

## РАНЕПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ БОНИНИТОПОДОБНЫЕ ВУЛКАНИТЫ ВЕТРЕННОГО ПОЯСА В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА, РОССИЯ

К.А. Евсева, И.С. Красивская, А.В. Чистяков, Е.В. Шарков

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН  
119017, Москва, Старомонетный пер., 35*

*E-mail: sharkov@igem.ru*

*Поступила в редакцию 15 марта 2004 г.*

Приведены результаты изучения вещественного состава и структурных особенностей раннепалеопротерозойских (2.41-2.45 млрд лет) основных – ультраосновных вулканитов свиты Ветреный Пояс из одноименной рифтогенной структуры в юго-восточной части Карельского кратона. Первоначально эти вулканиты определялись как оливиновые базальты и пикриты, затем, благодаря работам В.С. Куликова, как коматииты и коматиитовые базальты. Результаты наших исследований позволили пересмотреть классификацию и серийную принадлежность этих своеобразных пород. Показано, что для них характерно наличие высокомагнезиальных оливина и пироксенов, хромистой шпинели и уникально свежего интерстициального стекла андезитового и андезит-дацитового состава. Для пород типичны устойчиво низкие содержания  $TiO_2$  и Nb и повышенные – крупноионных литофильных элементов (Sr, Zr, Ba и др.) и легких РЗЭ. Полученные нами данные свидетельствуют о том, что по своим структурно-петрографическим и геохимическим особенностям изученные вулканиты близки к образованиям бонинитовой серии фанерозоя, связанным с процессами в зонах субдукции. Вулканиты свиты ветреный пояс, однако, формировались во внутриплитной обстановке и входят в состав крупной Балтийской изверженной провинции кремнеземистой высокомагнезиальной (бонинитоподобной) серии раннего палеопротерозоя.

Показано, что структуры спинифекс не являются специфической особенностью только коматиитов, но их наличие характерно и для бонинитоподобных вулканитов.

Ключевые слова: *Балтийский щит; свита ветреный пояс; ранний палеопротерозой; бонинитоподобные породы; свежее вулканическое стекло; спинифекс структура.*

## THE EARLY PALEOPROTEROZOIC BONINITE-LIKE VOLCANICS FROM THE VETRENY BELT, SOUTHEASTERN BALTIC SHIELD, RUSSIA

K.A. Evseeva, I.S. Krassivskaya, A.V. Chistyakov, E.V. Sharkov

*Institute of Ore Deposit Geology, Petrology, Mineralogy and Geochemistry (IGEM), of RAS*

Data are presented on composition and texture of the Early Paleoproterozoic (2.41-2.45 Ga) mafic-ultramafic volcanic rocks of the Vetrenyi Belt Formation in the same rifting structure, southeastern Karelain craton. Initially, these volcanic rocks were determined as olivine basalts and picrites and then, owing to the works of V.S. Kulikov, as komatiites and komatiite basalts. Results of our investigations allowed one to revise classification and serial affinity of these specific rocks. They contain high-Mg olivine and pyroxenes, high-Cr spinel and remarkably fresh interstitial glass of andesite and andesite-dacite composition. The rocks have low  $TiO_2$  and Nb, high LILE (Sr, Zr, Ba, and others) and LREE. Based on texturic and petrographic and geochemical data, the studied volcanic rocks are similar to Phanerozoic subduction-related boninite series. However, volcanic rocks of the Vetreny Belt Formation formed in an intraplate setting and they belong to the large Baltic igneous province of siliceous high-magnesian (boninite-like) series of the early Paleoproterozoic. It was shown that spinifex textures are typical not only of komatiites, but also boninite-like volcanic rocks.

Key words: *Baltic Shield; Vetreny Belt formation; early Paleoproterozoic; boninite-like rocks; fresh volcanic glass; spinifex structure.*

Крупная Балтийская провинция кремнеземистой высокомагнезиальной (бонинитоподобной) серии (КВМС) объединяет мафит-ультрамафитовые комплексы раннего палеопротерозоя, которые представлены расслоенными интрузивами на Карельском и Кольском кратонах, мелкими телами друзитового комплекса в пределах подвижных поясов между кратонами, роями даек, а также вулканическими комплексами в грабенообразных структурах рифтогенного происхождения, таких как Ветренный Пояс, Печенго-Варзутская и др. [Шарков и др., 1997]. Входящие в ее состав породы, несмотря на разные структурные и фациальные условия их становления, обладают общими минералогическими и геохимическими особенностями. В частности, они характеризуются относительно высоким общим уровнем концентрации РЗЭ, обогащением легкими лантаноидами, Rb, Sr, Ba, и обеднением Ti и Nb. Эти особенности резко отличают их от образований толентовой серии и сближают с породами бонинитовой серии.

Дополнительные критерии бонинитового характера пород КВМС получены нами при изучении уникально свежих раннепалеопротерозойских мафит-ультрамафитовых вулканитов свиты Ветренный Пояс, входящей в состав одноименной крупной рифтогенной структуры в юго-восточной части Карельского кратона.

Первыми исследователями свиты слагающие ее вулканиты определялись как оливиновые базальты, диабазы, пикритовые и пироксеновые порфириты и т.п. [см. Куликов, 1988]. При детальном изучении наиболее хорошо обнаженных фрагментов свиты, В.С. Куликовым были впервые обнаружены и описаны высокомагнезиальные базальты и пикробазальты со структурами спинифекс и микроспинифекс, содержащие недевитрифицированное вулканическое стекло, а вся свита Ветренный Пояс стала рассматриваться как представитель коматиитовой серии раннего протерозоя на Балтийском щите [Куликов, 1988].

К сожалению, породы этой провинции, особенно вулканиты, в большинстве случаев практически полностью метаморфизованы, и только в лавах рифтогенной структуры Ветренный Пояс местами сохранились удивительно свежие породы (Шарков и др., 2004), что позволяет впервые охарактеризовать первичные структуры и минеральный состав этих эффузивов, а также природу расплавов. Это и являлось главной задачей наших исследований.

## Обсуждение терминов

Как известно, номенклатура и классификация пород бонинитовой серии недостаточно разработана. Собственно бониниты определяются как высокомагнезиальные средние породы, содержащие скелетные кристаллы магнезиального оливина, клиноэнстатита и/или ортопироксена (в низкокальциевых вулканитах), авгита (в высококальциевых разновидностях) и хромистой шпинели, которые погружены в гиалопилитовую или стекловатую основную массу, пересыщенную кремнеземом [Ohnenstetter, Brown, 1996<sub>1</sub>]. Согласно существующим представлениям, высокомагнезиальный состав вкрапленников связывается с выплавлением расплавов из высокодеплегированной мантии в условиях высокой водонасыщенности. Последнее обстоятельство, по-видимому, определяет структуру бонинитовых расплавов, резко расширяя поле кристаллизации пироксенов и препятствуя кристаллизации плагиоклаза [Ohnenstetter, Brown, 1996<sub>2</sub>].

Бонинитовая серия молодых островодужных систем (Изу-Бонинской, Марианской, Тонга и др.), включающая оливиновые бониниты, собственно бониниты, бронзитовые андезиты, гиперстеновые дациты, а также родственные им кварцевые дациты и низкокальциевые риолиты [Добрецов и др., 1980; Петрология и геохимия..., 1987; Bloomer, Hawkins, 1987; Van der Laan et al., 1992; Ohnenstetter, Brown, 1996<sub>1</sub>], протягивается далеко в поле риолитов. Однако в тех же Западно-Тихоокеанских структурах существуют вулканиты мафит-ультрамафитового ряда, которые по своему минеральному составу (в частности, отсутствию модалного плагиоклаза и наличию кислого интерстициального стекла) и петрогеохимическим особенностям соответствуют породам бонинитовой серии и описываются как оливиновые бониниты, ультраосновные бониниты, пикробазальты [Петрология и геохимия..., 1987; Высоцкий и др., 1983; Высоцкий, 1989]. Очевидно, что эта номенклатура бонинитовых пород достаточно противоречива; в частности, оливиновые бониниты могут соответствовать как андезиту, так и базальту или пикробазальту. Чтобы подчеркнуть бонинитоподобную природу изученных нами мафит-ультрамафитовых пород, мы определяем их как бонинитовые базальты, бонинитовые пикробазальты и бонинитовые пикриты.

Согласно последней классификации высокомагнезиальных и пикритовых пород IUGS (Le Bas, 2000), к коматиитам и коматиитовым базальтам относятся породы с содержанием  $\text{SiO}_2$  от 30 до 52 мас.% и  $\text{MgO} > 18$  мас.%. Породы такой же кремнекислотности с содержанием  $\text{MgO} > 12$  мас.% относятся к пикритам, а при  $\text{MgO} < 12$  мас.% – к пикробазальтам и базальтам. К бонинитам отнесены породы с  $\text{SiO}_2 > 52$  мас.% при  $\text{MgO} > 8$  мас.%, с дополнительными характеристиками – содержанием  $\text{TiO}_2 < 0.5$  мас.% и  $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ . Очевидно, что только в рамках этой классификации трудно отразить различия коматиитов, и особенно коматиитовых базальтов, от бонинитовых базальтов без полной характеристики их структурных особенностей и вещественного состава пород и минералов.

