

## РОЛЬ ПИРОКСЕНИТОВОЙ МАНТИИ В ФОРМИРОВАНИИ РАСПЛАВОВ МЕЗОЗОЙСКОГО ПЛЮМА КАРУ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЗЕМЛИ КОРОЛЕВЫ МОД, ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА)

© 2021 г. Н. М. Сушевская<sup>a, \*</sup>, А. В. Соболев<sup>a, b</sup>, Г. Л. Лейченков<sup>c, d, \*\*</sup>, В. Г. Батанова<sup>a, b</sup>,  
Б. В. Беляцкий<sup>e, \*\*\*</sup>, А. В. Жилкина<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, ул. Косыгина, 19, Москва, 119991 Россия

<sup>b</sup>Институт Наук о Земле ISTERre Institut des Sciences de la Terre ISTERre Université J. Fourier-CNRS Maison des Géosciences, г. Гренобль, Франция

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

<sup>d</sup>Санкт-Петербургский Государственный университет,  
Университетская наб., 7–9, г. Санкт-Петербург, 199034 Россия

<sup>e</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, ФГБУ “ВСЕГЕИ”,  
Средний просп., 74, Санкт-Петербург, 199106 Россия

\*e-mail: nadyas@geokhi.ru

\*\*e-mail: german\_1@mail.ru

\*\*\*e-mail: bbelyatsky@mail.ru

Поступила в редакцию 18.02.2020 г.

После доработки 08.07.2020 г.

Принята к публикации 08.08.2020 г.

На основании петролого-геохимического изучения базальтов и долеритов Восточной Антарктики, происхождение которых связано с распространением плюма Кару в провинции Альманнрюгген, Земля Королевы Мод, выявлено присутствие высокомагнезиальных, железистых, обедненных несовместимыми элементами магм на фоне разнообразия геохимических типов магматизма. Генезис таких высокомагнезиальных железистых пикритов, редко наблюдаемых в других магматических плюмовых провинциях, связан с плавлением специфического по составу пироксенитового источника в мантии. Подобные расплавы обнаружены исключительно в массивах Альманнрюгген и Вестфьелла в Антарктике и провинции Летабо в Южной Африке, пространственно ассоциируясь с центральной частью плюма, и, вероятно, соответствуют наиболее ранним излияниям. Изученные долериты близки к исходным расплавам, а их составы отличаются относительно сглаженным типом распределения литофильных элементов (от Th до Er) и пониженным содержанием наиболее совместимых элементов (Y, Yb, Lu), а также низкой величиной изотопного отношения  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ : 17.33–17.37 и умеренно радиогенным составом неодима:  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ : 0.51249–0.51259, что свидетельствует об относительной древности пироксенитового компонента. Составы всех высоко-Ti базальтов, связанных с плюмом Кару-Мод указывают на присутствие вещества подобного источника, но его доля может значительно изменяться.

**Ключевые слова:** пикритовые магмы, Земля Королевы Мод, Альманнрюгген, плюм Кару, оливины, геохимия литофильных элементов

**DOI:** 10.31857/S0016752521040087

### ВВЕДЕНИЕ

Мезозойский магматизм, распространенный в Южной Африке и Восточной Антарктиде, формирует одну из крупнейших магматических провинций Мира. Он проявлен на площади около 3 млн кв. км и является результатом активности мантийного плюма Кару (Riley et al., 2005; Luttinen, Furnes, 2000; Duncan et al., 1997; Zhang et al., 2003; Jourdan et al., 2007a, 2007b). Длительность

этого магматизма, оценивается разными исследователями по разному (Duncan et al., 1997; Dalziel et al., 2000; Marsh et al., 1997; Lawer et al., 1992; Curtis et al., 2008; Svensen et al., 2012; Luttinen et al., 2018), но составляет не менее 20–30 млн лет (Riley et al., 2006), что существенно превосходит временной интервал активности для типичных трапповых провинций (Cortillot, Renne, 2003), причем пик активности в Африканской области распростране-

ния плюма приходится на узкий интервал времени 182–183 млн лет назад, тогда как основная вулканическая активность в Антарктическом секторе приходится на интервал 184–178 млн лет назад (Duncan et al., 1997; Zhang et al., 2003; Jourdan et al., 2005, 2007b; Luttinen et al., 2015). В пределах Восточной Антарктики (на Земле Королевы Мод и ее континентальной окраине) мезозойский магматизм охватывает площадь более 700 000 км<sup>2</sup> и представлен дайками и небольшими интрузиями основного, реже щелочного и кислого состава, а также базитовыми вулканическими толщами, выполняющими рифтогенные депрессии (Leitchenkov et al., 1996; Лейченков и др., 2016). Кроме значительной площади развития и длительности проявления, к другим особенностям магматизма, связанного с плюмом Кару, можно отнести присутствие высокомагнезиальных пород, обедненных несовместимыми элементами, которые редко встречаются в других изверженных плюмовых провинциях, а также зональность магматизма, определяемую пространственной локализацией высоко- и низкотитанистых расплавов (Heinonen et al., 2010; Luttinen et al., 2018).

Состав мантийных производных определяется, главным образом, эволюцией расплавов и веществом мантийного источника, т.е. первичными геохимическими характеристиками. Магмы, происхождение которых связано с плюмами, достаточно гетерогенны по составу (Kogonaga, 2004). По современным представлениям, это связано с присутствием в восходящем плюме кроме собственно мантийного субдуцированного на активных окраинах вещества: осадков (Weaver et al., 1986), океанической коры (Hofmann, White, 1982), континентальной литосферы (McKenzie, O’Nions, 1983), либо вещества, представляющего комбинации всех или части перечисленных компонентов (Zindler, Hart, 1986). Кроме того, в составе плюма может присутствовать и вещество примитивной мантии, т.к. согласно распространенной гипотезе горячие точки представляют собой плавящуюся примитивную мантию, которая была слабо подвержена плавлению в ранние этапы формирования Земли (Honda et al., 1993; Moreira et al., 2001). Изучение крупнейших плюмовых провинций часто свидетельствует об уникальности мантийных источников для каждого конкретного случая. Расшифровка эволюции плюма Кару, как одного из крупнейших плюмов в истории Земли, его взаимодействия с континентальной литосферой, проявленных в вещественном составе магматических пород, представляются достаточно актуальной задачей современной геологии. В данной работе мы изучили долериты западной части Земли Королевы Мод, происхождение которых связано с основным этапом развития плюма Кару-Мод в Антарктиде, и попытались охарактеризовать состав мантийного источника магм и его эволюцию. Не-

смотря на ограниченное число образцов коренных пород, отобранных в ходе Российских Антарктических экспедиций, их детальное изучение может существенно дополнить картину мезозойского магматизма Антарктиды.

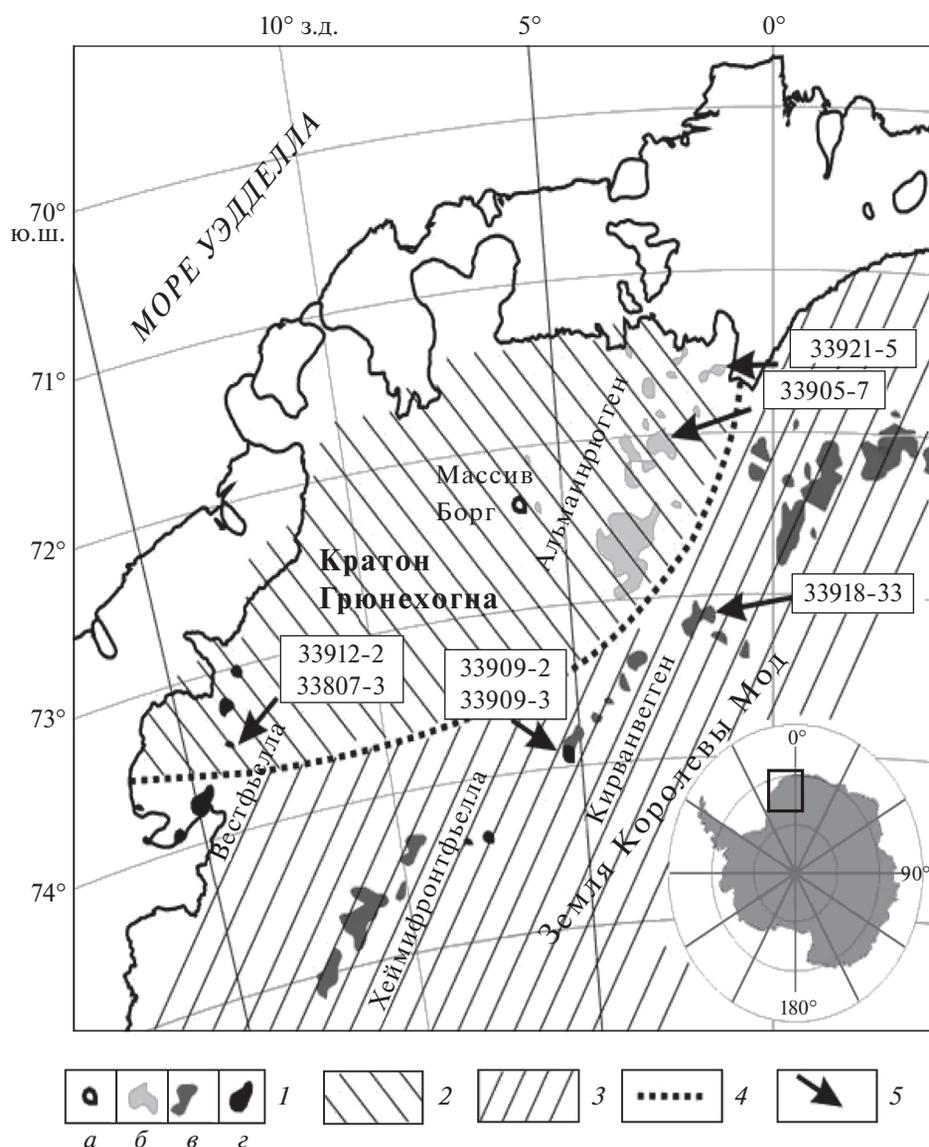
## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЗЕМЛИ КОРОЛЕВЫ МОД

Земля Королевы Мод (ЗКМ) занимает обширную область Восточной Антарктиды в секторе между 20° з.д. и 45° в.д. и отличается от других ее районов наличием практически непрерывной цепи горных сооружений, развитых вдоль побережья, высотой до 3 км. В западной части ЗКМ расположены горные массивы Вестфьелла, Хеймифронтфьелла, Альманнрюгген и массив Борг (рис. 1).

Западная часть Земли Королевы Мод (ЗЗКМ) отличается гетерогенной тектонической структурой (Grikurov, Leychenkov, 2012). В ее пределах выделяется древний кратон Грюнехогна с возрастом 3 млрд лет, который рассматривается как часть Каапвальского кратона (Elliot, Fleming, 2000; Luttinen, Furnes, 2000), и ограничивающий его на востоке и юго-востоке мезопротерозойский подвижный пояс Мод – антарктическое продолжение африканского пояса Наталь (рис. 1). Кратон Грюнехогна перекрыт метаморфизованными осадочно-вулканогенными отложениями супергруппы Ричерфьелла мезопротерозойского возраста (Moyes et al., 1995; Groenewald et al., 1995).

В пределах ЗЗКМ плюмовый магматизм представлен интрузиями основного состава и эффузивными комплексами, пик проявления которых предполагается около 180 млн лет назад (Riley et al., 2005; Heinonen, Luttinen, 2008; Heinonen et al., 2010; Luttinen et al., 2015). Мезозойские платобазальты обнаружены в горах Вестфьелла, Кирванвегген и Хеймифронтфьелла (рис. 1). Наиболее значительные по объему базальтовые излияния представлены в горах Вестфьелла и на юге гор Кирванвегген (Harris et al., 1990). Мощность разрезов лавовых потоков достигает 900 метров на севере и 400 метров на юге гор Вестфьелла при общем падении на запад под углом 10° (Furnes et al., 1987). Платобазальты секутся дайками и силлами долеритов и интрузиями габброидов (Sraeth, Schüll, 1987). Основание лавовых потоков в горах Вестфьелла не обнажается, но в остальных регионах эти базальты лежат на палеозойских континентальных осадках перекрывающих докембрийский фундамент (Furnes et al., 1982, 1987). Долеритовые дайки распространены также в горах Кирванвегген и Альманнрюгген (рис. 1).

Гетерогенность составов магматических пород: от мафических даек и силлов до щелочно-ультраосновных и кислых (лампроиты, субше-



**Рис. 1.** Модифицированная геологическая карта (Heinonen et al., 2010) региона западной части Земли Королевы Мод (ЗЗКМ). 1 – Выходы горных пород из подо льда: а – архейские ранитоиды (3 млрд лет), б – мезопротерозойский вулканогенно-осадочный комплекс (супергруппа Ричерфьелла; 1130–1100 млн лет), частично интродуцированный дайками долеритов юрского возраста, в – мезопротерозойские гнейсы (1200–1000 млн лет), частично интродуцированные дайками долеритов юрского возраста, г – юрские базальты и долеритовые дайки; 2 – архейский кратон (преимущественно по геофизическим данным); 3 – протерозойский подвижный пояс с раннепалеозойской тектоно-термальней переработкой (по геологическим и геофизическим данным); 4 – граница тектонических провинций; 5 – места отбора проб базальтов и долеритовых даек (указаны номера проб).

