyre complex in the extreme south of Novaya Zemlya, which until recently has been dated to the late Proterozoic or late Proterozoic–early Paleozoic (?). The results obtained for the U–Pb age of apatites contained in the rocks of this complex confirm the Devonian age of lamprophyres, and it is suggested by estimates based on the presented data that the emplacement time lies in a range from 360 to 398 Ma. This means that they can be associated with rifting processes on Novaya Zemlya since the second half of the Early Devonian, when the stage of short-term stable carbonate sedimentation (in the first half of the Devonian period) was replaced by the initiation of a new structural-formational zonal sequence.

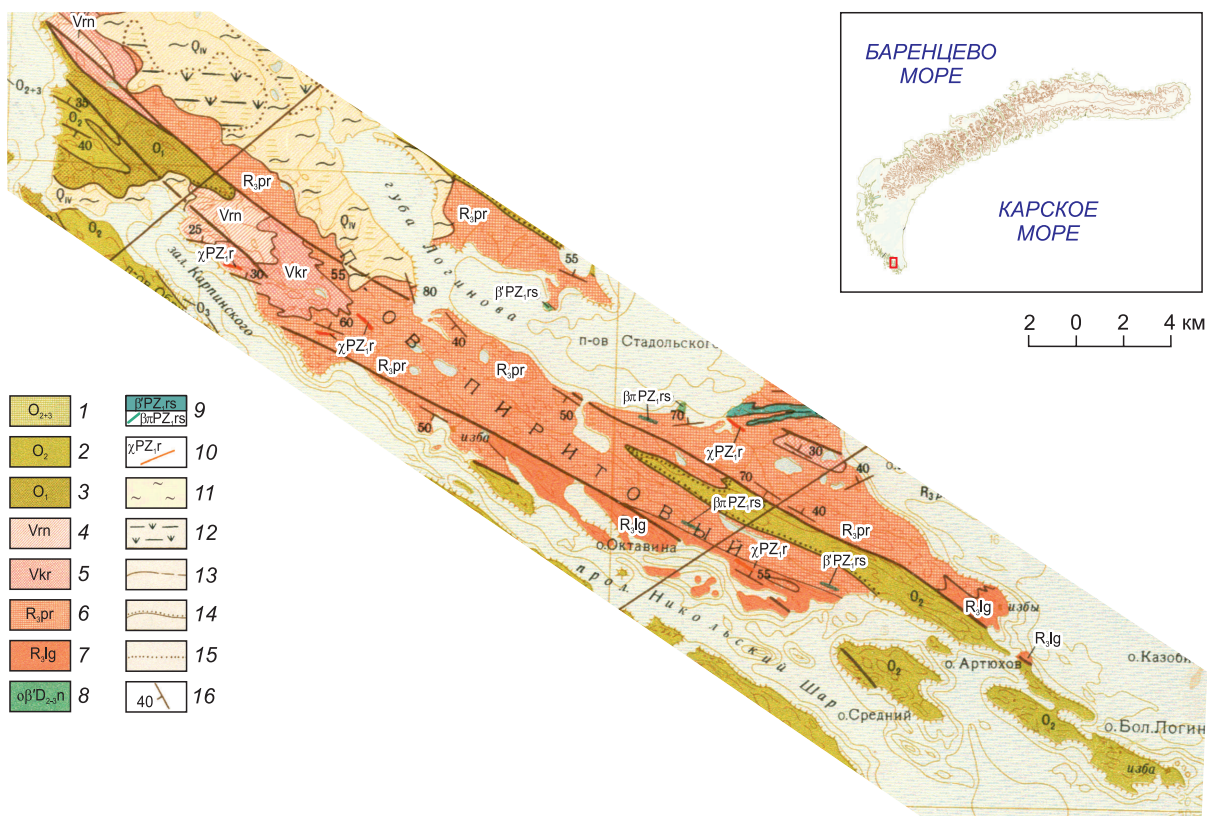
*Magmatism, Rakhov complex, lamprophyres, absolute age, Novaya Zemlya*

### ВВЕДЕНИЕ

В современном структурном плане архипелаг Новая Земля представляет собой альпийский ороген, разделяющий акватории Баренцева и Карского морей. В геологическом отношении это раннекиммерийское складчатое сооружение, расположенное на северной периферии Урало-Монгольского складчатого пояса. Хорошо изученная в геологическом отношении Новая Земля является прекрасным репером для интерполяции особенностей ее позднепротерозойско-фанерозойского геологического развития на