Проведенные нами исследования показали, что вулканы свиты ветренный пояс, в значительной мере соответствующие по содержанию главных элементов коматиитам и коматиитовым базальтам (табл. 1), содержат ассоциацию вкрапленников магнезиального оливина, клинопироксена, хромшпинелида и стекла андезитового и даже андезидацитового состава. В состав свиты входят также высокомагнезиальные пикриты, которые являются наиболее примитивными членами изученных нами вулкаников; они играют подчиненную роль в строении свиты, представляя кумулятивные горизонты в расслоенных лавовых телах [Puchtel et al., 1996]. Подобный своеобразный бесплагноклазовый состав пород, наряду с рядом специфических геохимических особенностей, является типоморфным для бонинитов.

### Общая характеристика вулкаников свиты Ветренный Пояс

Структура Ветренный Пояс (рис. 1) формировалась в условиях континентального рифтогенеза во внутриплитной обстановке [Куликов, 1988]. Протяженность структуры достигает 250 км, а ширина в самой широкой юго-восточной части составляет 80-85 км. В состав этой структуры входит одноименная свита Ветренный Пояс, сложенная лавами преимущественно базит-ультрабазитового состава, а также андезит-базальтами, с подчиненным развитием туфов и туфогенно-осадочных пород.

Породы свиты залегают в верхней части общего палеопротерозойского разреза структуры Ветренный Пояс и первоначально сопоставлялись с людиковийскими отложениями Цент-

ральной Карелии. Однако, благодаря исследованиям И.С. Пухтеля и В.С. и В.В. Куликовых, получено серьезное изотопно-геохронологическое обоснование более древнего, сумийско-саррилийского возраста свиты: Sm-Nd, Re-Os, U-Pb (по цирконам) методами время накопления вулкаников определено в 2.45-2.41 млрд лет [Пухтель и др., 1991; Puchtel et al., 1997, 2001].

В данной работе рассматриваются породы верхней части разреза свиты ветренный пояс из трех наиболее хорошо обнаженных участков: гора Мяндуха на юго-восточном окончании этой структуры, гора Голец – на северо-западной окраине и гора Бол. Левгора – в центральной части Ветреного Пояса (см. рис. 1)

В районе горы Мяндуха находится вулканическая постройка, в которой выделяются 7 однотипных пологозалегающих базальтовых потоков общей мощностью около 200 м [Куликов, 1988]. Судя по находкам пиллоу-лав и гиалокластитов, их излияние происходило в подводных условиях. По минеральному составу среди них выделяется целый ряд разновидностей бонинитовых базальтов: от оливиновых до пироксеновых и пироксен-плагноклазовых с разным содержанием стекловатой фазы (до 30-40 об.%). Породы неравномерно подвержены низкотемпературным изменениям (уралитизации, хлоритизации, серпентинизации, оталькованию и т.д.) и практически не деформированы, с сохранением первичных структур и текстур. Среди измененных пород участками встречаются исключительно свежие разновидности, где сохранились как первично-магматические минералы, так и недевитрифицированное вулканическое стекло.

Бонинитовые базальты горы Мяндухи имеют порфириковую структуру с вкрапленниками оливина, хромшпинелида, реже – клинопироксена (рис. 2А). Наиболее примечательной особенностью основной массы базальтов являются структуры типа микроспинифекс, характеризующиеся развитием длиннопризматических, спутанно-игольчатых, радиально-лучистых, метельчатых агрегатов клинопироксена, реже плагноклаза и/или оливина в вулканическом стекле (рис. 2Б).

Свежее вулканическое стекло, изотропное или слабо анизотропное в поляризованном свете, имеет пятнистую бурую окраску в проходящем свете (Шарков и др., 2004). В гиалокластитах оно составляет главный объем породы и имеет тонкую флюидально-полосчатую текстуру, а в базальтах образует матрицу между кристаллами оливина и

Таблица 1

Представительные химические анализы пород свиты Ветреный Пояс (мас.%)

№ обр.	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	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
М 1	51.65	0.68	10.18	12.21		0.18	13.72	9.44	1.26	0.62	0.06
М 33	51.27	0.67	9.84	12.32		0.18	14.58	9.17	1.54	0.37	0.06
М 48	51.89	0.77	13.93	11.10		0.17	8.31	10.15	2.70	0.90	0.08
М 53	50.82	0.70	11.54	12.28		0.19	12.14	9.70	1.86	0.70	0.07
М 66	51.49	0.69	11.25	12.39		0.19	12.22	9.28	1.62	0.80	0.07
М 70	52.14	0.71	13.94	11.50		0.17	8.13	10.79	1.87	0.66	0.07
М 81	52.26	0.63	11.58	11.45		0.17	11.25	10.31	1.18	1.10	0.06
М 82	52.11	0.68	11.50	12.34		0.19	12.17	9.39	1.02	0.55	0.07
М 84	49.01	0.65	9.12	12.38		0.19	17.81	9.32	1.29	0.18	0.05
М 86	49.07	0.63	8.76	12.41		0.19	19.09	8.80	0.82	0.18	0.05
М 91	48.40	0.67	10.59	12.47		0.20	15.96	9.81	1.30	0.56	0.05
М 94	52.06	0.70	10.33	12.09		0.19	11.85	10.39	1.90	0.43	0.07
М 95	50.88	0.69	11.22	12.07		0.19	12.43	10.13	1.76	0.56	0.07
М 99	51.66	0.73	12.99	11.88		0.18	9.99	9.94	1.87	0.68	0.09
М 103	52.28	0.69	11.34	12.39		0.19	12.13	9.25	1.30	0.36	0.07
М 104	50.91	0.68	10.71	12.68		0.19	13.38	9.13	1.60	0.66	0.07
М 301	51.61	0.59	13.00	1.67	9.45	0.17	12.34	8.74	1.98	0.37	0.09
М 303	52.56	0.60	12.80	1.52	9.47	0.18	11.38	8.61	2.08	0.70	0.09
М 304	52.89	0.60	12.71	2.78	8.46	0.18	11.46	8.32	2.06	0.44	0.09
М 307a	52.75	0.56	12.37	2.55	8.66	0.17	12.24	8.60	1.41	0.60	0.09
М 308	51.87	0.60	12.76	2.80	8.37	0.17	11.57	9.36	1.77	0.63	0.09
М 313	52.08	0.60	13.07	2.80	8.46	0.18	12.25	8.22	1.73	0.50	0.09
М 315	54.12	0.89	13.25	2.15	8.66	0.17	8.25	8.64	2.74	1.01	0.11
М 318	53.39	0.60	12.51	3.16	7.69	0.18	10.77	9.40	1.91	0.21	0.17
М 319	52.96	0.68	13.59	3.36	7.93	0.18	10.36	8.22	2.23	0.40	0.09
М 320	52.72	0.63	13.18	3.39	7.58	0.19	11.27	8.50	1.76	0.68	0.10
М 323	48.87	0.66	12.79	12.74		0.19	13.65	8.92	1.58	0.54	0.04
Гл2b	48.36	0.66	13.04	12.68		0.19	13.74	9.39	1.55	0.35	0.04
Гл2с	51.08	0.81	15.29	12.16		0.18	7.19	9.37	2.96	0.90	0.06
Гл2е	54.68	0.72	13.46	10.76		0.17	8.39	9.06	2.43	0.29	0.05
Гл3b	45.08	0.49	11.90	12.84		0.17	21.25	6.41	0.64	1.16	0.06
Гл3с	50.95	0.77	13.64	12.31		0.20	9.50	9.83	2.45	0.33	0.04
Лев10	42.87	0.35	4.62	12.69		0.18	33.71	4.91	0.49	0.16	0.03
Лев16	52.05	0.73	13.73	12.38		0.19	8.10	10.82	1.62	0.34	0.04
Лев19	44.19	0.42	5.97	12.81		0.19	29.23	6.17	0.76	0.24	0.03
Лев5	51.21	0.74	10.45	13.09		0.19	12.13	10.42	1.65	0.06	0.05
Лев8	50.93	0.70	10.58	13.35		0.20	12.44	10.14	1.48	0.14	0.04

Примечание. Анализы выполнены в ИГЕМ РАН (ан. с М 301 по М 323 – классическим силикатным анализом, остальные – методом РФА) и пересчитаны на 100%. При отсутствии значения в графе FeO, в графе Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> приводится суммарное железо. В графе «№ обр.» здесь и далее в таблицах: М – Мяндуха, Гл – Голец и Лев – Бол. Левгора.