лочные маймечиты, кварцевые диориты), также как присутствие высокомагнезиальных обедненных несовместимыми элементами магм на фоне разнообразия геохимических типов (Luttinen et al., 2002; Riley et al., 2005; Heinonen, Luttinen, 2008; Luttinen et al., 2015), подчеркивает всю сложность процесса генерации магм от их зарождения до кристаллизации. Для восстановления условий магмогенерации и состава первичных расплавов наибольший интерес представляют наиболее магнезиальные, более высокотемпературные разности пород, слабо контаминированные в процессе

кристаллизации (Howarth, Harris, 2017; Hole, 2018). Породы наиболее раннего возраста представлены только в районе гор Альманнрюгген (Riley et al., 2005). Изученные нами образцы пород долеритовых даек Земли Королевы Мод были отобраны 33 Российской Антарктической Экспедицией, а их местоположение показано на рис. 1.

#### ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ МЕТОДЫ АНАЛИЗА

Валовые составы базальтов (табл. 1) получены методом XRF в ГЕОХИ РАН на рентгеноспек-

тральном флюоресцентном спектрометре AXIOS Advanced (PANalytical B.V.). Прибор оснащен рентгеновской трубкой с Rh анодом, мощностью 3кВт сканирующим каналом с кристаллами-анализаторами (PE-002-C, PX-1, GeIII-C, LIF-200, LIF-220) и детектирующим устройством. Пробы для анализа были изготовлены путем прессования в таблетки диаметром 20 мм растертого до 200 меш исходного материала весом 300 мг с добавлением в качестве связывающего вещества полистирола в соотношении 5 : 1. Из отдельной навески определяли потери при прокаливании.

Содержание литофильных элементов определялось в Центральной Аналитической Лаборатории ГЕОХИ РАН (Москва) по разработанной оригинальной методике разложения геологических образцов в открытой системе проб массой 100 мг, краткое описание которой приведено ниже. Взвешенный образец помещался в тефлоновый стакан объемом 60 мл со сферическим дном. К образцу добавляли концентрированную кислоту: 4 мл HF и 1 мл HNO<sub>3</sub>, стакан плотно закрывали массивной крышкой, и помещали в предварительно нагретый до температуры 50°C блок объемного нагрева с контроллером температуры и оставляли на 72 ч. Вместе с пробами неизвестного состава выполняли разложение и стандартных образцов (BCR-2 и BHVO-2). Для оценки предела определения элементов процедуру проводили и для холостых проб. После разложения пробы упаривали при температуре 140°C до влажных солей. К охлажденным пробам добавляли по 2 мл HF и 0.5 мл HClO<sub>4</sub> (концентрированные), стаканы закрывали крышками с вмонтированным воздушным холодильником и оставляли на 12 часов при температуре 140°C. По окончании этой операции пробы упаривали до влажных солей. Затем добавляли смесь концентрированных кислот: 1.5 мл HNO<sub>3</sub> и 1 мл HCl и нагревали пробы до полного растворения солей. После этого проводили упаривание проб до объема ~0.5 мл.

Полученные растворы переносили в полиэтиленовые пробирки, доводили до объема 25 мл, используя 2% раствор азотной кислоты. Для ИСП-МС анализа полученные растворы дополнительно разбавляли в 20 раз 2%-м раствором азотной кислоты. Для контроля дрейфа чувствительности спектрометра при проведении измерений в растворы перед измерением добавляли индий в качестве внутреннего стандарта. Концентрация внутреннего стандарта в пробах составляла 10 мкг/л. В работе использовали квадрупольный масс-спектрометр с индуктивно связанной плазмой XSeries II (Thermo Scientific) с рабочими параметрами анализа: выходная мощность генератора 1400 Вт, расход плазмообразующего газа (Ar) 13 л/мин, вспомогательного 0.95 л/мин, расход Ar через распылитель 0.87 л/мин, расход образца 0.8 мл/мин. При таких

настройках прибора уровень оксидных ионов CeO<sup>+</sup>/Ce<sup>+</sup> не превышает 2%, а относительная доля двухзарядных ионов (Ba<sup>++</sup>/Ba<sup>+</sup>) не превышает 3%. Измеренные спектры обрабатывали с помощью программы iPlasmaProQuad (ГЕОХИ РАН), которая обеспечивает импорт всех измеренных данных в базу данных MS Access и их последующую обработку средствами базы данных (система из примерно 60 запросов, включающих расчеты). Обработка включает построение градуировочных зависимостей, расчеты концентрации изотопов, введение поправок на внутренний стандарт, функции контроля правильности измерений, оценка неопределенности результатов (учет накопления погрешности на различных этапах анализа), консолидация данных, проверка правильности анализа стандартных образцов и другие функции.

Химический состав оливина и ортопироксена изучался в выделенных из образцов зернах на микрозонде JEOL JXA 8230 в Институте Наук о Земле (ISTerre), Университет Гренобль-Альпы по методике высокоточного определения элементов-примесей (Batanova et al., 2015) (табл. 2). По этой методике в зернах оливина в дополнение к макрокомпонентам (Mg, Fe, Si) измерялись концентрации примесных элементов Na, Al, P, Ca, Ti, Ni, Mn Zn, Cr и Co. Применялись следующие параметры анализа: ускоряющее напряжение 25 кВ, ток зонда (измерялся на чашке Фарадея) 900 нА. Измерение примесных элементов производилось на пяти спектрометрах с дисперсией по длине волн, главных элементов — на энерго-дисперсионном спектрометре. Время анализа одной точки составляло 12 минут. Вместе с образцами через каждые 30 точек производилось 3-х кратное измерение оливина Сан Карлос USNM 111312/44 (Jarosewich et al., 1981), используемого в качестве контрольного образца. Это позволяло контролировать и корректировать дрейф прибора. Воспроизводимость анализа, оцененная на контрольном образце оливина как 2 стандартных отклонения от среднего, для большинства примесных элементов составляет 4–10 г/т, для натрия 15 г/т, а для главных элементов 300 г/т Fo минала.

Изотопный состав Sr, Nd, Pb в долеритах определялся в ЦИИ ФГБУ "ВСЕГЕИ", Санкт-Петербург (табл. 1). Химическая сепарация элементов осуществлялась хроматографическим методом на ионообменных колонках по описанной ранее методике (Luchitskaya et al., 2017). Холостой опыт в период выполнения анализов не превышал 0.01 и 0.1 нг для Rb и Sr, и 0.02 нг для Sm, Nd, и 0.01 нг для Pb. Содержания элементов определялись методом изотопного разбавления с добавлением калиброванного изотопного трассера. Измерения изотопного состава элементов проводились на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре TRITON (ЦИИ ВСЕГЕИ) в статическом ре-

Таблица 1. Содержание главных (мас. %), примесных (г/т) элементов и изотопных отношений в изученных образцах Земли Королевы Мод

Компонент	Образец									
	33921-5	33905-7	33807-3	33909-2	33909-3	33912-2	33918	33913	33913-4	33912-1
SiO <sub>2</sub>	49.39	49.65	51.29	51.50	54.56	49.59	48.41	49.67	49.66	49.73
TiO <sub>2</sub>	2.62	3.29	1.61	1.55	1.26	1.50	2.30	1.71	1.93	1.69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.17	9.61	14.97	14.42	12.07	15.59	15.81	14.61	13.59	15.32
FeO	13.14	13.22	12.18	13.11	11.26	11.45	13.21	12.67	13.25	11.80
MnO	0.17	0.17	0.17	0.19	0.17	0.15	0.17	0.16	0.17	0.16
MgO	11.04	10.90	5.29	4.63	5.47	6.90	5.61	6.73	6.64	6.88
CaO	8.59	9.37	9.67	9.87	12.02	10.65	8.53	9.61	10.31	10.45
Na <sub>2</sub> O	1.71	1.61	2.40	2.43	1.37	2.28	3.03	2.52	2.26	2.02
K <sub>2</sub> O	0.42	0.31	0.80	0.54	0.30	0.32	0.99	0.52	0.26	0.26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.26	0.23	0.21	0.22	0.19	0.19	0.42	0.27	0.30	0.20
сумма	98.50	98.35	98.58	98.47	98.66	98.63	98.46	98.48	98.37	98.52
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.24	0.19	0.34	0.22	0.22	0.14	0.33	0.21	0.12	0.13
CaO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.77	0.97	0.65	0.68	1.00	0.68	0.54	0.66	0.76	0.68
Rb	10.2	7.49	9.24	9.05	5.04	5.58	14.3	9.20	47.5	6.17
Sr	246	241	218	194	322	349	534	199	342	334
Y	34.0	31.4	11.7	29.9	19.2	20.8	29.2	30.8	33.5	23.2
Zr	179	215	50.3	123	54.7	58.7	180	128	192	65.0
Nb	7.29	7.42	2.16	5.59	2.67	2.88	9.27	5.78	12.4	3.10
Ba	125	70.1	633	192	165	181	775	1212	713	271
La	12.0	8.99	4.08	10.6	4.24	4.60	21.9	69.2	26.0	5.00
Ce	30.7	25.5	10.2	24.4	11.5	12.4	51.3	133	55.2	13.7
Nd	21.8	22.2	7.20	15.9	9.6	10.3	31.3	54.0	30.0	11.3
Sm	6.65	7.12	2.03	4.44	2.97	3.25	7.15	8.59	6.76	3.55

Таблица 1. Окончание

Компонент	Образец									
	33921-5	33905-7	33807-3	33909-2	33909-3	33912-2	33918	33913	33913-4	33912-1
Eu	2.26	2.37	0.78	1.39	1.17	1.28	2.37	2.49	2.01	1.34
Yb	2.90	2.49	1.08	3.23	1.77	1.93	2.78	1.26	3.48	2.14
Lu	0.41	0.34	0.16	0.49	0.26	0.28	0.41	0.18	0.53	0.31
Hf	5.32	6.03	1.39	3.51	1.72	1.84	4.76	4.65	5.32	2.14
Ta	0.72	0.73	0.16	0.41	0.25	0.25	0.62	5.35	0.92	0.24
Pb	2.84	2.20	1.29	4.24	2.13	2.18	5.23	4.07	10.7	1.28
Th	1.40	0.94	0.22	1.51	0.20	0.22	1.33	10.6	6.27	0.26
U	0.34	0.28	0.08	0.31	0.06	0.06	0.34	2.12	1.75	0.08
Nb/Yb	2.52	2.98	2.00	1.73	1.51	1.49	3.34	4.59	3.57	1.45
Ce/Pb	10.82	11.60	7.94	5.76	5.38	5.71	9.81	32.59	5.16	10.62
Th/Yb	0.48	0.38	0.20	0.47	0.12	0.11	0.48	8.38	1.80	0.12
U/Pb	0.120	0.126	0.061	0.073	0.027	0.028	0.066	0.521	0.164	0.062
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	0.705185 ± 5	0.706548 ± 11	0.708338 ± 3	0.705268 ± 3	0.711204 ± 3	0.705311 ± 2	0.705167 ± 3	HO	HO	HO
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	0.512710 ± 2	0.512815 ± 3	0.512729 ± 2	0.512767 ± 2	0.512351 ± 2	0.512800 ± 2	0.512446 ± 2	HO	HO	HO
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \pm 2\sigma$	17.5382 ± 17	17.5882 ± 27	17.8922 ± 9	17.5434 ± 12	18.9961 ± 7	17.4743 ± 25	17.5817 ± 4	HO	HO	HO
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \pm 2\sigma$	15.5356 ± 19	15.3847 ± 29	15.5483 ± 9	15.5130 ± 11	15.6611 ± 6	15.3934 ± 22	15.5192 ± 4	HO	HO	HO
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \pm 2\sigma$	38.0780 ± 60	37.6479 ± 96	37.6284 ± 30	37.3570 ± 28	39.0182 ± 16	37.0196 ± 54	37.4313 ± 8	HO	HO	HO
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^*$	0.704865	0.706308	0.708005	0.705152	0.711120	0.705181	0.704965	HO	HO	HO
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}^*$	0.512488	0.512589	0.512528	0.512541	0.512176	0.512579	0.512281	HO	HO	HO
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^*$	17.3268	17.3651	17.7828	17.4156	18.9446	17.4266	17.4679	HO	HO	HO
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^*$	15.5251	15.3737	15.5429	15.5066	15.6585	15.3911	15.5136	HO	HO	HO
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^*$	37.7939	37.4034	37.5302	37.1538	38.9622	36.9625	37.2860	HO	HO	HO

Примечания. Изотопные данные со \* пересчитаны на возраст их излияния — 180 млн лет.

