ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫЕ НИЗКОТИТАНИСТЫЕ ГАББРО-ГРАНИТНЫЕ СЕРИИ В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЕ ВОСТОЧНОЙ САРМАТИИ: ГЕОХИМИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Р.А. Терентьев, К.А. Савко

Воронежский государственный университет, 394006, Воронеж, Университетская пл., 1, Россия

Приводится номенклатура, геохимическая типизация обогащенных LILE, низкотитанистых, высокомагнезиальных палеопротерозойских мафит-гранитоидных пород на восточной окраине Сарматии и обоснование их тектонической позиции. Выделяются две дифференцированные серии пород: 1) биотитортопироксеновая меланорит—кварц-мелагиорит—мелагранолиоритовая и 2) роговообманково-биотитовая кварц-диорит-тоналит-гранодиоритовая. Обе серии по своему химическому составу соответствуют известково-щелочным габбро-диоритам, диоритам, тоналитам и гранодиоритам. Особенности минералогии и геохимии позволяют рассматривать их как высокомагнезиальные норит-диоритовые породы (интрузивные аналоги бонинитов) (SiO₂ = 52—65 мас. %, MgO = 5—20 мас. %, TiO₂ = 0.2—0.8 мас. %) и высокомагнезиальные гранитоиды (SiO₂ = 60-70 мас. %, Na₂O/K₂O = 0.65-1.33, MgO = 3.23—7.40 мас. %, K₂O = 1.9—4.0 мас. %) соответственно. Их высокие магнезиальность (Mg# = 67—87) и содержания хрома (Cr > 100 г/т), с одной стороны, близкие изотопно-геохимические характеристики с вмешающими метатерригенными породами, обогашенность магм LILE, наличие сульфилных никелевых руд с преобладанием легких изотопов серы, с другой, — свидетельствуют о коровой контаминации мантийных магм. Обе серии пород сближены во времени, относятся к единой магматической системе, где высокомагнезиальные гранитоиды являются дифференциатами исходной высокомагнезиальной (бонинитоподобной) норит-диоритовой магмы. Это подтверждается постепенным ростом кремнезема, калия, падением магнезиальности, концентраций Ni, Co, V, Cr в последовательном ряду от норитов к гранодиоритам, наличием как фациальных, так и фазовых взаимоотношений между выделенными нами сериями. Внедрение интрузивных масс происходило на малых глубинах после низкотемпературного метаморфизма и складчатости в режиме постколлизионного коллапса Восточно-Сарматского орогена.

Высокомагнезиальные гранитоиды, бонинитоподобные комплексы, дифференциация, петрогенезис, еланский комплекс, Воронежский кристаллический массив.

PALEOPROTEROZOIC HIGH-Mg LOW-TI GABBRO-GRANITE SERIES IN EASTERN SARMATIA: GEOCHEMISTRY AND FORMATION CONDITIONS

R.A. Terentiev and K.A. Savko

We present nomenclature and geochemical classification of Paleoproterozoic LILE-enriched high-Mg low-Ti mafic-granitoid rocks of the eastern margin of the Sarmatia paleocontinent and substantiate their tectonic position. Two differentiated rock series are recognized: 1) biotite-orthopyroxene melanorite-quartz-meladiorite-melagranodiorite and 2) hornblende-biotite quartz-diorite-tonalite-granodiorite. Both series correspond in chemical composition to calc-alkalic gabbro-diorites, diorites, tonalites, and granodiorites. As follows from their mineralogical and geochemical compositions, these are norite-diorite rocks (intrusive analogs of boninites) $(SiO_2 = 52-65 \text{ wt.}), MgO = 5-20 \text{ wt.}), TiO_2 = 0.2-0.8 \text{ wt.})$ and high-Mg granitoids $(SiO_2 = 60-70 \text{ wt.}), MgO = 5-20 \text{ wt.})$ $Na_{2}O/K_{2}O = 0.65 - 1.33$, MgO = 3.23 - 7.4 wt.%, $K_{2}O = 1.9 - 4.0$ wt.%), respectively. Their high Mg# values (67-87) and Cr contents (>100 ppm), on the one hand, and their isotope-geochemical characteristics similar to those of the host metaterrigenous rocks, the magma enrichment in LILE, and the presence of Ni sulfide ores with a predominance of light sulfur isotopes, on the other, testify to crustal contamination of mantle magmas. The rock series are nearly of the same age and belong to the same magmatic system, where high-Mg granitoids are differentiates of parental high-Mg (boninite-like) norite-dioritic magma. This is confirmed by a gradual increase in SiO, and K₂O contents and a decrease in Mg# and Ni, Co, V, and Cr contents in the sequence from norites to granodiorites and by the facies and phase relationships between the series. Intrusion of rocks took place at shallow depths after low-temperature metamorphism and folding under postcollisional collapse of the East Sarmatian orogen.