Обр. М 86., Лев10., Лев19 – оливин-клинопироксеновые кумулаты; М 99, М 313, М 315, Гл2е, Лев16 – мелкозернистые клинопироксен-плаггиоклазовые долериты; М 104, М 303 – гналокластиты; остальные образцы – оливин-клинопироксеновые и клинопироксеновые бонинитовые базальты.

пироксена. Согласно нашим микрозондовым определениям, пятнистое вулканическое стекло имеет переменный химический состав, варьирующий от базальта (SiO<sub>2</sub>=50-54 мас.%) до андезит-дацита (SiO<sub>2</sub>=56-62 мас.%) (табл. 2).

Реликты свежего *оливина* наблюдаются как в структурах спинифекс, так и в порфировых выделениях. Состав оливина обычно отвечает форстериту Fo<sub>80-83</sub> и лишь в отдельных случаях снижается до Fo<sub>63</sub> (табл. 3). Вкраплен-

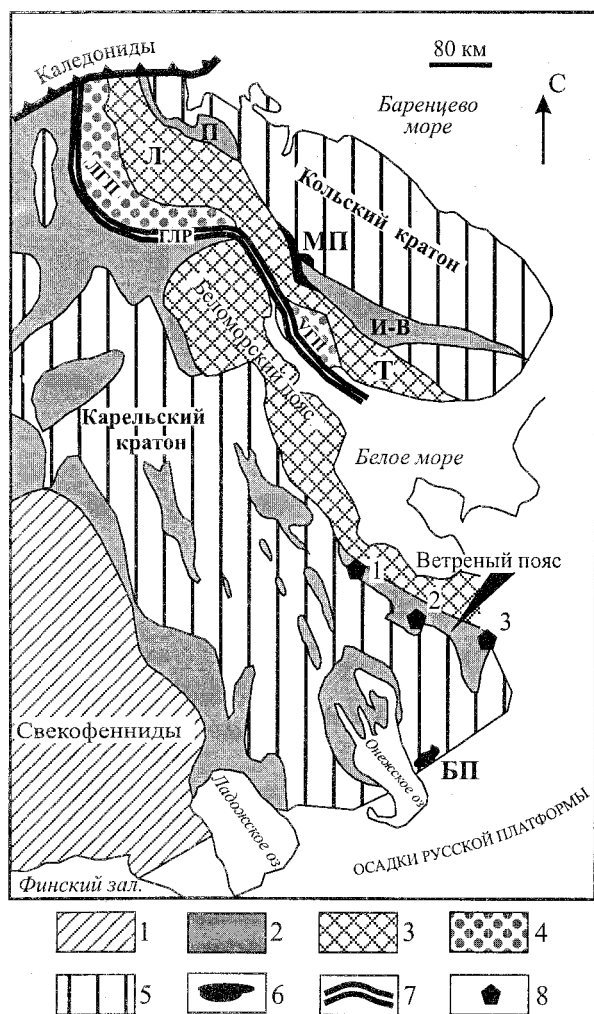


Рис. 1. Схема геологического строения восточной части Балтийского щита.

Условные обозначения: 1 – Свекофеннский блок; 2 – палеопротерозойские вулканогенно-осадочные пояса (в т.ч. П – Печенгский, И-В – Имандра-Варзугский); 3 – подвижные пояса: Беломорский и Терско(Т)-Лоттинский(Л); 4 – Лапландско-Умбинский гранулитовый пояс (ЛП – Лапландский и УП – Умбинский фрагменты); 5 – архейские кратоны; 6 – раннепротерозойские расслоенные плутоны (БП – Бураковский и МП – Мончегорский); 7 – Главный Лапландский разлом (ГРЛ); 8 – местоположение горы Голец (1), горы Бол. Левгора (2) и горы Мяндуха (3).

матиитовым базальтами ( $MgO < 24$  мас.%). Здесь было выделено четыре пачки (снизу вверх): 1) туфогенно-осадочные породы общей мощностью  $> 100$  м, представленные туфами и туфоконгломератами с широко развитыми ритмично-слоистыми текстурами; 2) коматиитовые базальты (10 потоков) с подушечными и миндалекаменными текстурами. Мощность потоков 1.5-10 м при общей мощности пачки 90 м; 3) сложнодифференцированные потоки коматиитовых базальтов мощностью 20-45 м при общей мощности 270 м; 4) слабодифференцированные коматиитовые базальты с подушечными и миндалекаменными текстурами. Мощность потоков 1.5-5 м, общая мощность пачки  $> 50$  м. Степень метаморфизма пород не превышает пренит-пумпеллиитовой фации в центральной части горы Голец.

Базальты Гольца имеют порфировую структуру с вкрапленниками оливина, пироксенов и редко плагиоклаза (рис. 2В). Однако, в отличие от базальтов Мяндухи, здесь вулканическое стекло практически полностью девитрифицировано. Для оливина ( $Fo_{83-86}$ ) характерны ромбовидные или гексагональные, иногда скелетные субидiomорфные кристаллы размером 0.2-2 мм, частично либо полностью замещенные агрегатом серпентина, хлорита и талька. Клинопироксен развивается как в виде таблитчатых кристаллов размером до 0.5 мм, так и в виде веерообразно ориентированных агрегатов игольчатых кристаллов (составляющих структуру микроспинифекса), размером от 0.2 до 2 мм. В плагиоклазсодержащих долеритах он имеет состав  $Wo_{42-45}En_{41-49}Fs_{8-14}$  при содержании  $Al_2O_3$  от 2.70 до 5.74 мас.%, В кумулятивной части одного из потоков отмечен пижонит  $Wo_7En_{65}Fs_{28}$

ники клинопироксена имеют скелетообразные или футлярообразные формы и отвечают по составу авгиту  $Wo_{41-44}En_{44-50}Fs_{9-11}$ , редко пижониту  $Wo_{11}En_{60}Fs_{29}$  с содержанием  $Al_2O_3 - 4.3$  мас.%, и пижонит-авгиту  $Wo_{30-42}En_{44-53}Fs_{10-29}$ . Состав клинопироксена основной массы в структурах микроспинифекса отвечает авгиту  $Wo_{45-47}En_{33-42}Fs_{12-21}$  с содержанием  $Al_2O_3$  от 6.5 до 7.5 мас.%(табл. 4, рис. 3А). Хромшпинелид присутствует в виде мелких единичных зерен размером до 0.1 мм и по составу отвечает субферриалюмохромиу (рис. 4А) с содержанием  $Cr_2O_3$  от 42 до 46 мас.%(табл. 6). Плагиоклаз встречается в полнокристаллических мелкозернистых долеритах и по составу соответствует лабрадору с содержанием анортитовой составляющей 62-64%(табл. 5, рис. 3Б).

Детальные геологические работы, проведенные В.С. и В.В. Куликовыми [Куликов, 1988], показало, что гора Голец представляет собой реликт вулканической структуры, сложенной, согласно их определению, высокомагнезиальными породами – коматиитами ( $MgO > 24$  мас.%) и ко-