**Таблица 2.** Составы оливинов и ортопироксенов их содержащих

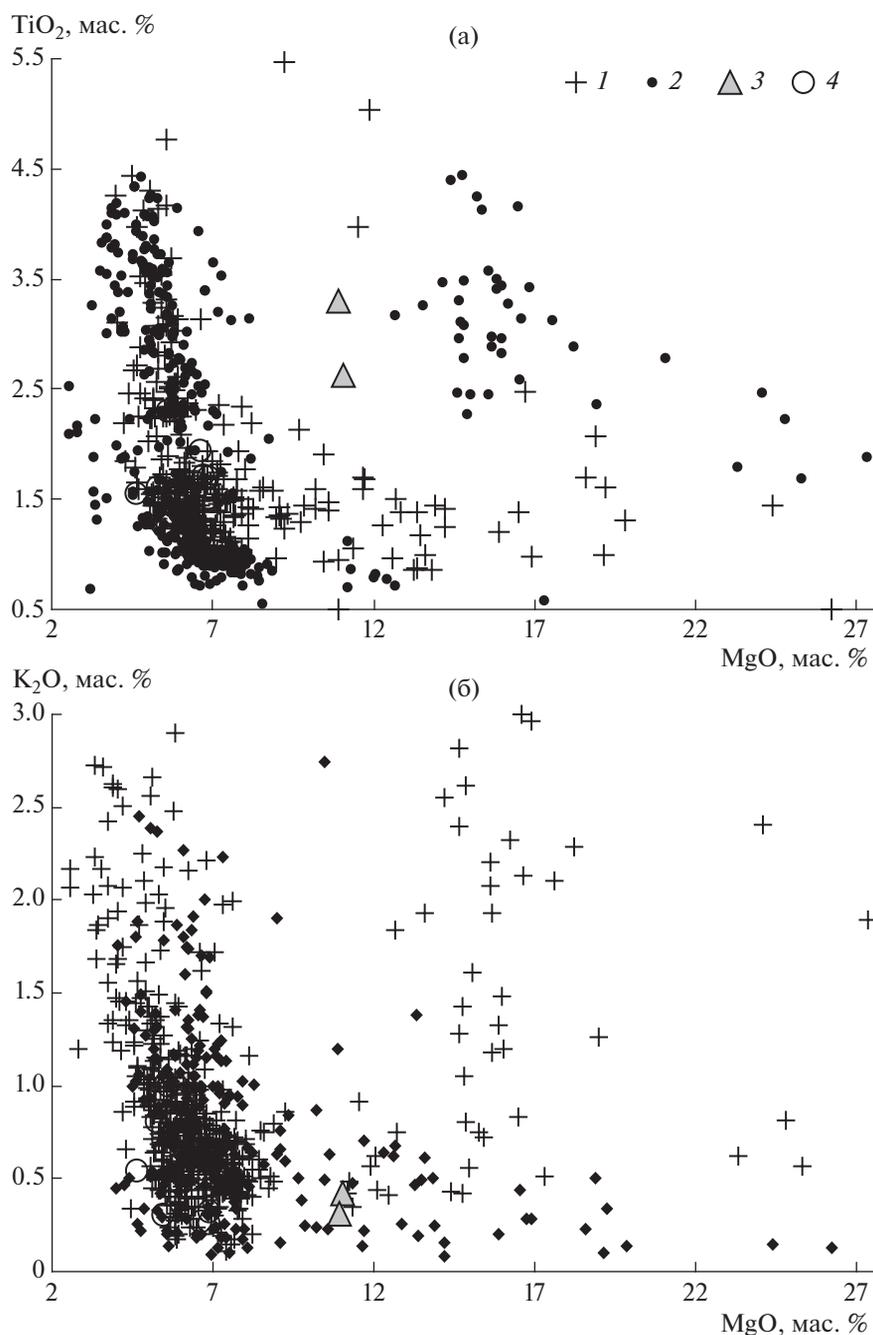
Составы ортопироксенов, содержащих оливины				
Компоненты	33921-5			33905-7
	ZKM-gr170_ol1	ZKM-gr163_ol1	ZKM-gr163_ol2	ZKM-gr_ol1
	содержания			
SiO <sub>2</sub>	55.75	55.95	54.82	45.75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.97	1.08	1.41	0.37
TiO <sub>2</sub>	0.33	0.30	0.43	0.10
FeO	9.12	7.86	10.48	11.47
MnO	0.17	0.12	0.19	0.15
MgO	31.75	32.85	30.18	42.73
CaO	1.71	1.41	2.23	0.02
Mg#	86.12	88.16	83.70	86.91
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.50	0.50	0.54	0.18
Na <sub>2</sub> O	0.04	0.04	0.05	н.о.
NiO	0.13	0.19	0.14	0.43
Сумма	100.46	100.32	100.47	101.36
Составы оливинов из них				
<i>Fo</i>	83.69	86.99	84.58	87.26
SiO <sub>2</sub>	39.56	40.27	39.88	40.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0.03	0.04	0.04
FeO	15.37	12.49	14.66	12.19
MnO	0.19	0.15	0.18	0.15
MgO	44.24	46.86	45.13	46.90
CaO	0.26	0.23	0.26	0.22
NiO	0.41	0.53	0.44	0.53
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.07	0.08	0.07	0.06
сумма	100.14	100.64	100.66	100.14
100*Mn/Fe	1.24	1.22	1.24	1.23
100*Ni/Mg	1.21	1.46	1.27	1.46
Ni/(Mg/Fe)/1000	1.45	1.42	1.45	1.38
100Ca/Fe	1.54	1.70	1.62	1.62
X <sub>px</sub> Mn/Fe	0.91	0.96	0.90	0.94
Mn/Fe	0.01	0.01	0.01	0.01
NiO/(MgO/FeO)	0.14	0.14	0.14	0.14
X <sub>px</sub> Mn	0.91	0.96	0.91	0.94
X <sub>px</sub> Ni	1.07	1.04	1.07	1.00

Примечания. Оксиды даны в мас. %. Параметры, отвечающие доли плавления пироксенитового источника в расплавах, рассчитаны по формулам, предложенным в работе (Sobolev et al., 2007) и приведенным в тексте.

жиге. Для нормализации использовались природные значения отношения  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  8.375209 и  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  0.7219. Для контроля качества измерений регулярно производилось измерение изотопного состава стандарта JNdi-1:  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$   $0.512109 \pm 0.000006$  ( $n = 22$ ), NIST-981:  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$   $16.913 \pm 0.001$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$   $15.451 \pm 0.001$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$   $36.594 \pm 0.001$  ( $n = 12$ ), NBS-987  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$   $0.710225 \pm 12$  ( $n = 12$ ).

#### ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ДОЛЕРИТОВ ЗЗКМ

На рис. 2 показаны вариации содержаний TiO<sub>2</sub> и K<sub>2</sub>O (табл. 1) в зависимости от MgO изученных базитов западной части ЗКМ в сравнении с общими вариациями плюмовых магм, развитых в южной Африке (провинция Кару) и восточной Антарктиде (Земля Королевы Мод). Как видно, большая часть образцов относится к низко-Ti ти-

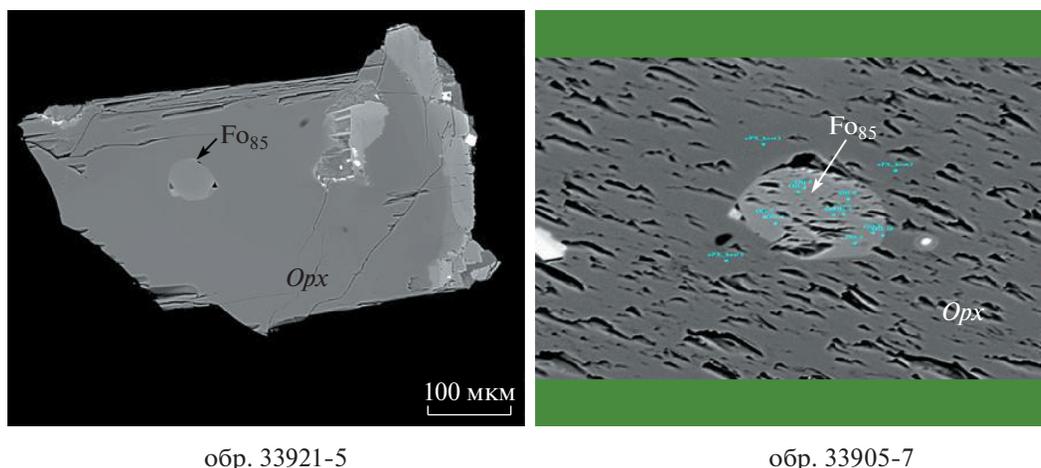


**Рис. 2.** Составы изученных базальтов (табл. 1) и сравнительная характеристика высоко и низко-Ti типов магм, развитых в пределах провинции Кару в южной Африке и на Земле Королевы Мод по данным (Luttinen, 2018). Составы изученных Fe-пикритов массива Альманнрюгген лежат в области высоко-Ti базальтов. Базальты: 1 – ЗКМ, 2 – провинции Кару, 3 – обр. 33921-7, 333905-7, массив Альманнрюгген, 4 – другие изученные образцы ЗКМ (рис. 1).

пу магм, широко распространенному в пределах провинций Кару и ЗКМ, типичными представителями которого, могут служить мезозойские долериты дайкового комплекса Мурен (на рис. не показан), расположенного в западной части ЗКМ (Vuori et al., 2003). Большая часть этих пород представляет сильно дифференцированные раз-

ности, содержание MgO в которых падает от 7 до 2 мас. %.

Наиболее магнезиальными и наиболее перспективными для реконструкции первичных расплавов оказались образцы долеритов массива Альманнрюгген с содержанием MgO, достигающим 12 мас. %. Они попадают в группу базальтов



обр. 33921-5

обр. 33905-7

**Рис. 3.** Включения оливинов  $Fo_{85}$  и  $Fo_{87}$  в ортопироксенах образцов 33921-5 и 33905-7 долеритов массива Альманнрюгген (табл. 2).

с повышенным  $TiO_2$ , но при этом с достаточно низким содержанием  $K_2O$  (рис. 2). Согласно приведенным в статье (Luttinen et al., 1998) составам пород, долериты массива Альманнрюгген относятся к высокожелезистым магнезиальным базитам.

Долериты, представленные образцами 33921-7 и 33905-7, массива Альманнрюгген состоят на 40–60 об. % из плагиоклаза, ортопироксена (около 20 об. %), клинопироксена (около 10 об. %) и рудных минералов. Ортопироксен являлся ликвидусной фазой наряду с оливином. Оливин (около 1–3 об. %) образует мелкие округлые редкие зерна, иногда, скопления зерен в основной массе. В отдельных случаях, наличие оливина предполагается по форме выделений и вторичным продуктам нацело измененных кристаллов (33905-7). Основная масса состоит из микрофеннокристаллов плагиоклаза, титаномagnetита и оливина, частично измененных (развитие вторичных амфиболов по ортопироксену и оливину, частичная сосюритизация плагиоклаза, появление хлорита). В отдельных кристаллах ортопироксена обнаружены включения высокомагнезиального и высоконикелистого оливина (рис. 3).

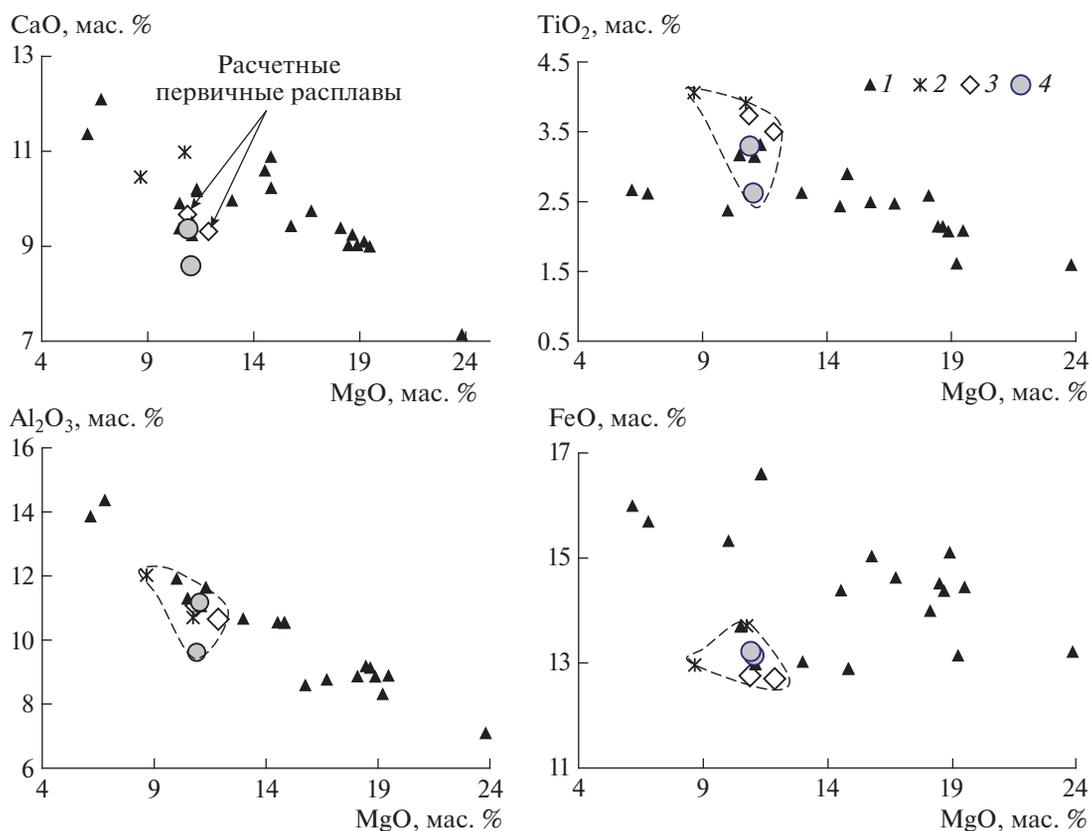
По содержанию главных компонентов составы долеритов 33921-7 и 33905-7 в среднем имеют:  $SiO_2$  – 49.4,  $TiO_2$  – 3,  $MgO$  – 11,  $Al_2O_3$  – 10.5,  $FeO$  – 13.2,  $CaO$  – 9,  $Na_2O$  – 1.65,  $K_2O$  – 0.35 (мас. %) и лежат в поле составов высокотитанистых и высокожелезистых базальтов провинции Кару. Надо подчеркнуть, что другие изученные образцы коррелируют с дифференцированными разностями плюмовых магм ЗКМ и распространены южнее провинции Альманнрюгген, и могут быть отнесены к производным низкотитанистых магм. Интервал концентраций  $TiO_2$  составляет 1.6–2.3 мас. % (при  $MgO$  4.6–6.9 мас. %). Несмотря на отчетливо проявленные вторичные изменения пород, содер-

жание  $K_2O$  в них варьирует от 0.3 до максимально 1 мас. %.