© Кораго Е.А., Столбов Н.М., Бурнаева М.Ю., Васильева И.М., 2023

✉ e-mail: burnaevam@mail.ru



**Рис. 1. Фрагмент геологической карты п-ова Пиритовый (арх. Новая Земля).**

1—3 — ордовикская система: 1 — средний и верхний отделы; известняки, доломиты, песчаники, алевролиты, известково-глинистые сланцы; 2 — средний отдел; известняки, доломиты, песчаники, алевролиты; 3 — нижний отдел; известняки, песчаники, доломиты, алевролиты, глинистые сланцы, конгломераты; 4, 5 — венд: 4 — рейнекская толща; филлиты, редко алевролиты и песчаники; 5 — кривенерская толща; песчаники, реже филлиты, алевролиты; 6, 7 — рифей: 6 — пиритовская толща; филлиты, редко песчаники, 7 — логиновская толща; песчаники, редко алевролиты, филлиты, гравелиты; 8 — среднепозднедевонские интрузии: нехатовский комплекс, диабазы оливиновые; 9, 10 — раннепалеозойские (?) интрузии: 9 — русановский комплекс; диабазы, габбро-диабазы ( $\nu\beta$ ), базальтовые порфириты и их дайки, 10 — раховский комплекс; мончикиты; 11, 12 — генетические типы четвертичных отложений: 11 — морские, 12 — озерно-болотные; 13 — границы между разновозрастными образованиями (достоверные и предполагаемые); 14 — границы несогласного залегания разновозрастных образований (достоверные); 15 — границы фациальных и литологических подразделений одного и того же возраста; 16 — угол падения пластов (град).

шельф окружающих акваторий. Это имеет большое прикладное значение, так как осадочный чехол этих акваторий вмещает крупные скопления углеводородного сырья.

Помимо представительного разреза стратифицированных существенно осадочных толщ [Каленич и др., 2004], определенный интерес представляют магматические образования, которые, хоть и занимают не более 5 % ее территории, но являются нередко четкими индикаторами переломных тектонических событий в истории архипелага, поэтому в первую очередь важно их возрастное датирование. Вместе с тем возраст ряда магматических комплексов, в силу различных причин, остается дискуссионным.

Объектом исследования данной публикации является щелочно-ультраосновной лампрофировый комплекс крайнего юга Новой Земли, который до последнего времени датировался позднепротерозойским либо позднепротерозойско-раннепалеозойским (?) возрастом [Кораго и др., 1992, 2022; Кораго, Тимофеева, 2005]. В лампрофирах присутствуют мегакристы апатита, которым раньше не уделялось должного внимания, в данной работе они были отобраны для определения радиологического возраста.

#### ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЛАМПРОФИРОВ РАХОВСКОГО КОМПЛЕКСА ЮГА НОВОЙ ЗЕМЛИ

Лампрофировый комплекс малых интрузий впервые выделен Г.Н. Ковалевой и Е.А. Кораго при полевых работах 1980 г. и описан в работе [Кораго и др., 1982]. Он назван раховским по одноименной горе на п-ове Пиритовый (юг Новой Земли, район пролива Карские Ворота). Это название дано не совсем удачно, поскольку на самой горе Рахова обнажаются габбро-долериты другого — русановского — комплекса.

Раховский комплекс представлен лампрофировыми и пикритоподобными породами, распространенными только на юго-западном побережье п-ова Пиритовый (рис. 1). В конце 80-х годов XX в. эти породы изучались сотрудниками НПО «Аэрогеология» (г. Москва), проводившими комплексное фотогеологическое картирование (КФГК) Новой Земли с наземной заверкой отдельных ее площадей, а в 2004 г. Е.А. Кораго и Н.М. Столбовым были отобраны образцы каменного материала для дополнительных лабораторных исследований.

Породы комплекса приурочены к разрывам северо-западного простирания. Группой В.В. Афанасьева («Аэрогеология», г. Москва, неопуб. данные) было обнаружено до 30 даек. В ряде обнажений наблюдались контакты тел с вмещающими толщами, где дайки под прямым углом рассекают метатерригенные верхнепротерозойские отложения, которые слагают ядро Пайхойско-Вайгачско-Южноновоземельского антиклинория. Тела прослеживаются на 3—4 км при мощности от 0.2—2.0 до 10.0 м. Контактных изменений визуально обычно не наблюдалось, реже они выражены слабой фенитизацией.

### ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЛАМПРОФИРОВ ЮГА НОВОЙ ЗЕМЛИ

По структурным особенностям среди лампрофиров выделяются тонкокристаллические и порфиновые разности. Первые, по В.В. Афанасьеву (устное сообщение), представляют собой интенсивно измененные породы существенно карбонатного состава. Редкие вкрапленники представлены серпентинизированным и карбонатизированным оливином, биотитом и мелилитом (?), а мезостазис — хлорит-карбонатный с включением зерен апатита, сфена, сульфидов, изредка нефелина (?).

Среди порфировых разностей распространены крупно- и гигантопорфировые с такситовой текстурой. В дайках гигантопорфировых лампрофиров иногда отмечается слабо выраженное зональное строение, проявленное в увеличении размеров вкрапленников в направлении к зальбандам. По простиранию тел часто наблюдается резкое изменение состава пород — амфиболовые разности сменяются слюдястыми, а затем разностями с повышенным содержанием титаномагнетита. Минеральный состав и зернистость, как правило, значительно меняются и по падению даек. В породах присутствуют миндалины и включения ксенолитов. В береговых обрывах центральной части южного побережья п-ова Пиритовый В.В. Афанасьевым выявлено дайкообразное тело эруптивных брекчий с обломками основного—ультраосновного состава размером до 30 см.