High-Mg granitoids, boninite-like complexes, differentiation, petrogenesis, Elan' complex, Voronezh Crystalline Massif

DOI: 10.15372/GiG20160605

введение

В течение последних 20—30 лет широко обсуждаются геодинамическая позиция и петрогенезис бонинитовой серии пород [Cameron et al., 1979; Crawford et al., 1989; Bedard, 1999; Falloon et al., 2008], кремнеземистых высокомагнезиальных базальтов (SHMB — siliceous high-magnesian basalts) [Sun, Mc-Donough, 1989], высокомагнезиальных андезитов [Tatsumi, Ishizaka, 1982] и их предполагаемых интрузивных аналогов — норитов [Hall, Hughes, 1990; Cadman et al., 1997; Srivastava, 2008; Srivastava, Gautam, 2009] и санукитоидов (высокомагнезиальных гранитоидов) [Shirey, Hanson, 1984; Stern, 1989; Stern, Hanson, 1991; Stevenson et al., 1999; Halla, 2005; Martin et al., 2005] соответственно. Хотя эти породы встречаются в различных типах геодинамических обстановок, для них характерны общие специфические геохимические особенности: при содержаниях SiO₂, отвечающих средним и кислым породам, они отличаются высокими магнезиальностью, содержаниями крупноионных литофильных элементов (LILE), Cr, Ni и низкими концентрациями Ti.

Современные бониниты [Hickey, Frey, 1982; Crawford et al., 1989] и высокомагнезиальные андезиты [Tatsumi, Ishizaka, 1982] залегают исключительно на конвергентных окраинах континентов в обстановках островных дуг или преддуговых бассейнов, а их предполагаемые интрузивные аналоги установлены, как правило, на докембрийских щитах. Высокомагнезиальные нориты (часто называемые бонинит-норитовыми комплексами [Srivastava, 2008]) формируются в коллизионных, постколлизионных обстановках, непосредственно связанных с более ранней субдукцией [Kemp, 2003; Mendes, De Campos, 2012], и внутриплитных [Smithies, 2002; Srivastava, 2008; Srivastava, Gautam, 2009]. Пик их проявления в геологической летописи приходится на интервал примерно 2.5—1.8 млрд лет [Srivastava, 2008]. Интрузивные тела высокомагнезиальных гранитоидов имеют более широкое распространение,



Рис. 1. Схема структурно-тектонического районирования докембрийского фундамента Воронежского кристаллического массива, по [Terentiev et al., 2016] с дополнениями (*a*); схема расположения интрузивных тел (б).

а: 1 — образования Лосевского (*a*) и Донского (*б*) террейнов; 2 — палеопротерозойские породы Воронцовского террейна; 3 — архейские образования Курского террейна; 4 — синклинорные структуры, выполненные палеопротерозойскими породами; 5 — изогипсы абсолютных отметок поверхности докембрийского фундамента (м). ДДА — Днепрово-Донецкий авлакоген. *б*: 1 — вмещающие породы воронцовской серии; интрузивные тела: 2 — ультрамафитовые, 3 — мафитовые, 4 — диорит-гранитные, 5 — граниты *S*- и *А*-типов; 6 — разломы; 7 — положение Еланского массива. Заштрихованы массивы еланского мафит-гранито-идного комплекса.