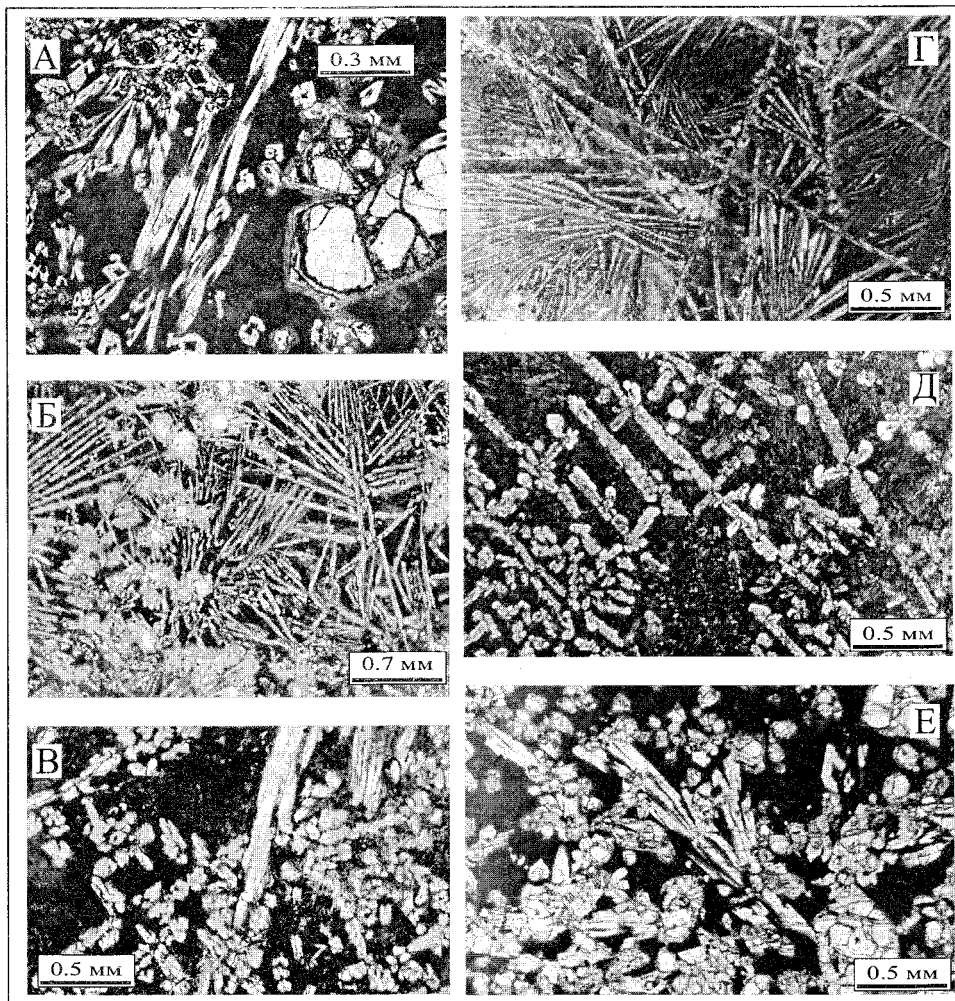


Рис. 2. Микрофотографии вулканитов свиты Ветреный Пояс (николи скрещены; темные поля – свежее или девитрифицированное вулканическое стекло): А – базальт с фенокристаллами оливина и клинопироксена (Мяндуха, обр. М71); Б – базальт с фенокристаллами оливина и Сrx микроспинифекс структурой (Мяндуха, обр. М323); В – оливин-клинопироксеновый базальт с порфировой структурой (Голец, обр. Гл3с); Г – базальт с метельчатыми агрегатами клинопироксена в вулканическом стекле (Бол. Левгора, обр. Лев.5); Д – порфиновый базальт со скелетными и футлярообразными фенокристаллами клинопироксена (Бол. Левгора, обр. Лев6); Е – кумулятивная структура в клинопироксен-оливиновом пикрите (Бол. Левгора, обр. Лев10).

(см. табл. 4, см. рис 3А). В некоторых разновидностях долеритов плагиоклаз ( $Ап_{35-62}$ ) образует длинно-призматические агрегаты. Хромитинелиды, как и в вулканитах Мяндухи, встречаются в виде мелких зерен, но их состав в некоторых случаях существенно более железистый ( $Fe_2O_3$  до 24.96 мас.%, см. табл. 6) и отвечает ферриалюмохромиру (рис. 4А).

В районе Бол. Левгоры выделяется целый ряд лавовых потоков, моноклинально падающих на северо-восток под углами 20-40°; мощность потоков варьирует от нескольких до десятков

метров. На южном склоне горы обнажается мощная дифференцированная лавовая толща, которая рассматривается как лавовое озеро [Puchtel et al., 1996]. Характерной особенностью этой толщи является наличие широкого спектра дифференциатов: бонинитовых пикритов, пикробазальтов и базальтов. Бонинитовые пикриты имеют кумулятивную структуру, где в качестве главной кумулятивной фазы выступает оливин, содержание которого может достигать 80 об.%. (см. рис. 2Е). Преобладающими породами являются бонинитовые базальты со спинифекс-структурами

Таблица 2

Состав вулканического стекла в породах свиты Ветреный Пояс (мас.%)

№№ ан.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма
М100-1	58.08	0.73	18.23	0.08	8.26	0.17	7.83	1.52	0.15	4.42	0.36	99.83
М100-2	63.80	0.20	21.04	0.04	1.52	0.10	6.53	0.34	0.03	6.09	0.28	99.97
М303	54.20	1.00	16.82	-	5.97	-	10.10	5.47	-	6.48	-	100.04
М33	60.33	0.62	20.60	-	3.18	-	7.21	1.33	-	6.26	0.19	99.72
М323	59.05	0.72	17.46	-	8.09	0.14	8.66	1.86	0.35	3.73	-	100.06
Лев5	51.56	0.60	19.18	-	8.77	0.08	9.32	6.00	0.08	5.49	-	101.08
Лев6	51.18	0.65	17.16	-	10.16	0.15	10.79	7.08	0.18	3.77	-	101.12
Лев8	52.29	0.95	15.34	-	10.02	0.14	11.31	7.21	0.16	3.28	-	100.70
Лев10-1	55.32	0.67	18.31	-	7.56	0.14	9.04	4.53	0.07	5.59	-	101.23
Лев10-2	58.21	0.70	18.37	-	7.64	0.18	8.20	1.76	0.04	5.92	-	101.02
Лев10-3	55.82	0.60	18.50	-	6.63	0.13	9.33	4.53	0.11	5.11	-	100.76
Лев10-4	58.55	0.68	18.40	-	6.45	0.13	9.21	2.22	0.06	5.31	-	101.01
Лев19-1	55.58	0.77	19.37	-	6.99	0.14	8.49	4.08	0.47	4.48	-	100.37
Лев19-2	56.46	0.78	19.39	-	7.41	0.13	8.68	4.18	0.30	4.27	-	101.60
Лев19-3	55.45	0.67	18.97	-	7.31	0.13	8.79	4.10	0.47	3.79	-	99.68

Примечания. Здесь и далее в таблицах в графе «№№ ан.» к номеру изученного образца добавлен номер изученного участка. Прочерки соответствуют содержаниям ниже предела чувствительности прибора. В графе FeO приведено суммарное содержание железа.

Обр. М100, М33, М323, Лев5, Лев6, Лев8 – оливин-клинопироксеновые бонинитовые базальты; М303 – гиалокластит; Лев10, Лев19 – оливин-клинопироксеновые кумулаты.

Таблица 3

Состав вкрапленников оливинов из пород свиты Ветреный Пояс (мас.%)

№№ обр.	SiO <sub>2</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Сумма	Fo
М323-1	37.65	18.55	0.25	41.54	0.27	0.20	98.46	80
М323-2	38.08	19.97	0.27	41.47	0.25	0.15	100.19	79
М100-1	38.94	15.77	0.22	44.03	0.29	0.18	99.43	83
М100-2	37.37	19.45	0.31	42.85	0.22	0.19	100.39	80
М33	35.87	32.44	0.49	30.66	0.12	0.00	99.57	63
Глб-1	38.57	13.59	0.23	44.87	0.24	0.25	97.88	86
Глб-2	37.80	16.20	0.26	43.88	0.24	0.27	98.78	83
Лев10	39.61	12.38	0.19	47.62	0.24	0.30	100.34	87
Лев19-1	39.80	12.40	0.19	46.64	0.28	0.29	99.60	87
Лев19-2	39.37	13.35	0.22	45.83	0.29	0.28	99.34	86

Примечание. В графе FeO приведено суммарное содержание железа.

Обр. М100, М33, М323 – оливин-клинопироксеновые бонинитовые базальты; Глб, Лев10, Лев19 – оливин-клинопироксеновые кумулаты.

Таблица 4

Химический состав пироксенов из пород свиты Ветренный Пояс (мас.%)

№ ан.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	NiO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Сумма	Wo	En	Fs
M323	49.15	0.75	7.52	7.62	-	0.21	-	13.80	21.79	0.31	101.15	45.5	40.1	14.4
M1	54.12	0.06	4.35	15.92	0.16	0.52	0.14	18.88	4.78	0.86	99.79	10.9	59.9	29.3
M39	52.69	0.37	2.02	8.59	0.19	0.22	-	17.13	18.69	0.07	99.97	37.8	48.2	13.9
M71	49.01	0.65	5.84	7.17	0.16	0.19	-	13.95	22.19	0.09	99.25	46.9	41.0	12.1
M99	52.37	0.23	1.55	9.26	0.12	0.23	-	19.60	16.24	0.24	99.84	31.9	53.6	14.6
M100-1	48.43	0.75	7.18	6.74	0.25	0.17	-	13.90	22.21	0.31	99.94	47.3	41.2	11.5
M100-2	47.64	0.75	7.58	9.52	-	0.19	0.05	12.35	21.33	0.43	99.84	46.3	37.3	16.5
Гл3w	50.40	0.30	2.87	5.43	0.79	0.18	0.05	18.14	21.04	0.15	99.35	41.5	49.8	8.6
Гл6	49.76	1.02	5.74	7.86	0.28	0.18	0.03	14.08	20.51	0.20	99.66	44.2	42.2	13.5
Лев5-1	55.09	0.25	3.02	10.02	0.50	0.27	-	26.40	5.97	0.00	101.52	11.8	72.4	15.8
Лев5-2	52.71	0.40	3.50	7.63	0.29	0.21	-	18.29	18.15	0.35	101.53	36.5	51.2	12.3
Лев6	51.96	0.28	2.87	7.19	0.54	0.18	-	18.67	17.21	0.13	99.03	35.2	53.1	11.8
Лев8	52.84	0.40	3.70	6.63	0.39	0.14	-	16.96	19.63	0.18	100.87	40.5	48.6	10.9
Лев10-1	47.90	0.88	7.20	7.32	0.20	0.18	-	13.75	22.14	0.16	99.73	47.0	40.6	12.4
Лев10-2	49.12	0.82	6.69	6.84	0.29	0.18	-	14.43	21.91	0.18	100.46	46.2	42.3	11.5
Лев16	51.39	0.32	2.04	8.49	0.28	0.22	-	18.36	18.58	0.20	99.88	36.5	50.2	13.4
Лев19-1	50.42	0.50	4.48	7.01	0.22	0.17	-	15.39	21.25	0.11	99.55	44.0	44.4	11.6
Лев19-2	50.57	0.43	4.38	6.84	0.31	0.17	-	16.17	20.79	0.15	99.81	42.6	46.1	11.2

Примечание. В графе FeO приведено суммарное содержание железа.