Ранее было показано, что в пределах гор Вестфьелла и Альманнрюгген встречаются магнезиальные базальты высокотитанистого и высокожелезистого типа с характерным, кумулятивным трендом обогащения магнием (Riley et al., 2005; Heinonen, Luttinen, 2008; Heinonen et al., 2010; Luttinen et al., 2015). Данная группа магм (тип G-3 по (Lambart et al., 2013) отличалась присутствием вкрапленников оливина с включениями ортопироксена и была обнаружена в горах Альманнрюгген. Изученные долериты образцов 33921-7 и 33905-7 в отличие от этих магм характеризуются кристаллизацией магнезиального ортопироксена с включениями мелких зерен магнезиального оливина (рис. 3). В тоже время по содержанию основных компонент и рассеянных элементов и те, и другие магмы близки между собой (рис. 4).

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ОЛИВИНОВ И РАВНОВЕСНЫХ С НИМИ ОРТОПИРОКСЕНОВ

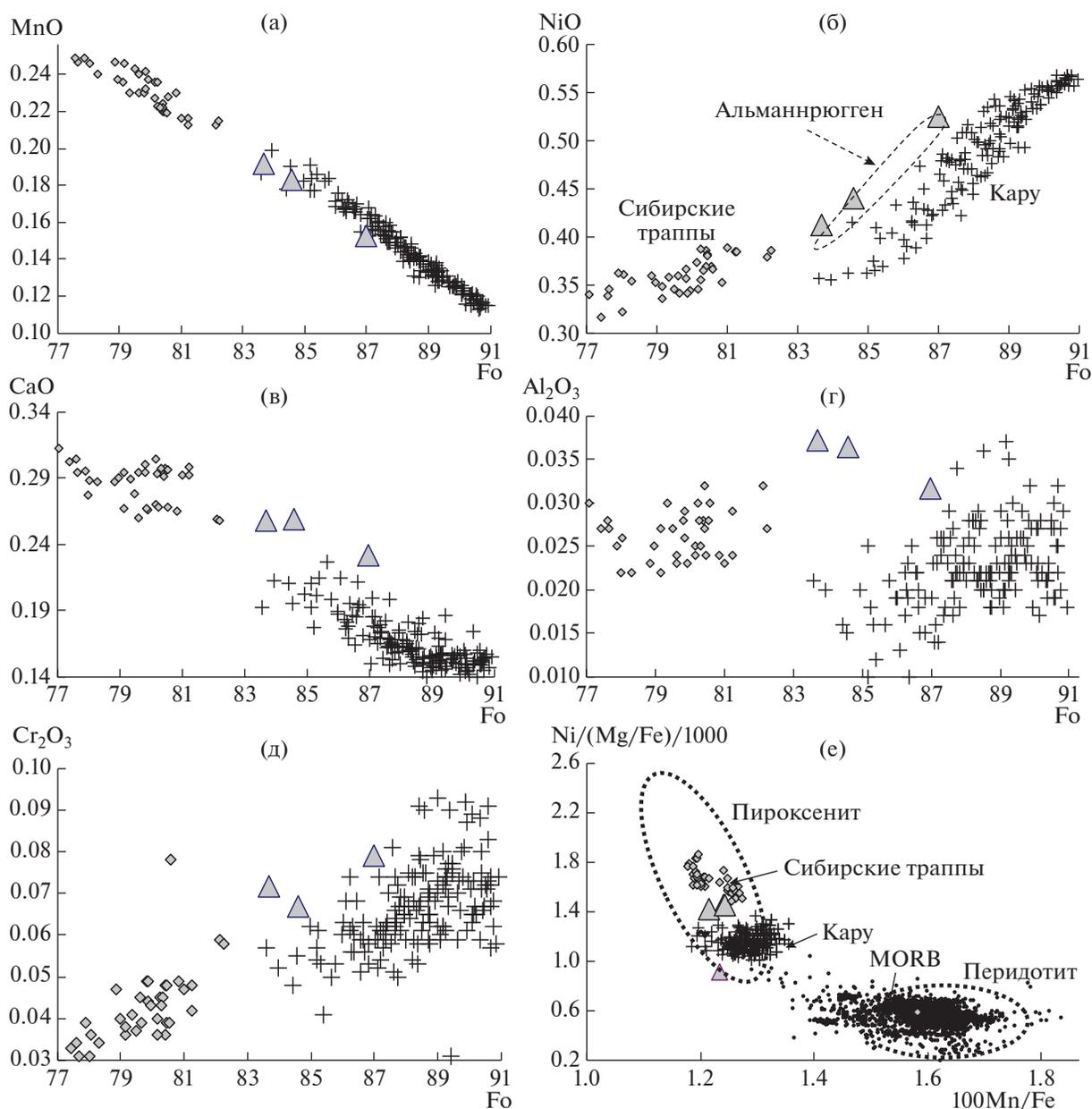
Ортопироксены долеритов массива Альманнрюгген (табл. 2) близки по составу к ранее изученным из высокожелезистых магнезиальных пород, распространенных в провинциях Кару и ЗКМ, предположительно связанных с плавлением пироксенитового источника (Kamenetsky et al., 2017). Магнезиальность изученного ортопироксена варьирует в интервале  $Mg_{at} \#$  84–88 и соответствует условиям равновесной кристаллизации с оливином состава  $Fo_{84-87}$ . При уменьшении магнезиальности в ортопироксене наблюдается увеличение содержания  $TiO_2$  от 0.26 до 0.43,  $Al_2O_3$  от 0.9 до 1.4,  $CaO$  от 1.4 до 2.2 и падение содержания  $SiO_2$  от 56 до 54.8 (мас. %).



**Рис. 4.** Вариации главных элементов в Fe-пикритах, связанных с плавлением пироксенитового источника. Составы: 1 – железистых пикритов по данным (Luttinen, 2018); 2 – железистых пикритов (тип G-3, Lambart et al., 2013), развитых в районе массива Альманнрюгген; 3 – расчетных модельных первичных расплавы, связанных с плавлением пироксенитовой мантии (Lambart et al., 2013); 4 – изученных образцов пикритовых базальтов (табл. 1).

В зернах ортопироксена (обр. 33921-7 и 333905-7) были обнаружены мелкие кристаллики оливина (табл. 2, рис. 3), состав которых приведен на серии рисунков (рис. 5). Главная особенность состава этого оливина – повышенные содержания никеля, что обычно отличает оливин плюмовых магм пироксенитового источника (Sobolev et al., 2005, 2007). Так, тренды эволюции состава оливинов массива Альманнрюгген близки трендам составов для оливинов плюмовых магм провинции Кару (район Летабо) в Южной Африке и Сибири (рис. 5), для которых связь с плавлением пироксенитового источника не вызывает сомнения (Sobolev et al., 2007; Kamenetsky et al., 2017). Несмотря на то, что оливины сибирских траппов (Гудчихинская свита) более фракционированы, экстраполяция их составов до оливинов, равновесных с мантийным источником, указывает на близость составов с изученными оливинами массива Альманнрюгген. Оливины Гудчихинской свиты относятся к ранней стадии проявления Сибирского плюма, и, как было показано, связаны с плавлением безоливинового источника (Соболев и др., 2009). Базитовый маг-

матизм района Летабо датируется возрастом 184.2–181.2 млн лет (Duncan et al., 1997), т.е. относится к ранним проявлениям плюма Кару в Южной Африке. Оливины из магнезиальных оливин-порфировых пород района Летабо (Kamenetsky et al., 2017) по содержанию Ni, Mn и Ca сопоставимы с составами изученных нами оливинов (рис. 5). С уменьшением магнезиальности от 87 до 84 форстеритового минала в оливинах ЗКМ содержание NiO падает от 0.5 до 0.4 мас. %,  $Cr_2O_3$  от 0.78 до 0.68, а MnO увеличивается от 0.15 до 0.19 мас. %. На рис. 5е видно, что по значениям  $100 \times Mn/Fe - Ni/(Mg/Fe)/1000$  железистые пикриты массива Альманнрюгген попадают в поле магм, производных пироксенитовой мантии. Оливины из расплавы, равновесных с перидотитовым источником, отличаются наивысшими  $100 Mn/Fe$  и наименьшими  $Ni/(Mg/Fe)/1000$ , а поле составов оливинов из расплавы из пироксенитового источника – наибольшими  $Ni/(Mg/Fe)/1000$  и наименьшими  $100 Mn/Fe$ . Расчет доли пироксенита в источнике по соотношению Ni и Mn в оливине, согласно предложенным (Sobolev et al., 2007) формулам:  $X_{px}Ni = 10.54 \times NiO/(MgO/FeO) - 0.4368$ ;

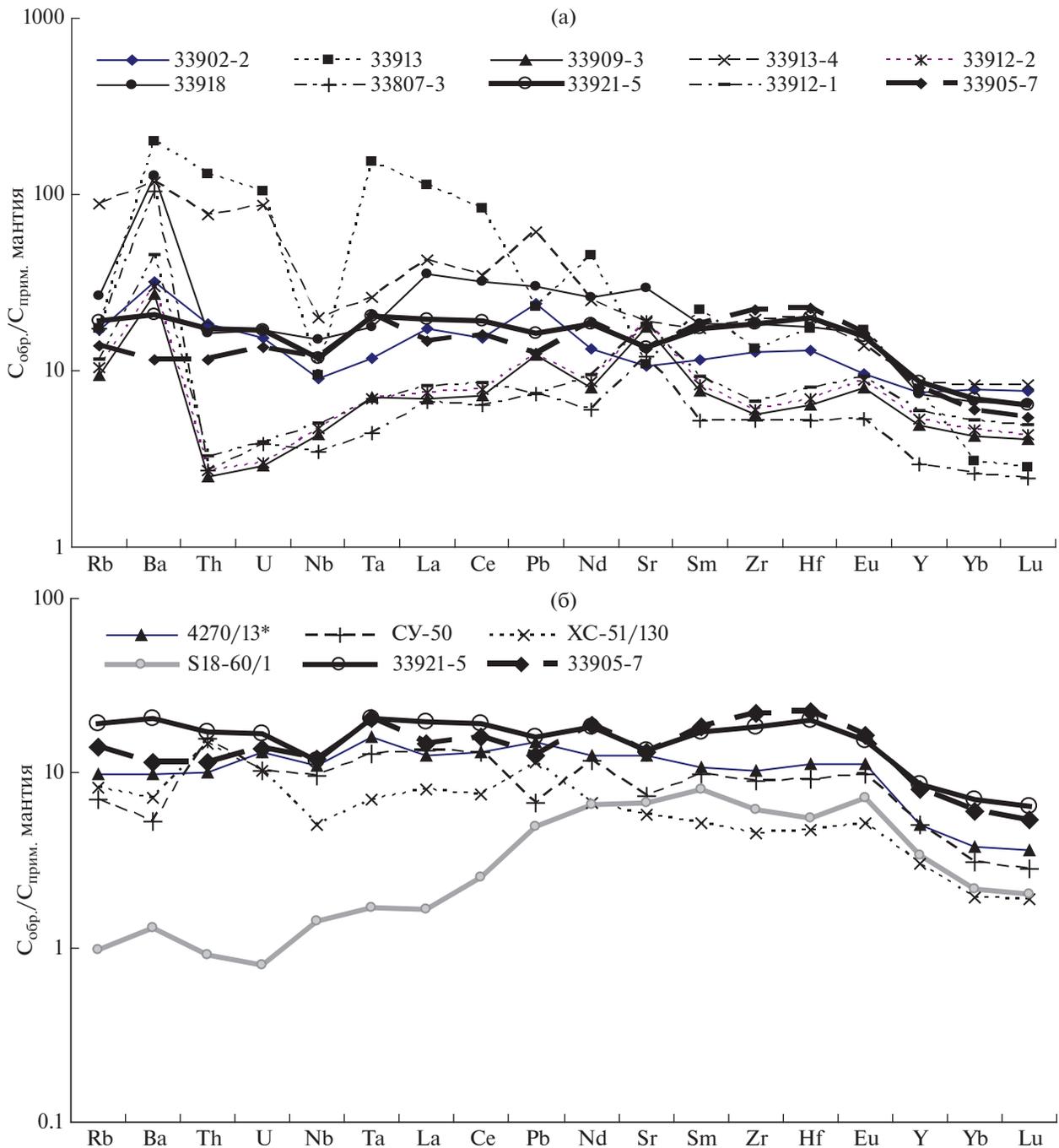


**Рис. 5.** Вариации примесных элементов в оливинах массива Альманнрюгген, базитов провинции Кару и пироксенитовых магм Сибирского плюма (а–д – вариации содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{NiO}$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MnO}$  в зависимости от состава оливина. Составы оливинов из базальтов района Кару (треугольники), Сибирского плюма (точки), Альманнрюгген (треугольники) образуют устойчивые поля. Повышенные содержания этих элементов в изученных образцах близки их содержанию в сибирских траппах, связанных с плавлением пироксенитового источника. Данные по траппам Кару и Сибирского плюма из работ (Sobolev et al., 2007; Соболев и др., 2009). е) вариации состава оливинов на графике в координатах  $100\text{Mn/Fe}$ – $\text{Ni}/(\text{Mg}/\text{Fe})/1000$  (Sobolev et al., 2007), который позволяет идентифицировать пироксенитовый и перидотитовый источники для первичных расплавов (показаны полями). Нормированные содержания примесных элементов в оливине на содержания Fe и Mg/Fe в нем позволяют оценить их концентрации в оливинах с одинаковым содержанием Fe и Mg/Fe, что дает избежать эффектов дифференциации расплавов, и отражают реальные вариации Ni и Mn в расплаве.

$X_{\text{PхMn}} = 3.483 - 2.071 \times (100\text{Mn}/\text{Fe})$  приводит к величине плавящегося пироксенита, близкой к 100%, т.е. составы изученных нами магм могут соответствовать исходному составу пикритовых расплавов, образованных при плавлении безоливинового источника.