Таким образом, всем породам раховского комплекса свойственны значительные вариации минерального и химического состава, порфировое строение. Фенокристы занимают до 10—20 % объема породы, имеют размеры до 2 см и изредка более, представлены преимущественно амфиболом, биотитом, клинопироксеном либо измененным оливином. Для фенокристов характерен достаточно свежий облик, резко контрастирующий с обычно сильно измененной хлоритизированной и карбонатизированной основной массой, содержащей мелкую вкрапленность рудного минерала (титаномагнетита), пластиночки бурой слюды и единичные зерна разложенного анальцима (?).

Лампрофиры отнесены к группе мончикитов, а по составу вкрапленников среди них выделяются оливиновые, амфиболовые и слюдястые разности.

Дайки *оливиновых мончикитов* немногочисленны. Наряду с измененной основной массой они содержат до 20 % серпентинизированного и карбонатизированного оливина округленно-ромбовидной формы размером 1—2 мм. Основная масса состоит из корродированных пластинок красно-бурой слюды и анальцим-хлорит-карбонатного мезостазиса с обилием зерен апатита, сфена и сульфидов.

*Амфиболовые мончикиты* наиболее распространены. Визуально это плотная тонкозернистая зеленовато-серая порода с незакономерно расположенными фенокристами, количество которых колеблется от 4 до 35 % в разных частях дайки. Во вкрапленниках присутствуют преимущественно амфибол, биотит, реже клинопироксен, нацело карбонатизированный оливин, апатит, магнетит. Размер фенокристов достигает 4—40 мм и даже 12—15 см (амфибол, по длинной оси). Клинопироксен, биотит, амфибол часто зональны и обнаруживают от 2 до 4 резко выраженных зон. Особенность фенокристов — их округленность — «окатанность», что является, вероятно, следствием частичного оплавления зерен магмой в условиях высоких температур при транспортировке. Нередко вкрапленники корродированы. Местами по краю и трещинам фенокристы замещаются гидрослюдисто-карбонатным агрегатом.

Амфибол представлен дощатыми зернами с включениями клинопироксена и титаномагнетита. Наблюдался плеохроизм зерен от медово-желтого с оранжевым оттенком до светло-желтовато-коричневого и желтовато-зеленого, а также от коричневато-зеленого до светло-зеленовато-желтого и соломенно-желтого цветов. Иногда наблюдаются и синеватые тона. Оранжевые оттенки, возможно, указывают на высокие температуры образования этого минерала. По плоскостям спайности местами наблюдалось замещение зерен первичного амфибола на тремолит-актинолит. По данным рентгеноструктурного анализа (ВСЕГЕИ, аналитик Е.П. Буева, 1981 г.), амфибол относится к промежуточной между керсутитом и магнезиогастингситом разновидности кальциевой группы.

Таблица 1. Химический состав (мас. %) минералов из пород лампрофирового комплекса арх. Новая Земля

Минерал	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SrO	F	Cl	SO <sub>3</sub>
Керсутит	39.59 – 43.33 41.26(15)	9.38 – 12.3 11.1(15)	2.63 – 3.3 3.02(15)	8.56 – 15.86 12.59(15)	11.1 – 16.19 13.49(15)	10.31 – 12.85 11.16(15)	2.15 – 3.26 2.64(15)	1.21 – 2.35 1.82(15)	—	—	—	—	—	—	—
Актинолит	54.44 – 57.35 55.78(4)	1.21 – 1.97 1.63(3)	0.38 – 0.83 0.65(3)	5.73 – 8.28 7.04(4)	17.25 – 22.28 19.49(4)	7.54 – 18.72 13.62(4)	0.82 – 2.10 1.50(4)	—	0.23 – 0.23 0.23(1)	—	—	—	—	—	—
Клинопироксен-1	49.98 – 53.18 50.86(15)	2.43 – 6.19 4.18(15)	0.65 – 1.13 0.9(14)	3.13 – 10.85 9.1(15)	11.06 – 16.48 12.33(15)	20.08 – 23.44 21.4(15)	0.57 – 1.74 1.15(15)	—	0.2 – 0.2 0.2(1)	—	0.54 – 0.65 0.59(2)	—	—	—	—
Клинопироксен-2	46.03 – 52.73 50.05(12)	1.2 – 6.01 3.21(12)	0.5 – 2.52 1.3(12)	5.75 – 9.18 7(12)	12.73 – 19.66 14.56(12)	17.31 – 25.62 22.6(12)	0 – 1.3 0.71(9)	—	0.19 – 0.25 0.22(1)	—	0.62 – 1.79(2)	—	—	—	—
Клинопироксен-3	45.9 – 53.61 49.85(7)	1.37 – 10.53 5.44(7)	0 – 0.96 0.56(7)	3.08 – 12.27 8.68(7)	11.46 – 19.71 13.66(7)	11.57 – 22.51 19.26(7)	0.66 – 2.67 1.37(7)	0.44 – 0.44 0.44(1)	0.16 – 0.2 0.18(3)	—	—	—	—	—	—
Апатит	0.19 – 0.28 0.25(4)	—	—	—	—	53.85 – 58.8 55.98(14)	0.52(1)	—	—	36.96 – 42.1 39.86(14)	—	1.45(1)	1.36; 1.76(2)	0.1 – 0.16 0.13(6)	0.45 – 0.6 0.59(8)
Биотит*	37.13	14.72	4.79	18.06	14.00	—	—	8.86	—	0.09	—	—	—	—	—
Альмандин	38.07 – 39.87 38.91(11)	20.1 – 22.14 21.09(11)	0 – 0.25 0.06(4)	21.69 – 26.15 23.6(11)	8.46 – 10.77 9.19(11)	5.64 – 7.4 6.82(11)	—	—	0.4 – 0.65 0.53(11)	—	—	—	—	—	—