Обр. M100, M71, M323, Лев5, Лев6, Лев8 — оливин-клинопироксеновые бонинитовые базальты; M1, M39, Гл3w — клинопироксеновые бонинитовые базальты; M99, Лев16 — долерит; Гл6, Лев10, Лев19 — оливин-клинопироксеновые кумулаты.



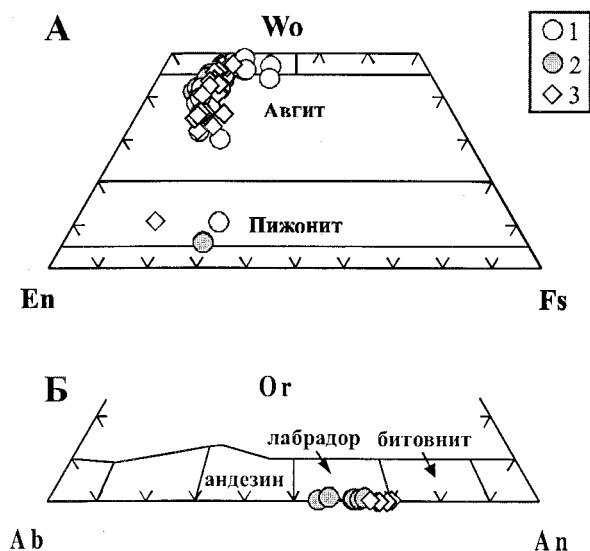


Рис. 3. Составы пироксенов на диаграмме En-Wo-Fs (А) и плагиоклазов на диаграмме Ab-An-Or (Б) из вулканитов свиты Ветреный Пояс: 1 – Мяндуха, 2 – Голец и 3 – Бол. Левгора.

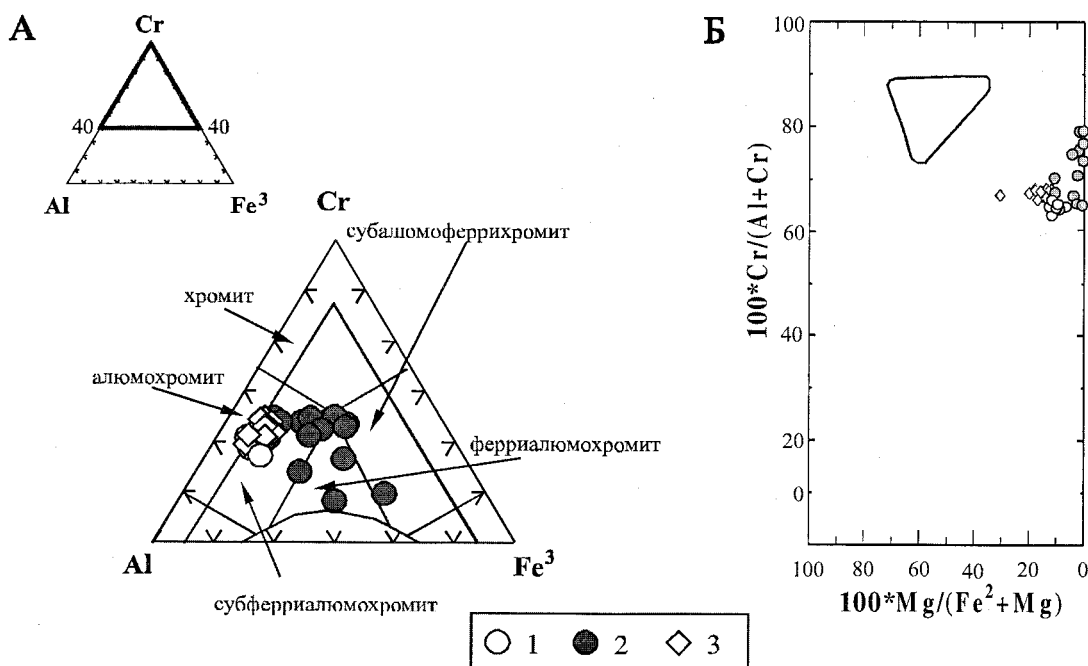


Рис. 4. Составы хромшпинелидов из вулканитов свиты Ветреный Пояс (1 – Мяндуха, 2 – Голец и 3 – Бол. Левгора): А – на диаграмме Al-Cr-Fe; Б – на диаграмме-призме Т. Ирвайна [Irvine, 1965].

Вынесено поле для хромшпинелей из пород бонинитовой серии Марианского трога [Bloomer and Hawkins, 1987].

(как микро-, так и грубозернистыми), сложенными длиннопризматическими кристаллами (до 10 см в длину) и метельчатыми агрегатами пироксена и/или оливина в вулканическом стекле. Нами анализировались представительные образцы, взятые из детально описанного ранее разреза [Puchtel et al., 1996]; в нем выделяется несколько разных по составу и структуре зон: зона раз-

но ориентированного пироксенового спинифекса (обр. Лев 5), зона беспорядочно ориентированного оливинового спинифекса, чередование зон метельчатого пироксенового спинифекса (обр. Лев 6) и оливинового спинифекса, зона ориентированного пироксенового спинифекса (обр. Лев 8), зона оливиновых кумулатов (обр. Лев 10 и Лев 19)(см. табл. 1).

Химический состав плагиоклазов из пород свиты Ветреный Пояс (мас.%)

№№ обр.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	Or	Ab	An
М39-1	52.18	30.99	0.59	13.59	4.21	0.14	101.70	0.8	35.6	63.6
М39-2	53.27	30.21	0.60	13.07	4.35	0.14	101.64	0.8	37.3	61.9
М99/1-1	51.81	31.35	0.51	13.33	4.34	0.13	101.47	0.7	36.8	62.5
М99/1-2	52.52	31.40	0.51	13.42	3.98	0.16	101.99	0.9	34.6	64.5
Гл2s	53.23	30.44	0.82	12.47	5.07	0.25	102.28	1.4	41.8	56.8
Гл3w-1	52.05	29.44	0.73	11.68	5.26	0.14	99.30	0.8	44.6	54.7
Гл3w-2	50.83	30.68	0.75	13.08	4.37	0.13	99.84	0.7	37.4	61.9
Лев16-1	50.49	32.25	0.57	13.59	3.90	0.11	100.91	0.6	34.0	65.4
Лев16-2	50.92	31.72	0.57	13.94	3.77	0.07	100.99	0.4	32.7	66.9
Лев16-3	50.47	31.78	0.55	14.52	3.53	0.08	100.93	0.4	30.4	69.1
Лев16-4	50.19	32.48	0.51	13.99	3.67	0.08	100.92	0.4	32.1	67.5

Примечание. В графе FeO приведено суммарное содержание железа.

Обр. М39, Гл2с, Гл3w – клинопироксеновые бонинитовые базальты; М99, Лев16 – мелкозернистые клинопироксен-плагиоклазовые долериты.

Оливин (Fo<sub>81-87</sub>) образует ксеноморфные зерна и субидиоморфные кристаллы шестигульной формы размером от 0.3-0.5 мм до 1 мм, иногда 2 мм. Клинотропиксен представлен длиннопризматическими фенокристаллами размером от 1 мм до 2 мм с футлярообразной скелетной формой на поперечных сечениях, а также метельчатыми и радиально-лучистыми агрегатами (рис. 2Г, Д). Как и в предыдущих случаях, состав клинопироксена отвечает авгиту Wo<sub>40-48</sub>En<sub>40-46</sub>Fs<sub>10-14</sub>, нередко высокоглиноземистому, с содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 7.8 мас.%; реже отмечаются пижонит и пижонит-авгит (см. табл. 4, рис. 3А). Хромшпинелиды представлены субферриалюмохромитами (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=44-48 мас.%) (рис. 4А) и наблюдаются в виде субидиоморфных кристаллов и зерен неправильной формы размером до 0.1 мм, главным образом в виде включений в оливине и иногда в вулканическом стекле. Плагиоклаз состава An<sub>65-67</sub> встречен только в мелкозернистом долерите (обр. Лев 16).