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПЛАВОВ

Вариации нормированных к примитивной мантии содержаний литофильных элементов в изученных образцах приведены на рис. 6а, из ко-



**Рис. 6.** Характер распределения литофильных элементов в изученных базальтах (а) базальты гор Вестфьелла и Альманнрюгген (б) распределение литофильных элементов в магмах гор Альманнрюгген (обр. 33921-5, 33905-7) в сравнении с их содержаниями в стеклах южной Атлантики (S18-60/1 – Kamenetsky et al., 2001) и Сибирскими траппами, производными плавления пироксенитовой мантии (Соболев и др., 2009). Литофильные элементы нормированы по (Sun, McDonough, 1989).

торого видна большая дисперсия в составах, что ранее отмечалась при изучении потоков базальтов ЗКМ (Luttinen et al., 1997, 1998). В отличие от изученных базальтов массивов Кирванвегген и Вестфьелла (табл. 1), высоко-магнезиальные долериты массива Альманнрюгген обладают выдер-

жанным слабообогаченным спектром литофильных элементов:  $(La/Sm)_n = 0.9-1.1$  (рис. 6а). Для сравнения на диаграмме показаны спектры распределения примесных элементов в лавах Сибирских траппов, связанных с плавлением пироксенитового источника (рис. 6б). При общем сходном

виде распределения Сибирские траппы отличаются повышенными содержаниями наиболее несовместимых элементов по сравнению со стеклом андезитового состава, образованного, вероятно, при плавлении фрагмента литосферы суперконтинента Годвана в условиях спрединговой зоны южной Атлантики (Kamenetsky et al., 2001). Состав этого стекла часто используется в качестве референсного, как доказательство плавления типичной мантии южной части суперконтинента Годвана, которая в мезозойское время была подвержена плюмовому воздействию.

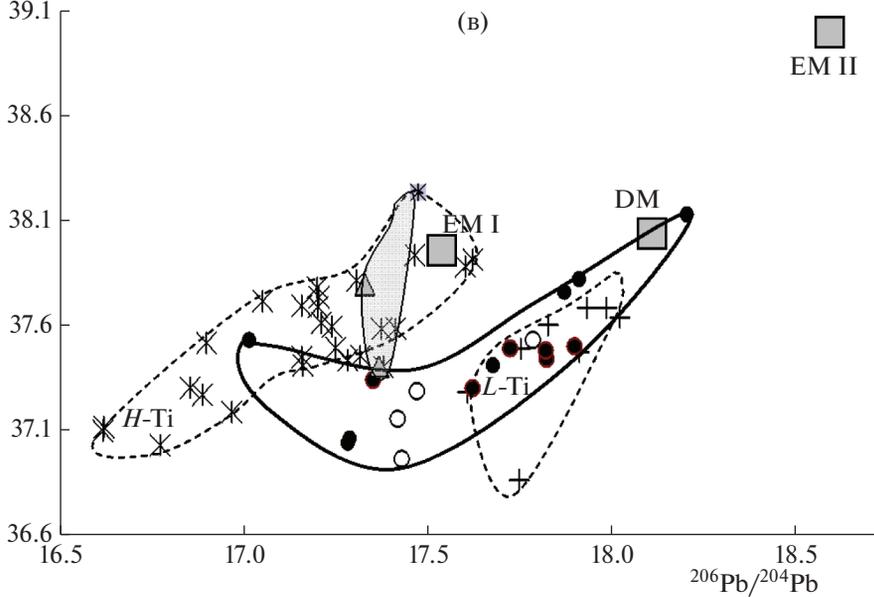
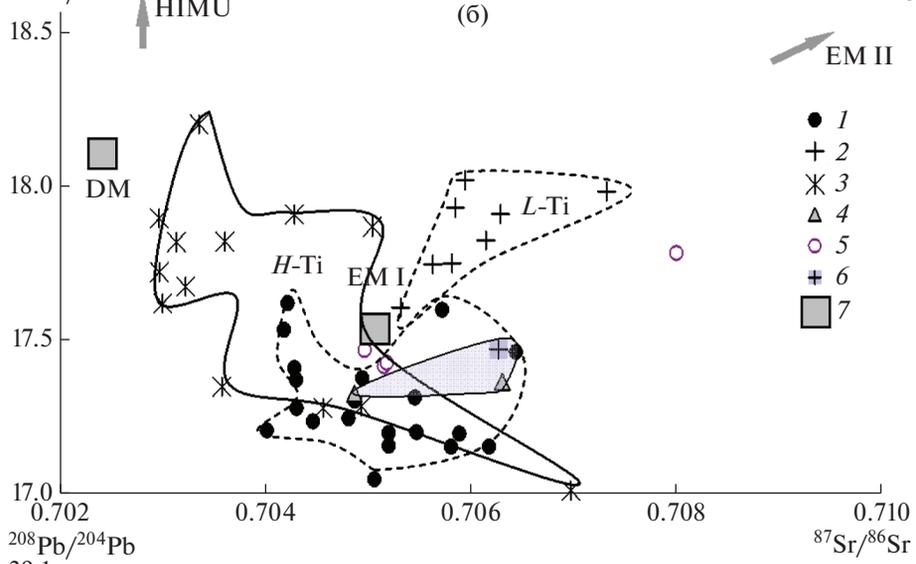
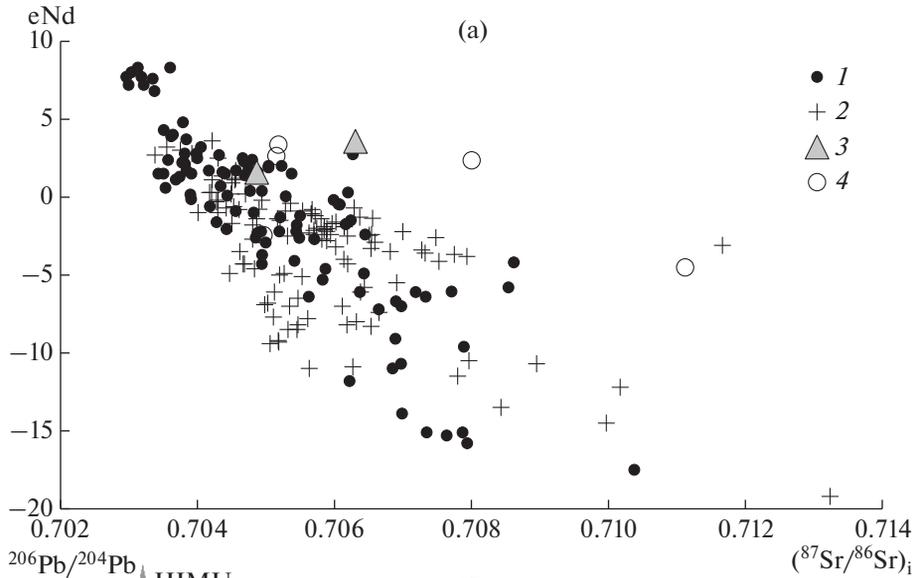
На рис. 7 показаны вариации изотопных характеристик базальтов массивов Альманнрюгген и Вестфьелла (табл. 3) в сравнении с их вариациями в магмах провинций Кару и ЗКМ. Изученные образцы лежат в поле обогащенных разностей магм этих провинций (рис. 7а) и отличаются от деплетированных базальтов ЗКМ. Надо отметить, что выявленная изотопная систематика высоко- и низкотитанистых магм южной Африки не нашла подтверждения в составе магм Антарктиды, где указанные типы магм могут быть как деплетированными, так и обогащенными. Однако, важным представляется, что изотопные составы обр. долеритов 33921-7 и 333905-7 на диаграммах изотопного состава в координатах  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (рис. 7б, 7в) попадают в поле высокотитанистых базальтов Южной Африки, и значимо отличаются от других базальтоидов ЗКМ (Heinonen et al., 2010; Kamenetsky et al., 2017). Они близки ранее упоминавшемуся базальту провинции Летабо (Нуанетси). Изотопные характеристики изученных образцов долеритов массива Альманнрюгген отличаются пониженными величинами изотопных отношений  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ : 17.33–17.37,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ : 15.37–15.52,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ : 37.40–37.79 и относительно повышенными значениями  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ : 0.51249–0.51259 и  $\text{Sr } ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ : 0.7049–0.7063, которые в первом приближении могут рассматриваться как характеристики пироксенитового мантийного источника обогащенных магм (рис. 7). Наиболее сходными изотопно-геохимическими параметрами обладает базитовая (океаническая) кора или базитовый эклогит, который имеет одновременно и черты

деплетированного литофильными элементами источника (пониженные значения  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ) и определенного обогащения некоторыми элементами (например, рубидием, как результат повышенные значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  за счет осадочной составляющей (Hawkesworth, et al., 1984).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Участие пироксенитового источника в образовании траппов плюмовой природы предполагается и рассматривается в ряде современных научных статей (Hirschmann, Stolper, 1996; Elkins et al., 2019; Соболев и др., 2009), тем не менее, однозначные и прямые доказательства его существования редки, поскольку он устойчив в узких пределах  $P$ - $T$  условий (Соболев и др., 2009). Многочисленные работы указывают на присутствие вещества этого источника в различных пропорциях в родоначальных магмах (Lambart et al., 2012; Matzen et al., 2017; Søager et al., 2015; Yang et al., 2016), но только благодаря выполненным нами исследованиям удалось обнаружить непосредственно магмы, практически не подвергшиеся дифференциации, связанные с плавлением пироксенита, и тем самым впервые доказать реальность их существования. Появление подобных магм на начальных стадиях проявления плюма может отражать именно вещественный состав поднимающейся расплавленной плюмовой магмы, достигающей поверхности. Экспериментальные исследования плавления пироксенитов при давлениях 20–25 кбар показали возможность существования расплавов, близких по составу к исследованным нами образцам (Lambart et al., 2013, 2016). В работе (Heinonen et al., 2013) показано, что при формировании первичных расплавов ферропикритов массива Альманнрюгген в процессе их фракционирования принимал участие наряду с оливином и ортопироксен. Составы модельных первичных расплавов, которые были рассчитаны, исходя из добавления к составам базальтов порций отфракционированного оливина и ортопироксена в соотношении (2–3%  $\text{Fo}_{84}$  + 6–9%  $\text{Opx}$ ), оказались близки к составам долеритов 33921-7 и 333905-7 (рис. 4). Поскольку эти составы близки

**Рис. 7.** Изотопная характеристика расплавов, связанных с плавлением пироксенитового источника. (а) Sr-Nd изотопная систематика базальтов массивов Альманнрюгген и Нуанетси в сравнении с высоко- и низко-Ti-магм провинций Кару и Земли Королевы Мод. Показаны составы магм: 1 – Кару (южная Африка), 2 – Земли Королевы Мод; 3 – пикриты гор Альманнрюгген (табл. 1), 4 – базальты ЗКМ (табл. 1). Изотопные составы Nd, Sr пересчитаны на время излияния (180 млн лет назад). (б, в) вариации изотопных отношений в магмах, связанных с плюмом Кару. 1–2 – базальты Южной Африки: 1 – высоко-Ti, 2 – низко-Ti; 3 – базальты и долериты Земли Королевы Мод различных геохимических типов; 4 – пикриты гор Альманнрюгген (табл. 1); 5 – базальты и долериты гор Вестфьелла, ЗКМ, 6 – высоко-Ti-высоко-Fe базальты района Нуанетси; 7 – обогащенные модельные (EM I, EM II, NIMU) и (DM) деплетированный источники по (Armienti, Longo 2011). Аббревиатура *L-Ti* обозначает низкотитанистые базальты, *H-Ti* – высокотитанистые базальты. Составлено по данным табл. 1 и работ (Heinonen et al., 2010; Heinonen et al., 2016; Luttinen, 2018; Luttinen et al., 2015) для Земли Королевы Мод и (Ellam, Cox, 1989; Heinonen et al., 2014, Jourdan et al., 2004) для Южной Африки.



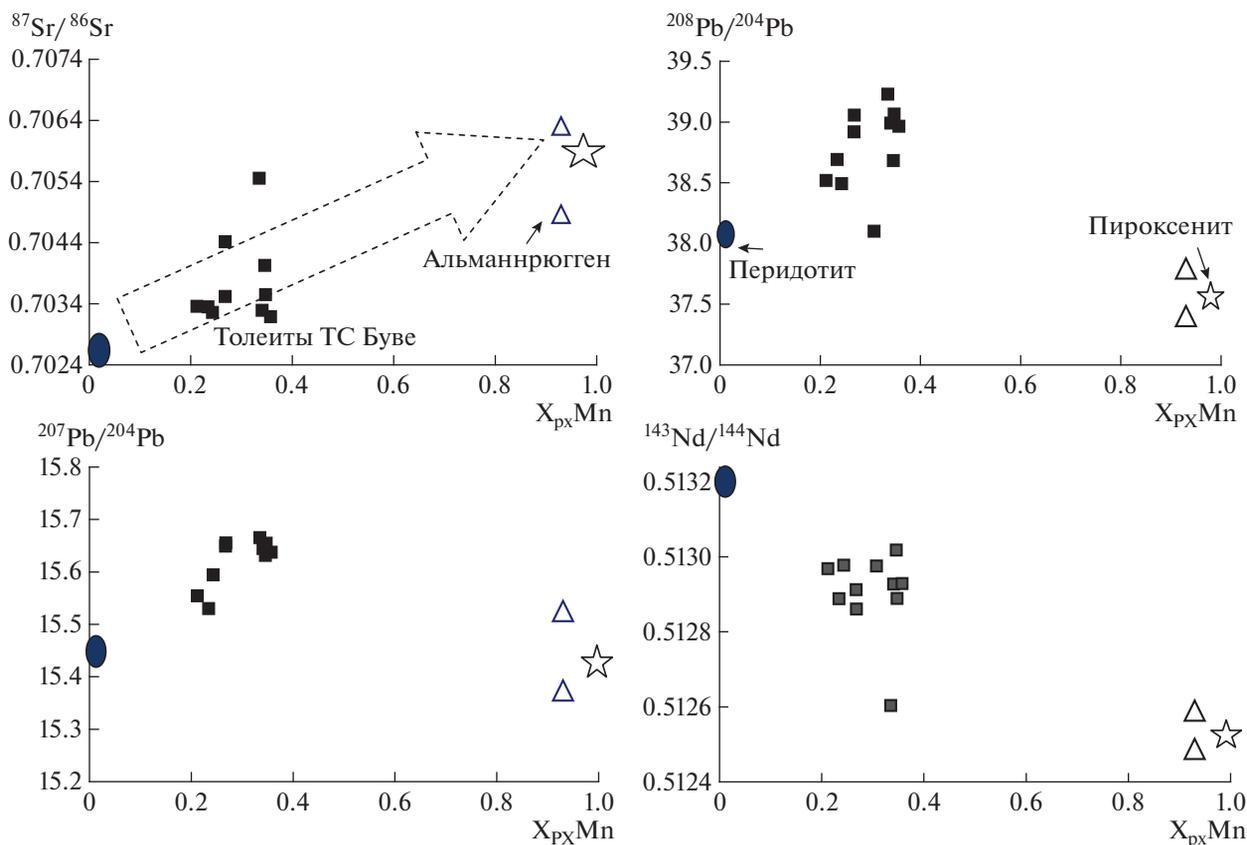
модельным первичным расплавам, в первом приближении, они могут представлять собой недифференцированные расплавы, образованные за счет плавления пироксенитового источника. Подобные расплавы отличаются достаточно низким содержанием MgO около 10 мас. %, что характерно и для состава изученных пород. В свою очередь, расплавы — производные пироксенитов, должны характеризоваться более низкими содержаниями SiO<sub>2</sub> и высокими FeO, а также высокими отношениями CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Elkins et al., 2019). Но, для расплавов массива Альманнрюгген это не типично, что определяется существенной гетерогенностью состава эклогитов, преобразуемых в пироксенит при подъеме мантийного диапира. Поэтому полученная характеристика, геохимическая и изотопная, изученных образцов рассматривается нами как отражающая состав пироксенитового источника магм, образовавшихся под воздействием мезозойского плюма Кару на нижние части литосферы или в самом поднимающемся плюме.