Примечание. Над чертой — разброс значений (от — до), под чертой — среднее арифметическое, в скобках — количество проб. Клинопироксен: 1 — внутренние зоны фенокристов, 2 — краевые зоны фенокристов и микролиты, 3 — из ксенолитов. В апатите летучие элементы (исключая хлор) не анализированы, из-за чего сумма компонентов анализа находится в пределах от 94.48 до 98.92. Для биотита приведено среднее из двух составов

Клинопироксен представлен зеленоватым диопсидовым авгитом ( $Ng = 1.715$ ,  $Np = 1.685$ ,  $cNg = 45^\circ$ ). Оптически и по химическому составу минерала выделяется несколько зон. Краевая зона, как правило, более магнизальная, менее железистая и с более высоким содержанием титана. В кайме двух зерен пироксена обнаружен хром (табл. 1).

Вкрапленники погружены в анальцим-хлорит-карбонатный мезостазис, в котором различаются микролиты клинопироксена, таблички биотита, иголки апатита, мелкие зерна сфена, густая вкрапленность метакристаллов магнетита, фрагменты участков, выполненных плагиоклазом. Присутствуют также редкие мелкие (0.2—0.4 мм) зерна альмандина (см. табл. 1). В.В. Афанасьев (устное сообщение) отмечает в составе пород нацело замещенные меллит и нефелин, но диагностических признаков, подтверждающих это определение, не приводит. В мезостазис также включены миндалины карбонатного или хлорит-тремолитового с карбонатом состава и ксенолиты глубоинной породы, предположительно эколгита.

Среди амфиболовых разновидностей нами также была описана дайка гигантокристаллических мончикитов мощностью до 1.5 м, содержащая обособления площадью в несколько сотен см<sup>2</sup>. Эти обособления имеют порфиоровое сложение с овально-изометричными (оплавленными?) ксено?критами рудного минерала до 5 см в поперечнике, а также содержат светло-розовато-серые призматические кристаллы апатита до 2 см по длинной оси. Основная масса породы, слагающей дайку, также сильно изменена и состоит из эпидот-карбонат-хлоритового агрегата с обильной вкрапленностью титаномагнетита и неправильных корродированных пластинок биотита.

По данным химического анализа рудный минерал из обособлений имеет состав (мас. %): Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 36.44, FeO — 23.82, TiO<sub>2</sub> — 31.79, MgO — 2.40, CaO — 0.70, MnO — 0.25 и представляет собой твердый раствор ильменита с гематитом [Корого и др., 1982]. Полуколичественным спектральным анализом в нем установлены: V (до 0.3 %), Ba (0.05 %) и Mo (0.001 %). Подобные ильменит-гематитовые структуры с неограниченной смесимостью типичны для образования в условиях высоких температур, а несколько заниженный параметр кристаллической решетки ильменита «с», определенный рентгеноструктурным анализом, может указывать на кристаллизацию в условиях повышенных давлений. Вышесказанное дает возможность предполагать глубинное происхождение ильменита. Для подтверждения этого предположения было определено содержание в нем гелия (ФТИ АН СССР им. А.Ф. Иоффе)



Таблица 2. Химические составы (мас. %) пород лампрофирового комплекса арх. Новая Земля

Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	П.п.п.	Сумма	H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>		
Мончикиты	слюди- стые	40.25	3.14	9.1	2.68	8.67	0.18	11.02	11.14	0.08	0.11	0.86	0.05	12.95	100.17	0.25	6.7	
		39.8	3.29	10.1	1.84	9.71	0.17	11.38	10.27	0.28	0.09	0.78	0.05	12.2	99.91	0.01	5.78	
		36.8	4.09	8.4	5.84	7.51	0.16	13.2	12.19	0.66	2.2	0.83	0.05	8.63	100.5	0.08	4.97	
	амфи- боло- вые	37.92	2.92	8.8	4.89	7.25	0.21	15.22	11.09	1.18	0.6	1.37	0.05	8.18	99.63	0.12	3.23	
		46.5	2.72	11.4	1.67	9.32	0.12	9.26	6.04	1.59	0.07	0.59	0.05	10.04	99.32	0.09	3.93	
		32.8	3.12	8.3	4.07	11.9	0.3	9.63	14.05	0.14	0.1	0.98	0.05	15.48	100.87	0.27	8.89	
		35.7	3.4	8.8	4.7	7.76	0.18	14.93	13.07	0.6	1.0	1.19	0.05	8.91	100.24	0.06	3.81	
		41.1	3.04	10.5	2.08	9.64	0.17	9.89	9.39	0.42	0.28	0.89	0.05	12.54	99.94	0.14	6.58	
		35.0	2.81	7.6	6.77	8.61	0.25	13.57	13.51	1.25	0.76	1.84	0.16	6.94	99.07	0.22	3.35	
		33.26	4.54	9.27	6.73	8.67	0.35	15.2	10.28	1.44	0.71	2.1	He опр.	7.15	99.7	0.28	He опр.	
		36.51	3.8	9.78	7.1	8.57	0.35	12.88	11.89	1.61	0.65	1.0	»	5.79	99.93	0.3	»	
		33.71	3.4	7.4	7.08	9.48	0.26	13.63	14.46	1.19	0.33	2.32	»	6.58	99.84	He опр.	»	
		оливи- новые	38.73	3.4	9.52	1.75	9.37	0.19	10.6	12.73	0.11	0.5	0.79	»	12.27	99.96	0.34	»
			45.62	3.22	12.07	1.79	9.7	0.17	6.65	7.54	2.75	1.04	0.91	»	8.46	99.92	0.36	»
	42.25		3.12	9.76	1.85	9.37	0.19	8.82	12.21	0.14	0.13	0.79	»	11.37	100	0.36	»	

методикой двухступенчатого отжига. Содержание He в минерале составило 0.00117 см<sup>3</sup>/г, а отношение <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He = 0.00000052, что не противоречит предположению о сохранении в ильмените <sup>4</sup>He мантийного происхождения.

В слюдистых мончикитах в измененном мезостазисе широко распространены вкрапленники биотита. Они имеют таблитчато-лапчатые очертания, достигая по длинной оси нескольких сантиметров. В зернах биотита отчетливо выражен плеохроизм — от светло-розового до коричнево-красного цветов. В составе биотита установлена примесь титана (см. табл. 1), наличием которой можно объяснить оранжевый цвет слюд.

Условно к раховскому лампрофировому комплексу отнесены также и *пикриты*, встреченные в одном месте около горы Рахова в развалах 10 × 15 м<sup>2</sup> среди габбро-долеритов русановского комплекса. Они представляют собой темно-зеленые мелкокристаллические породы петельчатой и пойкилитовой структуры, состоящие из оливина (65—75 %), амфибола (3—5 %), хлорит-актинолитового мезостазиса (15—20 %), рудного минерала (3—5 %) и знаков апатита, а также вторичных минералов — серпентина, хлорита и серицита.

Кроме вышеописанных минералов, в тяжелой фракции протолочных проб лампрофиров обнаружены рутил, корунд, магнетит, хромшпинелид, эпидот, цоизит, пирит.

По минеральному и химическому составам (см. табл. 1, 2) лампрофиры юга Новой Земли относятся к щелочному и умеренно-щелочному рядам фельдшпатоидного семейства. Они характеризуются избытком титана (до 3.0—4.5 % TiO<sub>2</sub>) и фосфора (0.6—2.3 % P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>), что отражается в составах присутствующих минералов. Количество кремнезема составляет 39—46, 33—46 и 37—40 % для оливиновых, амфиболовых и слюдистых разностей соответственно. Низкие содержания кремнезема и значительный разброс в значениях являются следствием как значительного содержания в первичной магме летучих компонентов, так и вторичного изменения пород (потери при прокаливании оцениваются в 6—12 %). Сумма щелочных оксидов колеблется в пределах 0.3 до 3.8, 0.2—2.7 и 0.2—2.9 % в оливиновых, амфиболовых и слюдистых мончикитах соответственно. Максимальные установленные содержания для Na<sub>2</sub>O — 2.75 % (оливиновый мончикит), для K<sub>2</sub>O — 2.2 % (слюдистый мончикит).

### СВЕДЕНИЯ О ВОЗРАСТЕ ЛАМПРОФИРОВ

Возраст лампрофиров раховского комплекса ранее определялся на основе активных контактов даек с отложениями верхнего протерозоя и отсутствием их тел среди палеозойских (ордовикских) пород, перекрывающих докембрийские толщи с угловым и азимутальным несогласием, которое фиксирует проявление позднебайкальской фазы орогенеза [Ковалева и др., 1984]. В.В. Афанасьевым (устное сообщение) отмечен единичный случай прорывания дайкой биотитовых лампрофиров пород ордовикского возраста. Нами на п-ове Пиритовый наблюдались секущие контакты дайки амфиболовых мончикитов с sillом габбро-долеритов русановского комплекса.

K-Ar определения возраста (от 392 ± 27 до 445 ± 22 млн лет), выполненные в Институте геологии Коми филиала АН СССР по валовому составу и амфиболам из пород нашей коллекции 1980 г., близки

значениям, полученным для совмещенного пространственно с лампрофирами русановского габбро-долеритового комплекса (от  $408 \pm 28$  до  $445 \pm 31$  млн лет). В.В. Афанасьев (устное сообщение) приводит по две K-Ar датировки для рогачевского лампрофирового комплекса –  $452 \pm 8$  и  $440 \pm 5$  млн лет и русановского габбро-долеритового комплекса —  $588 \pm 8$  и  $495 \pm 8$  млн лет.