Среди пород Бол. Левгоры широким развитием пользуются базальты и пикриты со свежим вулканическим стеклом, которое слагает матрицу вулкаников как с кумулятивной, так и со спинифекс-структурой. Количество стекловатой фазы изменчиво и может достигать 30-35%. Стекло темно-бурое, изотропное или слабо волнисто поляризующее. Как и в вулканиках Мяндухи, состав вулканического стекла варьирует в разных типах пород от ба-

зальтового до андезитового (SiO<sub>2</sub> изменяется от 51 до 59 мас.%, табл. 2).

#### Геохимические особенности пород

Среди изученных пород преобладают кремнеземистые (SiO<sub>2</sub> до 54 мас.%) высокомагнезиальные (MgO более 8 мас.%) бонинитовые базальты с устойчиво низким содержанием TiO<sub>2</sub> – до 0.8 мас.%. Подчиненную роль играют бонинитовые пикриты и пикробазальты с содержаниями SiO<sub>2</sub> 42-45 мас.% и MgO 33-21 мас.% (см. табл. 1). В большинстве проб отношение CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>>0.75, что характерно для бонинитов Бонинских островов [Ohnenstetter, Brown, 1996].

Для изученных пород Мяндухи, Гольца и Бол. Левгоры характерны вполне удовлетворительные общие тренды корреляции ряда петрогенных элементов с MgO (рис. 5). Все эти породы имеют близкие спектры распределения редких и рассеянных элементов. В частности, они имеют близкие к MORB содержания рудных компонентов (Ni, Co, Cu) и обогащены крупноионными литофильными элементами (Sr, Zr, Ba) (табл. 7, рис. 6А). Породы имеют однотипный фракционированный тренд распределения РЗЭ с заметным обогащением легкими РЗЭ по отношению к тяжелым – (Ce/Yb)<sub>n</sub>=2.68-3.92 и средним (La/Nd)<sub>n</sub>=1.59-1.89 (табл. 8.), это существенно отличает их от коматиитов и коматиит-

Таблица 6

Химический состав хромшпинелидов из пород свиты Ветреный Пояс (мас.%)

№№ обр.	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	ZnO	Сумма	Al	Cr	Fe <sup>3+</sup>
M323-1	0.60	16.15	44.53	5.29	31.08	0.15	2.01	1.16	100.97	0.64	1.19	0.13
M323-2	0.62	17.14	43.50	7.17	30.17	0.15	1.15	1.18	101.08	0.66	1.13	0.18
M323-3	0.58	16.36	43.96	4.84	31.00	0.15	1.91	1.10	99.90	0.66	1.19	0.12
M100-1	0.60	16.48	44.31	3.68	30.82	0.32	1.69	1.23	99.13	0.67	1.21	0.10
M100-2	0.60	16.38	44.49	5.10	30.06	0.26	2.47	1.31	100.67	0.65	1.19	0.13
Гл6	0.52	13.26	46.55	7.16	30.66	0.41	2.09	0.76	101.41	0.53	1.26	0.18
Гл7	0.35	8.03	35.19	24.96	30.65	0.61	1.03	1.16	101.98	0.33	0.98	0.66
Гл3w-1	0.53	10.17	45.64	10.28	32.03	0.52	0.53	0.86	100.56	0.42	1.27	0.27
Гл3w-2	0.68	9.58	43.36	12.17	31.92	0.38	0.48	0.86	99.43	0.41	1.23	0.33
Гл3w-3	0.55	11.17	43.35	11.20	32.88	0.51	0.53	0.00	100.19	0.46	1.21	0.30
Гл3s	0.47	13.00	46.05	5.65	32.81	0.53	0.51	0.00	99.02	0.54	1.28	0.15
Лев5	0.48	17.14	43.86	4.13	32.43	0.76	0.43	1.68	100.91	0.69	1.18	0.11
Лев10-1	0.45	14.40	47.73	4.90	29.50	0.40	2.82	0.77	100.97	0.57	1.28	0.12
Лев10-2	0.42	14.13	45.83	6.56	29.17	0.40	2.60	1.12	100.24	0.57	1.24	0.17
Лев10-3	0.43	15.87	44.58	6.06	30.01	0.40	2.80	0.30	100.45	0.63	1.19	0.15
Лев19-1	0.38	15.49	47.15	4.82	28.29	0.21	4.06	0.24	100.64	0.61	1.25	0.12
Лев19-2	0.52	15.57	46.08	6.32	25.10	0.20	6.20	0.10	100.09	0.61	1.21	0.16

Примечание. Составы хромшпинелидов пересчитаны на 4 атома кислорода.

Обр. M100, M323, Лев5 – оливин-клинопироксеновые бонинитовые базальты; Гл3w, Гл3s – клинопироксеновые бонинитовые базальты; Гл6, Гл7, Лев10, Лев19 – оливин-клинопироксеновые кумулаты.

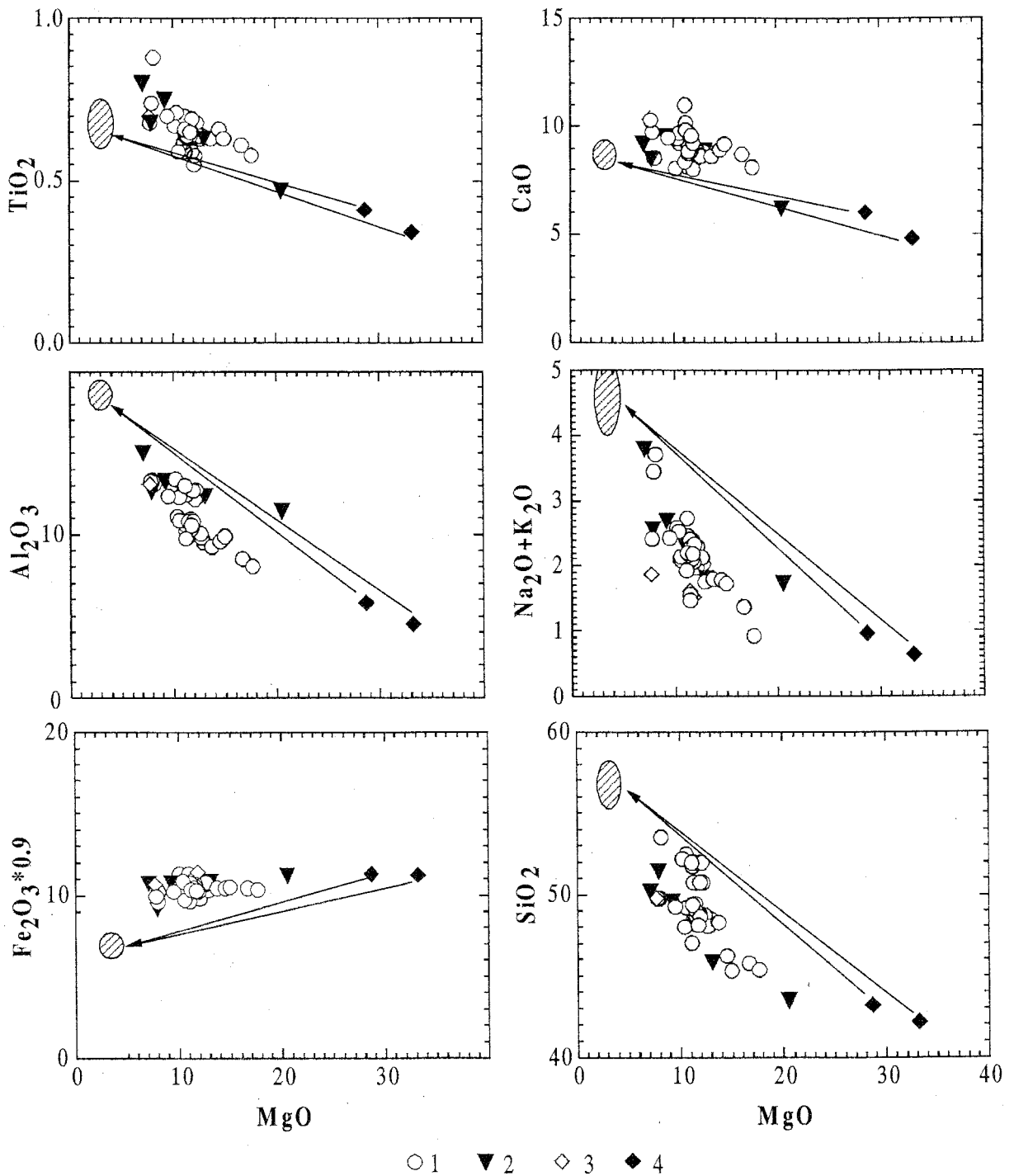


Рис. 5. Вариации содержаний петрогенных элементов по отношению к MgO в породах свиты Ветреный Пояс: 1 – Мяндуха, 2 – Голец и 3-4 – Бол. Левгора (3 – базальты, 4 – кумулятивные пикриты).

Вынесено поле составов вулканического стекла из пикритов Бол. Левгоры. Стрелками соединены составы пикритов и поля составов вулканического стекла из тех же пород.