Магмы Южной Африки и западной части ЗКМ, связанные с плюмом Кару, показывают существенную гетерогенность геохимических характеристик. Подобная гетерогенность плюмовых магм подтверждается многочисленными исследованиями состава магматитов изверженных провинций Земли самого разнообразного возраста (Cox, 1989; Courtillot, Renne, 2003; Encarnación et al., 1996; Elliot, Fleming 2000; Jourdan et al., 2007; Heinonen et al., 2013; Callegaro et al., 2013; Соболев и др., 2009 и др.). Причинами ее возникновения могут быть как ассимиляция разнообразных коровых пород, так и даламинация корневых частей литосферы при плюмовом воздействии, плавление низких степеней нижних частей литосферы и последующее смешение различных типов магм в различных пропорциях. Выделить какой-либо один предпочтительный или преобладающий механизм достаточно трудно. Однако детальное изучение магматизма Гавайского архипелага (гавайский плюм развивался и продолжает развиваться в условиях утоненной океанической литосферы), а также Сибирских траппов (проявление плюма в условиях утолщенной литосферы) показало, что мантийные плюмы могут нести большое количество фрагментов пироксенитов, плавление которых устанавливается по геохимическим признакам ликвидусных оливинов (Sobolev et al., 2007; Соболев и др., 2009; Yang et al., 2016). Температуры образования расплавов массива Альманнрюгген из мантийного пироксенита, определенные различными методами, варьируют в интервале 1500–1700°C (Hole, 2015; Heinonen et al., 2015). Мантийная струя, согласно модели (Sobolev et al., 2007), содержащая около 10–15% рециклированного эклогита, начинает плавиться на глубинах около 200 км, образуя расплавы, обогащенные SiO<sub>2</sub>, которые в дальнейшем реагируют с перидотитом,

формируя гибридный пироксенит (Sobolev et al., 2007). Численное моделирование процесса показало, что поднимающийся мантийный плюм должен иметь потенциальную температуру не ниже 1650°C (Соболев и др., 2009). Образование теплового пограничного слоя между относительно холодной истощенной литосферой и горячим ядром мантийной струи не позволяет литосфере прогреться до температуры струи даже в течение 10 млн лет и не может привести к плавлению литосферной мантии. Поэтому пироксенит литосферы не может являться источником расплавов массива Альманнрюгген. Более вероятным сценарием представляется, что поднимающийся мантийный плюм уже содержал примесь фрагментов плотной рециклированной коры (Stroncik, Devey, 2011; Day et al., 2009). Появление расплавов, обогащенных Ti, Fe, и Mg, связано с плавлением чисто пироксенитового источника, что должно происходить на ранней стадии внедрения плюма, поскольку иначе они смешивались бы с расплавами, производными перидотитовой мантии. Несмотря на то, что надежных геохронологических данных мало, пикритовые магмы массива Альманнрюгген (типичным представителем которых являются долериты обр.33921-7 и 333905-7) с возрастом 190 млн лет (Riley et al., 2005) и массива Вестфьелла с возрастом 183–180 млн лет (Luttenen, Furnes, 2000), вероятно, и отражают эту раннюю стадию.

Как и в случае базальтов гудчихинской свиты Сибирской трапповой провинции, которые соответствуют начальной стадии развития Сибирского плюма с возрастом 250 млн лет, расплавы в районе гор Альманнрюгген имеют сходный специфический характер распределения литофильных элементов (рис. 6). Основная особенность подобных магм — наличие обогащенных Ni ликвидусных оливинов, которые указывают на непосредственную связь с плавлением мантийного пироксенитового компонента в поднимающемся плюме (Соболев и др., 2007, 2009). Этот компонент отличается достаточно ровным спектром нормированных литофильных элементов, с обогащением более несовместимыми элементами относительно более совместимых (Th/Nb)<sub>n</sub>: 1.2–1.17; (Zr/Y)<sub>n</sub>: 4.8–6.2, что определяется присутствием граната в источнике (Hirschmann, Stolper, 1996; Tuff et al., 2005). Магмы подобного состава могли образоваться при 40%-м частичном плавлении пироксенита — продукта реакции частичного расплава (60%) рециклированного эклогита (CRC) и примитивного мантийного перидотита (PM) (Соболев, 2009).

На рис. 8 показаны изотопные характеристики конечных членов мантийных источников: деплетированного перидотитового (DM), который генерирует расплавы океанического типа без примеси пироксенитовой составляющей, и пироксенитово-



**Рис. 8.** Изотопная характеристика пироксенитового источника по данным пикритовых магм массива Альманнрюгген. Приведены данные для перидотитового источника океанических магм и составы расплавов спредингных зон района тройного сочленения Буве (Сушевская и др., 2003).

го (Px mantle), плавление которого приводит к появлению расплавов аналогичных расплавам провинции Альманнрюгген. Толейтовые магмы Южной Атлантики района тройного сочленения Буве, приведенные на этом графике, для которых доля мантийных компонентов рассчитана на большом количестве проанализированных оливинов, имеют промежуточный состав и характеризуются различной долей обогащенного пироксенитового компонента в источнике (Мигдисова и др., 2017). Источник пикритовых магм (исходя из состава проанализированных нами образцов), образующихся при плавлении мантии пироксенитового состава, характеризуется следующими параметрами изотопного состава:  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  17.35,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  15.45,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  37.5,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  0.5125 и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  0.706. В отличие от пироксенитового источника, проявленного в районе горячей точки Буве, плавающие пироксениты начального этапа воздействия плюма Кару-Мод были существенно обеднены U и Th. Такие изотопные характеристики, как было показано (Сушевская и др., 2019), могли сформироваться в процессе двухэтапного формирования мантийного родительского источника. На раннем этапе, 700–800 млн лет назад, происходило образо-

вание древнего рециклингового компонента, т.е. океанической коры с примесью осадков. На более позднем этапе начального воздействия плюма происходило преобразование его в мантийный пироксенит за счет взаимодействия с обедненным перидотитом мантии (Сушевская и др., 2019). Древняя субдукция океанической коры при амальгамации суперконтинента Гондвана предполагается разнообразными палеотектоническими моделями развития данного региона в позднем докембрии (Ellam, Cox, 1989; Jacobs et al., 1993; Groenewald et al., 1995; Ferraccioli et al., 2005; Grosch et al., 2007; и др.).

Как указывалось выше, плюмовые магмы могут смешиваться с веществом субдуцированных слэбов, приобретая отличный от типично мантийных производных состав (Weaver et al., 1986; McKenzie, O’Nions, 1983; Zindler, Hart, 1986). В становлении литосферы и земной коры Антарктиды процессы субдукции и плюмовой тектоники играли заметную роль на протяжении протерозоя и фанерозоя (Gorczyk et al., 2018; Veever, 2012). В позднем протерозое (800–600 млн лет назад) западная часть Земли Королевы представляла собой подвижный пояс (магматическую дугу) с предполага-

емой субдукцией океанической плиты Мозамбикского океана и последующей коллизией континентальных блоков Антарктиды на завершающей стадии амальгамации Гондваны (Pauly et al., 2016; Jacobs et al., 2020). Вещество позднепротерозойских субдуцированных слэбов за счет мантийной конвекции могло влиять на состав раннеюрских плюмовых магм, но, более вероятным представляется, что более поздние геодинамические процессы определили геохимическую специфику плюма Кару. После становления Гондваны в раннем палеозое возникла устойчивая субдукция с активными окраинами Палеопацифики вдоль Западной Антарктиды, Новой Зеландии (с окружающими ее подводными плато) и восточной Австралии. В позднем палеозое – раннем мезозое погружающаяся субдукционная плита определяла режимы сжатия и растяжения антарктической литосферы в задуговых обстановках, в том числе, на значительном удалении от активной окраины. В пермское время поднимающийся плюм столкнулся с погружающимся слэбом, что привело к выполаживанию траектории его движения, развитию компрессионных напряжений на подошве литосферы и образованию Гондванской внутриплитной складчатости (Dalziel et al., 2000). Дальнейшая мантийная конвекция привела к разрушению субдуцирующего слэба, контаминации магмы и проявлению юрского магматизма на поверхности суперконтинента Гондвана – в пределах Земли Королевы Мод и южной Африки (Dalziel et al., 2000), а сам состав мантийного вещества отражает взаимодействие восходящего мантийного плюма с веществом верхней мантии (Hastie et al., 2014; Heinonen et al., 2013, 2014, 2016).

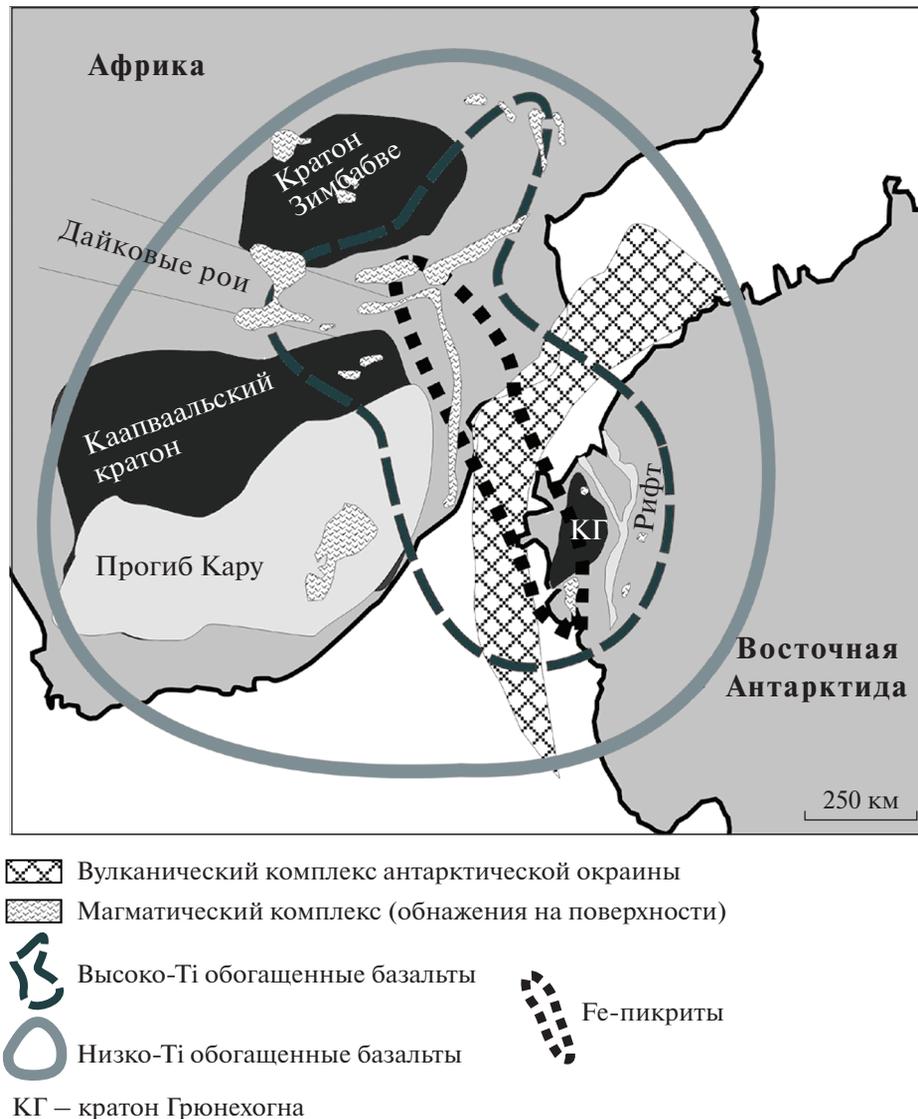
Численное моделирование показало, что рециклированный коровый материал, если он содержится в составе поднимающегося плюма, будет плавиться на глубине 150–170 км, образуя расплавы андезитового состава, которые в дальнейшем при взаимодействии с перидотитовым субстратом могут формировать реакционный пироксенит (Sobolev et al., 2005). При дальнейшем подъеме, на глубинах 150–120 км, будет происходить плавление этого реакционного пироксенита с образованием расплавов пироксенитового состава. Именно мощная литосфера на пути восходящего плюма приводит к плавлению реакционного пироксенита (Natali et al., 2017). Образующиеся расплавы могут достигать поверхности в благоприятных условиях, когда литосфера подвержена ранней деструкции (Gorczyk et al., 2018). На глубине около 100 км в плавление вступает и мантийный перидотит.