Вместе с тем определения возраста Ar-Ar методом по амфиболу из лампрофиров раховского комплекса (Хьюстонский университет, США, 1996 г.) дают интегральные значения  $360 \pm 2$  млн лет (т.е. отвечают верхам позднего девона), при вариациях по отдельным определениям от менее 350 до более 370 млн лет.

Опираясь на приведенные данные, Е.А. Кораго и Т.Н. Тимофеева [2005] условно датировали эти образования позднепротерозойско-раннепалеозойским временем, а их внедрение связывали с конечными фазами позднебайкальско-салаирского («тиманского») тектогенеза; Ar-Ar датировки при этом игнорировались.

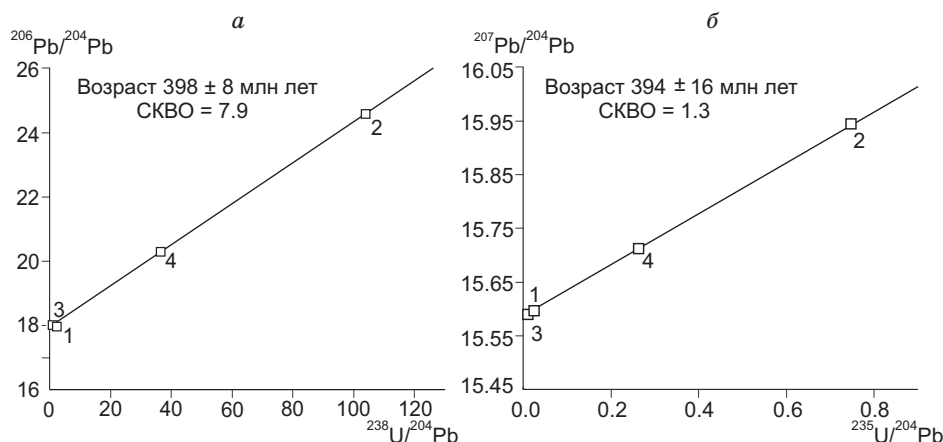
## МЕТОДЫ АНАЛИЗА И АНАЛИЗИРУЕМЫЙ МАТЕРИАЛ

В Институте геологии и геохронологии докембрия (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург) проведено определение возраста апатитов из лампрофиров раховского комплекса U-Pb изохронным методом. В рассматриваемых породах апатит присутствует как в основной массе, так и в порфириновых выделениях. В основной массе зерна минерала мелкие, игольчатого облика, имеют размер 0.01 мм. Порфириновые выделения представлены зернами удлиненно-призматической формы розовато-серого цвета до 1–2 см в длину и до 0.5 см в поперечнике. Кристаллические ограничения зерен несколько сглажены. Состав минерала отражен в табл. 2. Все апатиты с высоким содержанием кальция (53.85–56.39 мас. %), что характерно для фтор-apatита. Для определения возраста был выбран апатит из порфириновых вкрапленников.

Для изотопных исследований под биноклем отобраны четыре образца. От поверхностных загрязнений зерна минерала были отмыты в трилоне Б. Навески весом 5–20 мг растворяли в 1N HCl при комнатной температуре.

Определение концентраций U и Pb и изотопного состава Pb образцов апатита проводилось методом изотопного разбавления с использованием смешанного индикатора  $^{235}\text{U} + ^{208}\text{Pb}$ . Свинец выделялся на анионообменной смоле Bio-Rad 1x 8 в бромидной форме [Manhes et al., 1978], а уран на смоле UTEVA SPEC в азотнокислой форме. Изотопный состав U и Pb измерялся на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в режиме одновременной регистрации ионных токов всех изотопов. Уровень лабораторных загрязнений при выделении U и Pb, определявшийся холостыми опытами, не превышал 0.005 и 0.08 нг соответственно. Обработка первичных изотопных данных и вычисление параметров изохрон проводились с использованием программы ISOPLOT [Ludwig, 1999].

Содержание U в исследованных апатитах 2.05–5.24 мкг/г, содержание Pb — 4.78–339 мкг/г. Измеренные отношения  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  соответственно равны 17.988–24.594, 15.590–15.945, 38.205–105.4. Значения  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  варьируют от 0.380 до 104.3, а  $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  — от 0.00275 до 0.748. На графике  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  —  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  по четырем точкам проб апатита получено значение возраста, равное  $398 \pm 8$  млн лет (СКВО = 7.9) (рис. 2, а). Близкое значение возраста получено в координатах  $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  —  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ :  $394 \pm 16$  млн лет (СКВО = 1.3) (см. рис. 2, б).



**Рис. 2. Результаты изотопно-геохимического изучения апатитов из лампрофиров раховского комплекса:**

а — график  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  —  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ; б — график  $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  —  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Цифрами на графиках обозначены номера проб.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Таким образом, для апатитов раховского лампрофирового комплекса получен U-Pb возраст, равный  $398 \pm 8$  млн лет.