Содержание элементов-примесей в породах свиты Ветреный Пояс (г/т)

№№ обр.	Ba	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ga	Zn	Cu	Ni	V	Cr	Sc	Co
M1	100	12	186	15	71	4	23	105	93	244	231		28	98
M33	77	8	192	14	76	9	17	87	98	257	220		45	85
M48	109	11	236	20	78	6	15	73	60	107	249		44	56
M53	75	14	194	18	75	9	20	79	89	218	218		34	56
M66	91	18	169	15	76	6	18	82	60	249	239		39	84
M70	77	7	193	14	72	5	15	83	99	146	237		29	72
M81	110	13	135	14	66	8	17	82	48	201	198		22	55
M82	88	13	213	16	74	9	22	81	94	225	219		40	55
M84	60	4	137	16	57	8	21	79	95	457	216		31	66
M86	48	4	137	13	57	7	11	77	101	524	222		35	86
M91	44	11	137	15	51	4	18	86	76	482	231		34	85
M94	175	5	141	15	70	4	15	76	38	227	228		42	69
M95	79	11	175	16	70	3	16	83	40	234	226		38	71
M99	71	10	195	16	74	6	17	81	95	192	231		34	69
M103	62	9	213	16	72	5	20	87	61	231	227		35	77
M104	77	13	180	15	75	0	24	88	86	279	234		34	86
Гл2b	381	23	186	9	137	4		74	95	415	168	1115	35	51
Гл2c	278	14	228	15	109	4		85	128	59	208	132	33	36
Гл2e	112	6	208	13	87	2		70	109	192	187	745	49	43
Гл3b	77	85	74	11	76	2		72	97	773	129	1975	23	75
Гл3c	171	14	256	15	108	1		78	113	144	180	578	37	45
Лев10	140	5	100	13	44	2	14	85	63	938	122	2987	24	113
Лев16	199	6	177	19	69	4	17	76	97	57	222	367	34	47
Лев19	150	6	119	14	49	1	10	73	72	835	140	2671	25	97
Лев5	110	0	192	20	69	3	14	80	96	141	200	750	34	68
Лев8	135	0	167	19	66	3	16	78	102	149	207	777	30	60

Примечание. Анализы выполнены методом РФА в ИГЕМ РАН. Пустые ячейки – содержание не определено.

товых базальтов, в частности от архейской коматиит-базальтовой серии Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса Балтийского щита (рис. 6Б) [Puchtel et al., 1999].

### ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Как видно из приведенных данных, изученные вулканиты имеют целый ряд особенностей, нехарактерных для пород коматиитовой и толеитовой серий, но в то же время подтверждающих их бонинитовую природу.

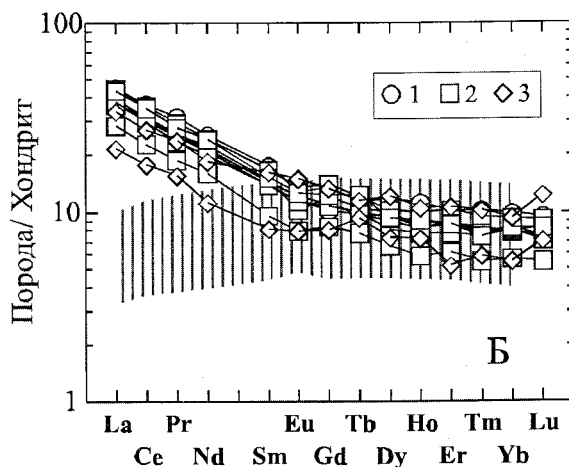
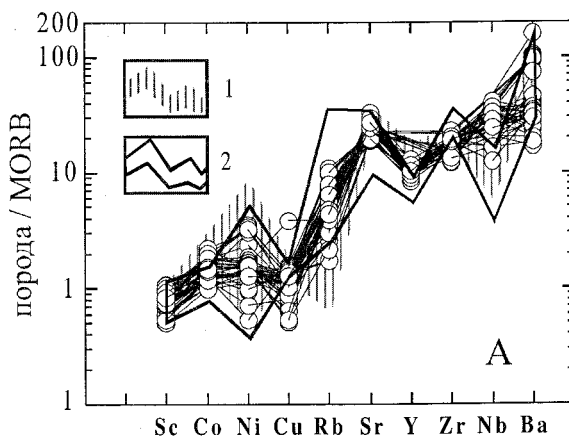
1. Преобладающая часть пород (табл. 1 и

рис. 5) представлена базальтами повышенной кремнеземистости (более 50 мас.%  $\text{SiO}_2$ ) с отношением  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  от 0.7 до 1, что является особенностью бонинитов, и содержанием  $\text{MgO}$  от 10 до 15 мас.%. Эти бонинитовые базальты содержат переменное количество стекла, свежего или в той или иной степени измененного. Повышенным содержанием  $\text{SiO}_2$  (52-54 мас.%) характеризуются содержащие плагиоклаз дайки и sillпы мелкозернистых долеритов (обр. М 99, М 313, М 315, Лев 16, Гл 2е). В целом, все разновидности пород образуют дифференцированную серию бонинитовых базальтов-пикроба-

Рис. 6. Распределение элементов-примесей (А) и РЗЭ (Б) в породах свиты Ветренный Пояс.

На графике А вынесены составы пород Мяндухи и полями выделены спектры для пород Гольца (1) и Бол. Левгоры (2). Составы нормированы к MORB по [Hofmann, 1988].

На графике Б вынесены спектры РЗЭ в породах: 1 – Мяндуха, 2 – Голец и 3 – Бол. Левгора (нормированы к составу хондрита по Sun, 1982). Выделено поле составов коматиитов и базальтов Сумозерского-Кенозерского зеленокаменного пояса, Балтийский щит [по данным Puchtel et al., 1999].



зальтов с отчетливо выраженным устойчивым обогащением их литофильными элементами, легкими лантаноидами, обеднением  $TiO_2$ , Nb и отношением  $CaO/Al_2O_3 > 0.75$  (см. рис. 5, 6А, 6Б), что не типично для пород коматиитовой серии.

2. Как уже отмечалось, специфической особенностью бонинитовых лав является состав вулканического интерстициального стекла, как правило, более кислого, чем порода-хозяин [Добрецов и др., 1980; Высоцкий и др., 1983; Ohnenstetter, Brown, 1996; Newman, van der Lann, 1992]. Как было показано ранее [Шарков и др., 2003], бонинитовые базальты Мяндухи содержат стекло от андезитового до дацитового состава. То же самое наблюдается и в породах Левгоры. При этом, чем более раскристаллизована порода, тем более кислое стекло в ней. Так, в гиалокластитах Мяндухи состав стекла близок к базальту, а в кумулятивных пикритах и пикробазальтах Левгоры стекло имеет андезитовый состав (56-58 мас.%  $SiO_2$ ), хотя концентрация MgO в самих породах достигает 29-33 мас.% (табл. 2, рис. 5). Дацитовый состав интерстициального стекла ( $SiO_2$  – 57-60.5 мас.%) характерен и для оливиновых бонинитов ( $SiO_2$  – 46.55 и MgO – 31.2 мас.%) внутренней зоны дуги Тонга [Высоцкий, 1989].

3. Характерны мелкопорфировые микроструктуры базальтов и пикробазальтов, основная масса которых образована вулканическим стеклом с клинопироксеновыми, реже оливиновыми спинифекс-структурами. Пикробазальты с крупнозернистыми спинифексовыми структурами встречаются относительно редко; наиболее ярким примером служат породы с ориентированным или беспорядочно-зернистым спинифексом в расслоенном потоке Левгоры.

В большинстве же пород наблюдаются микроспинифексовые структуры в виде метельчатых спутанно-волоконистых, веерообразных агрегатов клинопироксена. Подобные микроструктуры встречаются и в молодых бонинитах, в частности в бонинитовых базальтах офиолитового комплекса Бассит в Сирии [Шарков, Синдеев, 1987] и в бонинитах дуги Тонга Марианского желоба [Петрология и геохимия..., 1987; Добрецов и др., 1980; Van der Laan et al., 1992]. Очевидно, что структуры спинифекс не являются специфической особенностью коматиитов, а широко распространены в бонинитах, а также в пикритах (Магматические ..., 1988), так что их наличие, строго говоря, не является критерием для различения этих типов пород.