Образующиеся низкотитанистые магмы, имеющие большую площадную распространенность, связаны с плавлением метасоматизированной литосферной мантии, состав которой характеризуется присутствием обогащенного компонента ЕМП (рис. 7), типичного для всех трапповых магм (Ме-

ланхолина, Сущевская, 2019). Эти низкотитанистые магмы достигают поверхности вблизи краевых частей мощного кратона Зимбабве-Каапвааль (Peters et al., 1991), и мобильного пояса Земли Королевы Мод, который является продолжением орогенического пояса Наталь, сформированного при дезинтеграции протерозойского суперконтинента Родинии (Jacobs et al., 1993).

Пространственная геохимическая зональность платобазальтов, в частности распространение низко- и высокотитанистых базальтов, представляется весьма важной при решении вопроса о местоположении центра плюма (Heinonen et al., 2010, 2018; Natali et al., 2017; Luttinen et al., 2010; Luttinen, 2018). Высокотитанистые базальты, и, особенно, группа ферропикритов, по-видимому, могут служить маркером центральной, более высокотемпературной части плюма, внедряющегося в литосферу Африки-Антарктиды в районах Нуанетси – Альманнрюген (рис. 9). Зональность плюма в Антарктическом секторе, с более поднятой центральной частью радиусом около 500 км (охватывающей район исследований (рис. 1), подтверждается геофизическими данными (Leitchenkov, Masolov, 1997).

Образующиеся из пироксенитового источника расплавы по системе трещин могут достигать поверхности. В дальнейшем, в ходе эволюции плюма, они смешиваются с расплавами более высоких степеней плавления из перидотитового источника. Гетерогенность магматизма, приуроченного к краевым частям древнего кратона Грюнехогна, отражает быстрое перемещение формирующихся расплавов вдоль системы трещин. В отличие от Сибирского плюма, воздействие которого на литосферу Сибирского кратона не привело к ее расколу, плюм Кару инициировал магматизм на обширной по площади территории континента и привел не только к утонению литосферы и подъему коры центральной части суперконтинента Гондвана, но и к последующему внутриконтинентальному рифтогенезу с обильным магматизмом, расколу континента с отделением Африки от Антарктиды (Hastie et al., 2014; Leitchenkov et al., 2016). Центральная часть плюма так же характеризуется наибольшим объемом изверженного магматического материала, находящегося в рифтовой окраине восточной части моря Уэдделла, хотя в море Лазарева обильные излияния распространяются и за ее пределами, вплоть до края проявления плюма (Leitchenkov et al., 2016). Мощность слоя магматической аккреции в нижней коре (андерплейтинга) центральной части плюма на Земле Королевы Мод по данным глубинных сейсмических зондирований достигает 17 км (Leitchenkov et al., 2016).



**Рис. 9.** Реконструкция поверхностного распространения плюма Кару-Мод. Реконструкция представлена для времени подготовки раскола Гондваны (180 млн лет назад), полями показано распространение разных геохимических типов пород в магматической провинции Кару, отражающее зональность плюма. Построено на основе (Ellam, Cox, 1989; Ferraccioli et al., 2005; Heinonen et al., 2016; Kamenetsky et al., 2017; Luttinen, 2018).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Трапповый магматизм, связанный с плюмом Кару, получил широкое распространение в Южной Африке и восточной Антарктиде. Его можно считать уникальным проявлением плюма в мезозойское время, что отражается как в распространении двух типов магм: высоко- и низкотитанистых, имеющих пространственную разобщенность, так и в приуроченности высокотитанистых магм к центральным частям плюма.

Одна из важных особенностей проявления плюма Кару-Мод – присутствие в траппах высокомагнезиальных, железистых, обедненных несовместимыми элементами магм на фоне разнообразия

их геохимических типов. Генезис высокомагнезиальных железистых пикритов, редко встречающихся в других магматических плюмовых провинциях, связан с плавлением специфического по составу пироксенитового источника в мантии. Такие расплавы обнаружены исключительно в массивах Альманнрюген и Вестфьелла в Антарктике, и провинции Летабо в Южной Африке и пространственно ассоциируют с центральной частью плюма, и, вероятно, соответствуют наиболее ранним излияниям.

Согласно результатам геохимического изучения базитов массива Альманнрюген, первичные расплавы пироксенитового источника плюма Кару отличаются относительно сглаженным типом

распределения литофильных элементов (от Th до Er) и пониженным содержанием наиболее совместимых элементов (Y, Yb, Lu), они имеют низкие значения изотопного отношения  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ : 17.33–17.37 и умеренно радиогенные составы неодима  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ : 0.51249–0.51259, свидетельствующие об относительной древности пироксенитового компонента. Составы всех высоко-Ti базальтов указывают на присутствие примеси вещества такого источника, но доля этой примеси может значительно изменяться.

Авторы благодарны А.А. Арискину и А.А. Цыганкову за рецензирование рукописи и ценные замечания, которые способствовали улучшению статьи.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 16-17-10139).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Лейченков Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В. (2016) Строение земной коры и тектоническая эволюция Восточной части моря Уэдделла и моря Лазарева. *Разведка и охрана недр*. (2), 43–47.
- Меланхолина Е.Н., Сушевская Н.М. (2017) Развитие континентальных окраин Атлантического океана и последовательный раскол суперконтинента Пангея-3. *Геотектоника* (2), 44–58.
- Меланхолина Е.Н., Сушевская Н.М. (2019) Тектоника пассивных окраин Южного Океана в регионе Африки–Восточной Антарктиды. *Геотектоника* (4), 25–2.
- Мигдисова Н.А., Соболев А.В., Сушевская Н.М., Дубинин Е.П., Кузьмин Д.В. (2017) Мантийная гетерогенность в районе тройного сочленения Буве по составам оливинов. *Геология и геофизика* **58** (11), 1633–1648.
- Соболев А.В., Криволицкая Н.А., Кузьмин Д.В. (2009) Петрология родоначальных расплавов и мантийных источников магм Сибирской трапповой провинции. *Петрология* **17**(3), 276–310.
- Сушевская Н.М., Мигдисова Н.А., Беляцкий Б.В., Пейве А.А. (2003) Образование обогащенных толеитовых магм в пределах западной части Африкано-Антарктического хребта (Южная Атлантика). *Геохимия* (1), 3–24.
- Sushchevskaya N.M., Migdisova N.A., Belyatskii B.V., and Peyve A.A. (2003) Genesis of Enriched Tholeiitic Magmas in the Western Segment of the Southwest Indian Ridge, South Atlantic Ocean. *Geochem. Intern.* **41**(1), 1.
- Сушевская Н.М., Беляцкий Б.В., Лейченков Г.Л., Батанова В.Г., Соболев А.В. (2019) Изотопная характеристика юрского плюмового магматизма в провинции Альманнррюген (Земля Королевы Мод, Восточная Антарктида). *ДАН* **486**(1), 97–101.
- Armiñenti P., Longo P. (2011) Three-dimensional representation of geochemical data from a multidimensional compositional space. *Intern. J. Geosci.* **2**, 231–239.
- Callegaro S., Marzoli A., Bertrand H., Chiaradia M., Reisinger L., Meyzen C., Bellieni G., Weems R.E., Merle R. (2013) Upper and lower crust recycling in the source of CAMP basaltic dykes from southeastern North America. *Earth Planet. Sci. Lett.* **376**, 186–199.
- Courtillot V.E., Renne P.R. (2003) On the ages of flood basalt events. *Comptes Rendus Geosciences* **335**, 113–140.
- Cox K.G. (1989) The role of mantle plumes in the development of continental drainage patterns. *Nature* **342**, 873–877.
- Curtis M.L., Riley T.R., Owens W.H., Leat Ph.T., Duncan R.A. (2008) The form, distribution and anisotropy of magnetic susceptibility of Jurassic dykes in H.U. Sverdrupfjella, Dronning Maud Land, Antarctica. Implications for dyke swarm emplacement. *Journal of Structural Geology* **30**, 1429–1447.
- Dalziel I.W.D., Lawver L.A., Murphy J.B. (2000) Plumes, orogenesis, and supercontinental fragmentation. *Earth Planet. Sci. Lett.* **178**, 1–11.
- Day J.M., Pearson D.G., Macpherson C.G., Lowry D., Carracedo J.C. (2009) Pyroxenite-rich mantle formed by recycled oceanic lithosphere: oxygen-osmium isotope evidence from Canary Island lavas. *Geology* **37** (6), 555–558.
- Duncan R.A., Hooper P.R., Rehacek J., Marsh J.S., Duncan A.R. (1997) The timing and duration of the Karoo igneous event, southern Gondwana. *J. Geophys. Res.* **B102**, 18127–18138.
- Elkins L.J., Bourdon B., Lambart S. (2019) Testing pyroxenite versus peridotite sources for marine basalts using U-series isotopes. *Lithos* **332–333**, 226–244.
- Ellam R.M., Cox K.G. (1989) A Proterozoic lithospheric source for Karoo magmatism: evidence from the Nuanetsi picrites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **92**(2), 207–218.
- Elliot D.H., Fleming T.H. (2000) Weddell triple junction: The principal focus of Ferrar and Karoo magmatism during initial breakup of Gondwana. *Geology* **28**(6), 539–542.
- Encarnación J., Fleming T.H., Elliot D.H., Eales H.V. (1996) Synchronous emplacement of Ferrar and Karoo dolerites and the early breakup of Gondwana. *Geology* **24**, 535–538.
- Ferraccioli F., Jones P.C., Curtis M.L., Leat P.T., Riley T.R. (2005) Tectonic and magmatic patterns in the Jutulstraumen rift (?) region, East Antarctica, as imaged by high-resolution aeromagnetic data. *Earth Planet. Space.* **57**, 767–780.
- Furnes H., Neumann E., Sundvoll B. (1982) Petrology and geochemistry of Jurassic basalt dykes from Vestfjella, Dronning Maud Land, Antarctica. *Lithos* **15**, 295–304. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(82\)90020-2](https://doi.org/10.1016/0024-4937(82)90020-2)
- Furnes H., Vad E., Austrheim H., Mitchell J.G., Garman L.B. (1987) Geochemistry of basalt lavas from Vestfjella and adjacent areas, Dronning Maud Land, Antarctica. *Lithos* **20**, 337–356. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(87\)90015-6](https://doi.org/10.1016/0024-4937(87)90015-6)
- Gorczyk W., Mole D.R., Barnes S.J. (2018) Plume-lithosphere interaction at craton margins throughout Earth history. *Tectonophysics* **746**, 678–694.
- Grikurov G.E., Leychenkov G. Tectonic Map of Antarctica (Scale 1 : 10 M). Commission for Geological Map of the World (CGMW). Paris, 2012.
- Groenewald P.B., Moyes A.B., Grantham G.H., Krynanuw J.R. (1995) East Antarctic crustal evolution: geological constraints and modelling in western Dronning Maud Land. *Precam. Research.* **75**, 231–250. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(95\)80008-6](https://doi.org/10.1016/0301-9268(95)80008-6)
- Grosch E.G., Bisnath A., Frimmel H.E., Board W.S. (2007) Geochemistry and tectonic setting of mafic rocks in western Dronning Maud Land, East Antarctica: implications for the geodynamic evolution of the Proterozoic Maud Belt. *J. of the Geological Society, London* **164**, 465–475.
- Harris Ch., Marsh J.S., Duncan A.R., Erlank A.J. (1990) The Petrogenesis of the Kirwan basalts of Dronning Maud Land, Antarctica. *J. Petrol.* **31**, 341–369.