Напомним, что самое молодое значение возраста  $392 \pm 27$  млн лет для пород получено K-Ar методом (В.И. Андреичев, Коми НЦ АН СССР, г. Сыктывкар, определения 1982 г.), а Ar-Ar-методом по амфиболу (Вролийк, Хьюстон, США) получено интегральное значение  $360 \pm 2$  млн лет.

Исходя из этих датировок, возраст внедрения тел раховского комплекса, вероятнее всего, следует считать девонским и связывать с тектономагматическими событиями на Новой Земле, где, начиная со второй половины раннего девона, этап недолгого стабильного карбонатного осадконакопления (в первой половине девонского периода) сменился рифтогенными процессами с заложением новой структурно-формационной зональности. Последняя наиболее ярко проявилась с франского времени, когда отчетливо обособились юго-западная-западная Баренцевская (шельфовая с преимущественным карбонатонакоплением) и восточная Рогачевская (более глубоководная с конденсированным кремнисто-терригенным осадконакоплением) структурно-формационные зоны. В предфранское время более западные районы архипелага испытали некоторую инверсию, что выражено стратиграфическим несогласием в основании позднего девона, тогда как в восточных районах разрез непрерывный с характерными для него фанитами. В это же время наиболее интенсивно проявился базальт-долеритовый (платобазальтовый) магматизм, основная фаза которого отчетливо датируется ранним франским веком, исходя из положения базальтовых покровов среди фаунистически охарактеризованных слоев. Наиболее ранние и незначительные проявления базитового магматизма в форме единичных маломощных горизонтов пирокластики известны на юге Новой Земли в слоях живетского века.

Вообще, (средне)-позднедевонский базитовый магматизм преимущественно в форме рассеянного, реже линейно-упорядоченного спрединга весьма широко проявился в Баренцево-Северокарском регионе: в Тиманском кряже, Тимано-Печорской области и в Пайхойско-Новоземельском районе. Последняя U-Pb датировка циркона из долеритов Пай-Хоя на микрозонде SHRIMP-II со значением  $370 \pm 2$  млн лет [Шайбеков, 2007] хорошо согласуется с геологическими оценками возраста проявления этого магматизма. Близкий и несколько более молодой возраст имеют щелочно-ультраосновные (с нефелиновыми сиенитами) магматиты центральных районов Кольского полуострова, а также кимберлиты и кимберлитоподобные породы Терского берега этого полуострова [Geology..., 1995], Зимнебережной площади Русской плиты [Первов и др., 2006], арх. Шпицберген [Евдокимов и др., 2006] и северных районов Якутии [Милашев, 1974]. Пик этого специфического магматизма примерно соответствует границе девонского периода (около 360 млн лет), а диапазон проявления — от верхов живетского — начала франского века до конца ранней — начала средней эпохи каменноугольного периода.

## ВЫВОДЫ

Отличие пород раховского лампрофирового комплекса от базитов русановского габбро-долеритового комплекса по минеральному и химическому составам, а также по ряду петрохимических параметров [Кораго, Тимофеева, 2005] ставит под сомнение рассмотрение их продуктов в качестве производных единой основной магмы. Вместе с тем при допущении, что родоначальная магма содержала повышенные концентрации титана и железа, опираясь на работы ряда исследователей [Пугин, Хитаров, 1982], можно предположить, что при ее дифференциации произошло разделение на более кислую часть (русановский комплекс габбро-долеритов — кварцевых долеритов) и более основной расплав с повышенным содержанием щелочей, обогащенный железом, магнием и титаном (раховский лампрофировый комплекс).

Геодинамические обстановки формирования рассматриваемого лампрофирового комплекса неясны. Как правило, щелочные лампрофиры в складчатых областях внедряются в заключительные или даже посторогенные (рифтогенные) этапы их развития. Согласно М.Г. Гапеевой [1962], подобные образования можно выделять в ранге особой самостоятельной (проявленной обычно кратковременно) магматической формации. Авторы Петрографического кодекса [2008] считают, что в том случае, когда устанавливается отчетливая связь таких гипабиссальных образований с вулканическим или плутоническим магматизмом, их следует включать в состав соответствующего магматического комплекса (формации), а если не устанавливается — выделять в качестве самостоятельного.

В данном случае, исходя из специфического состава рассматриваемых образований, мы считаем возможным выделить их в самостоятельный лампрофировый (пикрит?-мончикитовый) комплекс и, в свете новых данных о времени их проявления, связать с рифтогенными событиями на Новой Земле.

Лампрофиры описанного состава, равно как и ассоциация щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами и нефелиновыми сиенитами, а также, по-видимому, формации кимберлитов и кимберлитоподобных пород указывают, скорее всего, на специфические геодинамические обстановки растяжения.