4. Важной характеристикой бонинитов свиты Ветренный Пояс является полное отсутствие модального плагиоклаза, высокомагнезиальный состав вкрапленников оливина, авгита и пижонита и наличие высокохромистых хромшпинелидов (45-48 мас.%  $Cr_2O_3$ ) с высоким отношением Al/Mg (табл. 6). В молодых бонинитах хромшпинелиды имеют, в целом, более высокохромистый (40-62 мас.%  $Cr_2O_3$ ) и высоко-

Таблица 8

## Содержание РЗЭ в вулканитах свиты Ветреный Пояс (г/т)

№№ обр.	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Сумма	(La/Nd) <sub>n</sub>	(Ce/Yb) <sub>n</sub>
М301	9.26	19.40	2.46	10.10	2.18	0.70	2.25	0.37	2.39	0.50	1.43	0.20	1.40	0.19	52.83	1.76	3.52
М304	8.96	19.10	2.40	9.99	2.19	0.70	2.27	0.36	2.42	0.47	1.40	0.19	1.41	0.21	52.07	1.72	3.45
М308	8.84	18.60	2.36	9.65	2.12	0.67	2.10	0.36	2.26	0.46	1.48	0.20	1.35	0.21	69.66	1.75	3.50
М315	10.70	22.70	3.00	11.90	2.68	0.74	2.78	0.43	2.94	0.63	1.66	0.26	1.66	0.24	62.32	1.72	3.48
Гл2с	10.64	22.18	2.78	11.36	2.54	0.78	2.89	0.45	2.58	0.56	1.68	0.24	1.56	0.23	60.47	1.80	3.62
Гл2е	8.68	19.12	2.40	10.52	2.24	0.59	2.46	0.39	2.52	0.47	1.44	0.21	1.34	0.19	52.57	1.59	3.63
Гл2v	8.99	18.10	2.23	9.16	2.12	0.66	2.21	0.37	2.05	0.44	1.28	0.19	1.36	0.18	49.34	1.89	3.38
Гл3с	10.32	21.56	2.63	11.16	2.32	0.73	2.53	0.46	2.37	0.51	1.42	0.19	1.40	0.21	57.81	1.78	3.92
Гл3v	6.76	13.97	1.77	7.44	1.46	0.46	1.71	0.29	1.67	0.33	1.01	0.14	0.96	0.14	38.11	1.75	3.70
Лев16	8.04	16.67	2.25	8.65	2.48	0.87	2.74	0.43	3.09	0.59	1.75	0.26	1.58	0.31	49.71	1.79	2.68
Лев19	5.14	10.91	1.47	5.24	1.25	0.46	1.66	0.35	1.86	0.41	0.86	0.15	0.93	0.18	30.87	1.89	2.98

Примечание. Все анализы выполнены методом ICP-MS в ЦХЛ ИГЕМ РАН.

магнезиальный состав. Эти различия, главным образом по магнезиальности, отчетливо видны на диаграмме-призме Т. Ирвайна (рис. 4Б).

Подводя итоги, следует подчеркнуть, что все изученные нами высокомагнезиальные вулканы свиты Ветреный Пояс характеризуются близостью своего химического состава (устойчиво низкие содержания  $TiO_2$  и Nb, повышенные – LILE и LREE), сходством минерального состава и состава породообразующих минералов, наличием стекла андезитового состава, отсутствием плагиоклаза и своеобразными микроструктурами (микроспинифекс). Согласно всему комплексу этих особенностей, изученные породы отвечают главным петрографическим и геохимическим критериям пород бонинитовой серии. Некоторым отклонением является несколько повышенные содержания  $TiO_2$ , составляющие в большинстве изученных пород 0.6-0.7 мас. %.

Базальты свиты Ветреный Пояс являются наиболее сохранившимися представителями вулканических пород раннепалеопротерозойской Балтийской провинции кремнеземистых высокомагнезиальных (бонинитоподобных) пород. Однако, поскольку докембрийские бонинитоподобные расплавы возникали во внутриплитной континентальной обстановке, в отличие от подобных островодужных расплавов фанерозоя, наблюдаемая конвергенция признаков не является свидетельством их одинакового происхождения. Образование докембрийских бонинитоподобных расплавов связывается с крупномасштабной ассимиляцией вещества нижней коры поднимающимися высокотемпературными деплетированными мантийными расплавами.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 04-05-64581), программы ОНЗ РАН № 5 и Федеральной программы поддержки научных школ № 1251.2003.5.*

#### Список литературы

Высоцкий С.В., Пуцин И.К., Таскаев В.И., Кирюхина М.И. Первая находка оливинового бонинита в желобе Тонга // Докл. АН СССР, 1983. Т. 271. № 1. С. 169-173

Высоцкий С.В. Офиолитовые ассоциации островодужных систем Тихого океана // Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 195 с.

Добрецов Н.Л., Шараськин А.Я., Лаврентьев Ю.Г. и др. Вулканогенные породы серии мариа-

нит-бонинит // в кн. Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. С.149-179.

Куликов В.С. Высокомагнезиальный вулканизм раннего протерозоя (Карелия) // В кн. Коматииты и высокомагнезиальные вулканы раннего докембрия Балтийского щита. Ред. О.А. Богатиков. Л.: Наука, 1988. С.20-88.

Магматические горные породы. Т. 5. Ультраосновные породы. Под ред. Е.Е. Лазько и Е.В. Шаркова. М.: Наука, 1988. 502 с.

Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей // М.: Наука, 1987. 331 с.

Пухтель И.С., Журавлев Д.З., Куликов В.С., Куликова В.В. Петрография и Sm-Nd возраст дифференцированного потока коматиитовых базальтов Ветреного Пояса (Балтийский щит) // Геохимия. 1991. Т. 5. С. 625-634.

Шарков Е.В., Синдеев А.С. Сакаловиты офиолитового комплекса Бассит (северо-западная Сирия) – клинопироксеновый аналог бонинита // Геохимия. 1987. № 12. С. 1731-1739.

Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С. Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // Петрология. 1997. Т. 5. № 5. С. 503-522.

Шарков Е.В., Трубкин Н.В., Красивская И.С. и др. Древнейшее вулканическое стекло в бонинитоподобных лавах раннего палеопротерозоя, Карельский край: результаты инструментальных исследований // Доклады РАН, 2003. Т. 390. № 3. С. 389-393.

Шарков Е.В., Трубкин Н.В., Красивская И.С., Богатиков О.А. и др. Особенности строения и состава древнейшего вулканического стекла в бонинитоподобных лавах раннепалеопротерозоя Южной Карелии (Россия) // Петрология. 2004. Т. 12. № 3. С. 264-280.

Bloomer S.H. and Hawkins J.W. Petrology and geochemistry of boninite series volcanic rocks from the Mariana trench // Contrib. Miner. Petrol.. 1987. V. 97. P. 361-377.

Hofmann A.W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust // Earth and Planetary Sci. Lett., 1988, V.90. P. 297-314.

Irvine T.N. Chromian spinel as a petrogenic indicator. Part I: Theory // Can. J. Earth Sci., 1965. V. 2. P. 648-672.

Le Bas M.J. IUGS Reclassification of the High-Mg and Picritic Volcanic Rocks // Journal of Petrology. 2000. V. 41. № 10. P. 1467-1470.

Newman S. and Van der Laan S.R. Volatile contents of Izu-Bonin forearc volcanic glasses // In: Fryer P. et al., Proc. ODP, Sci. Results, 125: College Station, TX. 1992. P. 131-139.

Ohnenstetter D., Brown W.L. Boninites: a Review // In: Petrology and Geochemistry of magmatic suites of rocks in the continental and oceanic crusts, Ed. by



D. Demaiffe // Brussels. Universite Libre de Bruxelles. 1996, P. 307-321.

*Ohnenstetter D., Brown W.L.* Compositional variation and primary water contents of differentiated interstitial and included glasses in boninites // *Contrib. Miner. Petrol.*. 1996, V. 123. P. 117-137.

*Puchtel I.S., Hofmann A.W., Mezger K. et al.* Petrology of a 2.41 Ga remarkably fresh komatiitic basalt lava lake in Lion Hills, central Vetryny Belt, Baltic Shield // *Contrib. Miner. Petrol.*. 1996. V. 124. P. 273-290.

*Puchtel I.S., Haase K.M., Hofmann A.W. et al.* Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetryny Belt, southeastern Baltic Shield: Evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // *Geochim.Cosmochim.Acta.* 1997. V.61. №6. P.1205-1222.

*Puchtel I.S., Hofmann A.W., Amelin Yu.V. et al.* Combined mantle plume-island arc model for the

formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield: Isotope and trace element constraints // *Geochim.Cosmochim.Acta.* 1999. V. 63. № 21. P. 3579-3595.

*Puchtel I.S., Brugmann G.E., Hofmann A.W. et al.* Os isotope systematics of komatiitic basalts from the Vetryny Belt, Baltic Shield: evidence for a chondritic source of the 2.45 Ga plume // *Contrib. Miner. Petrol.*. 2001. V. 140. P. 588-599.

*Sun S.S.* Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle // *Geochimica et Cosm. Acta.* 1982. V. 46. P. 176-192.

*Van der Laan S.R., Arculus J.A., Pearce J.A., Murton B.J.* Petrography, mineral chemistry and phase relations of the basement boninite series of site Izu-Bonin forearc // Fryer P. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 125: College Station, TX. 1992. P. 171-201.

*Рецензент доктор геол.-мин. наук В.Ф. Смолькин*