- Hastie W.W., Watkeys M.K., Aubourg C. (2014) Magma flow in dyke swarms of the Karoo LIP: implications for the mantle plume hypothesis. *Gondwana Research* **25**, 736-755.
- Hawkesworth C.J., Marsh J.S., Duncan A.R., Erlank A.J., Norry M.J. (1984) *The role of continental lithosphere in the generation of the Karoo volcanic rocks: evidence from combined Nd- and Sr-isotope studies in petrogenesis of the volcanic rocks of the Karoo Province*. Geological Society of South Africa Special Publication **13**, 341-354.
- Heinonen J.S., Luttinen A.V. (2008) Jurassic dikes of Vestfjella, western Dronning Maud Land, Antarctica: geochemical tracing of ferropicrite sources. *Lithos* **105**, 347-364.  
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.05.010>
- Heinonen J.S., Carlson R.W., Luttinen A.V. (2010) Isotopic (Sr, Nd, Pb, and Os) composition of highly magnesian dikes of Vestfjella, western Dronning Maud Land, Antarctica: a key to the origins of the Jurassic Karoo large igneous province? *Chem. Geol.* **277**, 227-244.  
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.08.004>
- Heinonen J.S., Luttinen A.V. (2010) Mineral chemical evidence for extremely magnesian subalkaline melts from the Antarctic extension of the Karoo large igneous province. *Mineral. Petrol.* **99**, 201-217.  
<https://doi.org/10.1007/s00710-010-0115-9>
- Heinonen J.S., Luttinen A.V., Riley T.R., Michallik R.M. (2013) Mixed pyroxenite-peridotite sources for mafic and ultramafic dikes from the Antarctic segment of the Karoo continental flood basalt province. *Lithos* **177**, 366-380.
- Heinonen J.S., Carlson R.W., Riley T.R., Luttinen A.V., Horan M.F. (2014) Subduction-modified oceanic crust mixed with a depleted mantle reservoir in the sources of the Karoo continental flood basalt province. *Earth Planet. Sci. Lett.* **394**, 229-241.  
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.03.012>
- Heinonen J.S., Carlson R.W., Luttinen A.V., Bohrsen, W.A. (2016) Enriched continental flood basalts from depleted mantle melts: modeling lithospheric contamination of Karoo lavas from Antarctica. // *Contrib. Mineral. Petrol.* **171** (1), 171-179.  
<https://doi.org/10.1007/s00410-015-1214-8>
- Heinonen J.S., Luttinen A.V., Whitehouse M. J. (2018) Enrichment of  $^{18}\text{O}$  in the mantle sources of the Antarctic portion of the Karoo large igneous province. *Contrib. Mineral. Petrol.* **173**, 21-37.  
<https://doi.org/10.1007/s00410-018-1447-4>
- Hirschmann M.M., Stolper E.M. (1996) A possible role for garnet pyroxenite in the origin of the "garnet signature" in MORB. *Contrib. Mineral. Petrol.* **124**, 185-208.
- Hofmann A.W., White W.M. (1982) Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* **57**, 421-436.
- Hole M.J. (2018) Mineralogical and geochemical evidence for polybaric fractional crystallization of continental flood basalts and implications for identification of peridotite and pyroxenite source lithologies. *Earth-Science Reviews* **176**, 51-67.
- Honda M., McDougall I., Patterson D. (1993) Solar noble gases in the Earth: The systematics of helium-neon isotopes in mantle derived samples. *Lithos* **30**, 257-265.
- Howarth G.H., Harris Ch. (2017) Discriminating between pyroxenite and peridotite sources for continental flood basalts (CFB) in southern Africa using olivine chemistry. *Earth and Planetary Science Letters* **475**, 143-151.  
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.07.043>
- Jacobs J., Mikhailsky E., Henjes-Kunst F., Lufner A., Thomas R.J., Elburg M.A., Wang C.-C., Estrada S., Skublov G. (2020). Neoproterozoic geodynamic evolution of easternmost Kalahari: Constraints from U-Pb-Hf-O zircon, Sm-Nd isotope and geochemical data from the Schirmacher Oasis, East Antarctica. *Precambrian Research*. **342**, 105553.
- Jacobs J., Thomas R.J., Weber K. (1993) Accretion and indentation tectonics at the southern edge of the Kaapvaal Craton during the Kibaran (Grenville) Orogeny. *Geology* **21** (3), 203-206.
- Jourdan F., Feraud G., Bertrand H., Watkeys M.K. (2007) From flood basalts to the inception of oceanization: example from the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  high-resolution picture of the Karoo large igneous province. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. **8**.  
<https://doi.org/10.1029/2006GC001392>
- Jourdan F., H. Bertrand H., Scharer U., Blichert-Toft J., Feraud G., Kampuzu A.B. (2007) Major and trace element and Sr, Nd, Hf, and Pb isotope compositions of the Karoo Large Igneous Province, Botswana- Zimbabwe: lithosphere vs mantle plume contribution. *J. Petrol.* **48** (6), 1043-1077.  
<https://doi.org/10.1093/ptology/egm010>
- Jourdan F., Feraud G., Bertrand H., Kampunzu A.B., Tshoso G., Le Gall B., Tiercelin J.J., Capiez P. (2004) The Karoo triple junction questioned: Evidence from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Jurassic and Proterozoic ages and geochemistry of the Okavango dike swarm (Botswana). *Earth Planet. Sci. Lett.* **222**, 989-1006.
- Kamenetsky V.S., Maas R., Kamenetsky M.B., Yaxley G.M., Ehrig K., Zellmer G.F., Bindeman I.N., Sobolev A.V., Kuzmin D.V., Ivanov A.V., Woodhead J., Schilling J. (2017) Multiple mantle sources of continental magmatism: insights from "high-Ti" picrites of Karoo and other large igneous provinces. *Chem. Geol.* **455**, 22-31.  
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.08.034>
- Korenaga J. (2004) Mantle mixing and continental breakup magmatism. *Earth Planet. Letters* **218**, 463-473.
- Lambart S., Laporte D., Provost A., Schiano P. (2012) Fate of pyroxenite-derived melts in the peridotitic mantle: thermodynamic and experimental constraints. *J. Petrol.* **53**, 451-476.
- Lambart S., Laporte D., Schiano P. (2013) Markers of the pyroxenite contribution in the major-element compositions of oceanic basalts: Review of the experimental constraints. *Lithos* **160-161**, 14-36.
- Lambart S., Baker M.B., Stöpler E.M. (2016) The role of pyroxenite in basalt genesis: melt-PX, a melting parameterization for mantle pyroxenites between 0.9 and 5 GPa. *J. Geophys. Res.*  
<https://doi.org/10.1002/2015JB012762>
- Lawver L.A., Gahagan L.M., Coffin M.F. (1992) The development of paleoseaways around Antarctica. *Antarctic Research Series* **56**, 7-30. doi: 10.1029/AR056p0007.
- Leitchenkov G., Miller H., Zatzepin E. (1996) Structure and Mesozoic evolution of the Eastern Weddell Sea, Antarctica: History of early Gondwana Break-up. In: Storey B., King E., Livermore R. (eds.) *Weddell Sea Tectonics and Gondwana break-up*. Geological Society of London Spec. Publ. London, **108**, 175-190.
- Leitchenkov G.L., Masolov V.N. (1997) Tectonic and magmatic history of the Weddell Sea region. In: Leitchenkov G. L., Wilson T. (eds.) *Breakup processes - Jurassic to Recent Antarctic region: Geological Evolution and Processes. Proc. VII<sup>th</sup> Int. Symp. on Antarctic Earth Science*, 461-466.
- Luttinen A.V., Siivola J.U. (1997) Geochemical characteristics of Mesozoic lavas and dikes from Vestfjella, Dronning Maud Land: recognition of three distinct chemical types.

- In: Ricci CA (ed) *The Antarctic region: geological evolution and processes. Terra Antarctica Publications. Siena*. 7, 495-503.
- Luttinen A.V., Rämö O.T., Huhma H. (1998) Neodymium and strontium isotopic and trace element composition of a Mesozoic CFB suite from Dronning Maud Land, Antarctica: implications for lithosphere and asthenosphere contributions to Karoo magmatism. *Geochim. Cosmochim. Acta* **62**, 2701-2714.  
[https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(98\)00184-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00184-7)
- Luttinen A.V., Furnes H. (2000) Flood basalts of Vestfjella: Jurassic magmatism across an Archaean-Proterozoic lithospheric boundary in Dronning Maud Land, Antarctica. *J. Petrol.* **41**, 1271-1305.  
<https://doi.org/10.1093/petrology/41.8.1271>
- Luttinen A.V., Zhang X., Foland K.A. (2002) 159 Ma Kjakebeinet lamproites (Dronning Maud Land, Antarctica) and their implications for Gondwana breakup processes. *Geol Mag* **139**, 525-539.  
<https://doi.org/10.1017/S001675680200674X>
- Luttinen A.V., Leat P.T., Furnes H. (2010) Björnnutane and Sembberget basalt lavas and the geochemical provinciality of Karoo magmatism in western Dronning Maud Land, Antarctica. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **198**, 1-18.  
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.07.011>
- Luttinen A.V., Heinonen J.S., Kurhila M., Jourdan F., Mänttari I., Vuori S.K., Huhma H. (2015) Depleted Mantle-sourced CFB magmatism in the Jurassic Africa–Antarctica Rift: petrology and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and U/Pb chronology of the Vestfjella Dyke Swarm, Dronning Maud Land, Antarctica. *J. Petrol.* **56**, 919-952.  
<https://doi.org/10.1093/petrology/egv022>
- Luttinen A. V. (2018). Bilateral geochemical asymmetry in the Karoo large igneous province. *Sci. Rep.* **8**, 5223-5234.
- Marsh J.S., Hooper P.R., Rehacek J., Duncan R.A., Duncan A.R. (1997) Stratigraphy and age of Karoo basalts of Lesotho and Implications for correlations within the Karoo Igneous Province. In: Mahoney J.J., Coffin M.F. (eds.) *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic and Planetary Flood Volcanism. Geophys. Monogr.* **100**, 247-272.
- Matzen A.K., Wood B.J., Baker M.B., Stolper E.M., (2017) The roles of pyroxenite and peridotite in the mantle sources of oceanic basalts. *Nat. Geosci.* **10**, 530-535.
- McKenzie D., O’Nions R.K. (1983) Mantle reservoirs and oceanic basalts. *Nature* **301**, 229-231.
- Moreira M., Gautheron C., Breddam K., Curtice J., Kurz M.D. (2001) Solar neon in the Icelandic mantle: New evidence for an undegassed lower mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* **185**, 15-23.
- Moyes A.B., Krynauw J.R., Barton J.M. (1995) The age of the Ritscherflya Supergroup and Borgmassivet Intrusions, Dronning Maud Land, Antarctica. *Antarct. Sci.* **7**, 87-97.  
<https://doi.org/10.1017/S0954102095000125>
- Natali C., Beccaluva L., Bianchini G., Siena F. (2017) Comparison among Ethiopia-Yemen, Deccan, and Karoo continental flood basalts of central Gondwana: Insights on lithosphere versus asthenosphere contributions in compositionally zoned magmatic provinces. *The Geological Society of America Special Paper* **526**, 191-215.  
[https://doi.org/10.1130/2017.2526\(10\)](https://doi.org/10.1130/2017.2526(10))
- Peters M., Haverkamp B., Emmermann, R. Kohnen H., Weber K. (1991) Palaeomagnetism, K–Ar dating and geodynamic setting of igneous rocks in western and central Neuschwabenland, Antarctica. In: Thomson M.R.A., Crame J.A., Thomson J.W. (Eds.). *Geological Evolution of Antarctica. Proceedings of the Fifth International Symposium on Antarctic Earth Sciences*. Cambridge University Press. Cambridge, 549-555.
- Riley T.R., Leat P.T., Curtis M.L., Millar I.L., Duncan R.A., Fazel A. (2005) Early-middle Jurassic dolerite dykes from western Dronning Maud Land (Antarctica): identifying mantle sources in the Karoo large igneous province. *J. Petrol.* **46**, 1489-1524.
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V., Yaxley G.M., Arndt N.T., Chung S., Danyushevsky L.V., Elliott T., Frey F.A., Garcia M.O., Gurenko A.A., Kamenetsky V.S., Kerr A.C., Krivolutsкая N.A., Matvienkov V.V., Nikogosian I.K., Rocholl A., Sigurdsson I.A., Sushchevskaya N.M., Teklay M. (2007) The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts. *Science* **316**, 412-417.  
<https://doi.org/10.1126/science.1138113>
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Sobolev S.V., Nikogosian I.K. (2005) An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts. *Nature* **434**, 590-597.  
<https://doi.org/10.1038/nature03411>
- Søager N., Portnyagin M., Hoernle K., Holm P.M., Hauff F., Garbe-Schönberg D. (2015) Olivine major and trace element compositions in southern Payenia basalts, Argentina: evidence for pyroxenite–peridotite melt mixing in a back-arc setting. *J. Petrol.* **56** (8), 1495-1518.
- Spaeth G., Schüll P. (1987) A survey of Mesozoic dolerite dikes from Western Neuschwabenland, Antarctica, and their geotectonic significance. *Polarforschung* **57** (1/2), 93-113.
- Stroncik N.A., Devey C.W. (2011) Recycled gabbro signature in hotspot magmas unveiled by plume–ridge interactions. *Nature Geoscience* **4**, 39-397.
- Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, in magmatism in the ocean basins. *Geological Society Special Publications* **42**, 313-345.
- Svensen H., Corfu F., Polteau S., Hammer Ø., Planke S. (2012) Rapid magma emplacement in the Karoo Large Igneous Province. *Earth Planet. Sci. Lett.* **325–326**, 1-9.
- Tuff J., Takahashi E., Gibson S.A., (2005) Experimental constraints on the role of garnet pyroxenite in the genesis of high-Fe mantle plume derived melts. *J. Petrol.* **46** (10), 2023-2058.
- Veevers J.J. (2012) Reconstructions before rifting and drifting reveal the geological connections between Antarctica and its conjugates in Gondwanaland. *Earth-Science Reviews* **111**, 249-318.
- Vuori S.K., Luttinen A.V. (2003) The Jurassic gabbroic intrusions of Utpostane and Muren: insights into Karoo-related plutonism in Dronning Maud Land, Antarctica. *Antarctic Science* **15**, 283-301.
- Weaver B.L., Wood D.A., Tarney J., Joron J.-L. (1986) Role of subducted sediment in the genesis of ocean island basalts: Geochemical evidence from South Atlantic Ocean islands. *Geology* **14**, 275–278.
- Yang Z.F., Li J., Liang W.F., Luo Z.H. (2016) On the chemical markers of pyroxenite contributions in continental basalts in Eastern China: implications for source lithology and the origin of basalts. *Earth-Sci. Rev.* **157**, 18–31
- Zhang X., Luttinen A.V., Elliot D.H., Larsson K., Foland K.A. (2003) Early stages of Gondwana breakup: the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of Jurassic basaltic rocks from western Dronning Maud Land, Antarctica, and implications for the timing of magmatic and hydrothermal events. *J. Geophys. Res.* **B108**.  
<https://doi.org/10.1029/2001JB001070>
- Zindler A., Hart S. (1986) Chemical geodynamics. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci. Lett.* **14**, 493-571.