Механизм их появления вслед за периодами интенсивных процессов сжатия в областях с недавно преобразованной, но древней континентальной корой (лампрофировая формация Шпицбергена), либо в областях с древней мощной континентальной корой (палеозойские формации Кольского п-ова) неясен. Возможно, это компенсационные, резонансные по отношению к сжатию события. Учитывая близкий возраст этих образований на площадях, значительно удаленных друг от друга (Балтийский щит, Шпицберген, Зимний берег Архангельской области, северные районы Якутии), и их опосредованную связь с кратностью сидерических годов [Милашев, 1994], по-видимому, можно говорить об их проявлениях в свете «плюмовых идей».

Полученные нами данные по U-Pb возрасту апатитов и имеющиеся близкие определения возраста K-Ag и Ag-Ag методом предыдущих исследователей, доказывающие девонский возраст лампрофиров, ставят ряд новых вопросов. Это касается, во-первых, уточнения возраста русановского габбро-долеритового комплекса юга Новой Земли, а, во-вторых, соотношения проявления времени внедрения рассматриваемых лампрофиров и упомянутых выше наиболее широко распространенных на Новой Земле и в соседних районах (позднеживетско)-раннефранских базитов. Возраст последних установлен надежно и сомнений не вызывает. Время внедрения лампрофиров оценивается по приведенным выше данным в интервале от  $360 \pm 2$  до  $398 \pm 8$  млн лет. При этом, если ориентироваться на более молодые значения возраста, т.е. более позднее внедрение лампрофиров по отношению к базитам, то это «вписывается» в представления о внедрении лампрофиров в конечные этапы тектонических перестроек.

#### ЛИТЕРАТУРА

**Гапеева Г.М.** К вопросу о генезисе лампрофиров и их положении в генетической классификации пород // Зап. ВМО, 1960, ч. LXXXIX, вып. 5, с. 542—544.

**Евдокимов А.Н., Бурнаева М.Ю., Радина Е.С., Сироткин А.Н.** Первая находка аксессуарных минералов кимберлитов в мафит-ультрамафитовых дайках Шпицбергена // ДАН, т. 407, № 2, 2006, с. 275—279.

**Каленич А.П., Орго В.В., Соболев Н.Н., Бондарев В.И., Семенов Ю.П., Мусатов Е.Е.** Новая Земля и остров Вайгач. Геологическое строение и минерагения / Ред. Ю.Е. Погребницкий. СПб, ВНИИ-Океангеология, 2004, 174 с.

**Ковалева Г.Н., Кораго Е.А., Смирнова Л.Н.** Стратиграфия и тектоническая позиция древнейших отложений южного острова Новой Земли // БМОИП, Отд геол., вып. 4, 1984, с. 80—88.

**Кораго Е.А., Тимофеева Г.Н.** Магматизм Новой Земли. СПб, ВНИИОкеангеология, 2005, 225 с.

**Кораго Е.А., Буева Е.П., Максимовский В.А., Тимофеева Т.Н.** О лампрофировом комплексе юга Новой Земли // Геология южного острова Новой Земли. Л., ПГО Севморгеология, 1982, с. 78—87.

**Кораго Е.А., Ковалева Г.Н., Ильин В.Ф., Павлов Л.Г.** Тектоника и металлогения ранних кимберлитов Новой Земли. Л., Недра, 1992, 196 с.

**Кораго Е.А., Ковалева Г.Н., Щеколдин Р.А., Ильин В.Ф., Гусев Е.А., Крылов А.А., Горбунов Д.А.** Геологическое строение архипелага Новая Земля (запад Российской Арктики) и особенности тектоники Евразийской Арктики // Геотектоника, 2022, № 2, с. 21—57.

**Милашев В.А.** Кимберлитовые провинции. Л., Недра, 1974, 238 с.

**Милашев В.А.** Среда и процессы образования природных алмазов. СПб, Недра, 1994, 141 с.

**Первов В.А., Ларченко В.А., Минченко Г.В., Степанов В.П., Богомолов Е.С., Левский Л.К., Сергеев С.А.** Время проявления и длительность кимберлитового магматизма в Зимнебережном алмазодносном районе: Rb-Sr данные по возрасту кимберлитовых силлов по р. Мела // ДАН, 2006, т. 407, № 1, с. 88—91.

**Петрографический кодекс России.** Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / Ред. Л.Н. Шарпенюк. СПб, ВСЕГЕИ, 2008, 203 с.

**Пугин В.А., Хитаров Н.И.** Геохимия ряда элементов при ликвации в базальтовых магмах // Геохимия, 1982, № 1, с. 35—46.

**Шайбеков Р.И.** Возраст долеритового тела горы Сопча (Центральный Пай-Хой) // Вестник Института геологии Коми научного центра УрО РАН, 2007, № 3 (147), с. 11—13.

**Geology of the Kola Peninsula / Ed. F.P. Mitrofanov.** Apatity, 1995, 145 p.

**Ludwig K.R.** User's Manual for Isoplot/Ex, Version 2. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronol. Center, 1999, Spec. Publ. 1a. 47 p.

**Manhes G., Minster J.F., Allègre C.J.** Comparative uranium-thorium lead and rubidium-strontium study of the Saint Sèverin amphoterite: consequences for early Solar System chronology // Earth Planet. Sci. Lett., 1978, v. 39 (1), p. 14—24.