чем самостоятельные тела высокомагнезиальных норитов. Архейские санукитоиды (~2.95—2.68 млрд лет) присутствуют во многих древних кратонах ([Martin et al., 2005; Rapp et al., 2010] и ссылки в них). Внедрение санукитоидов происходит в поздне- или постколлизионной обстановке формирования орогенов [Shirey, Hanson, 1984; Stern, 1989]. Санукитоидные серии нередко образуют крупные массивы и дифференцированы от диоритоидов (диориты, кварцевые диориты и монцодиориты) до гранодиоритов [Martin et al., 2005] и монцогранитов [Heilimo et al., 2010], с подчиненным количеством тоналитов. В отличие от них, интрузивные бонинитоподобные норитовые комплексы участвуют в строении крупных расслоенных плутонов [Weaver, Tarney, 1981; Hall, Hughes, 1993; Cadman et al., 1997], встречены в виде роев даек [Srivastava, 2008; Srivastava, Gautam, 2009], редко в виде составных частей небольших (3×10 км) единичных массивов [Smithies, 2002; Mendes, De Campos, 2012]. О том, что петрогенезис бонинитоподобных интрузивных пород может быть аналогичен санукитоидам, отмечено лишь в одном литературном источнике [Smithies, 2002].

Палеопротерозойские мафит-гранитоидные массивы с высокомагнезиальными и низкотитанистыми сигнатурами широко представлены в Воронцовском террейне — зоне сочленения коровых сегментов Сарматии и Волго-Уралии Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Интрузивные тела высокомагнезиальных, низкотитанистых пород образуют единую двухфазную магматическую систему. Размеры массивов позволили идентифицировать более широкий спектр дериватов для бонинитоподобной норитовой серии пород, чем описано в литературе.

Целью настоящей статьи является проведение геохимической типизации обогащенных LILE, низкотитанистых, высокомагнезиальных пород и обоснование их тектонической позиции.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Воронежский кристаллический массив (ВКМ) представляет собой одну из наиболее крупных положительных структур ВЕП. Докембрий ВКМ перекрыт чехлом фанерозойских осадочных пород мощностью 0—500 м. ВКМ (рис. 1) входит в состав Восточно-Европейского кратона, который был создан около 1.8—1.7 млрд лет назад за счет последовательной коллизии трех автономных коровых сегментов — Фенноскандии, Волго-Уралии и Сарматии [Bogdanova et al., 2005]. Восточно-Сарматский ороген [Щипанский и др., 2007] — это главная сутура, вдоль которой были объединены Волго-Уральский и Сарматский коровые сегменты около 2.1—2.0 млрд л.н. [Bogdanova et al., 2005; Щипанский и др., 2007]. Согласно изотопным и геохронологическим данным, террейны Восточно-Сарматского орогена (Лосевский и Воронцовский) сформировались за счет ювенильной палеопротерозойской коры [Щипанский и др., 2007; Савко и др., 2014; Терентьев и др., 2014].

Мафит-гранитоидные массивы еланского комплекса расположены в Воронцовском террейне ВКМ и прорывают метаморфизованные песчано-сланцевые, в том числе графит-сульфидсодержащие отложения воронцовской серии палеопротерозойского возраста.

Гипабиссальные тела комплекса размером 0.5—15.0 км² чаще всего сложены в центральной части гранитоидами, в краевой мафитами мелко-, среднезернистыми, порфировидными. В пределах небольшого 30 × 45 км участка сосредоточено около 20 таких тел (массивы Елка, Елань, Новопокровский, Троицкий, Русановский, Бороздиновский и др.), часть из которых несет сульфидную никелевую минерализацию. Еланское месторождение никелевых руд, приуроченное к крутопадающему штокообразному одноименному интрузиву, располагается в северо-восточном эндоконтакте Елань-Коленовского плутона. Более мелкие интрузив-

Рис. 2. Модель строения в плане массива Елка.

Первая фаза (биотит-ортопироксеновая серия): *1* — кварцевые нориты и меланориты, *2* — кварцевые меладиориты и меламонцодиориты, *3* — мелагранодиориты; вторая фаза (амфибол-биотитовая серия): *4* — кварцевые диориты и тоналиты, *5* — гранодиориты; *6* — положение скважин.



ные тела мафитов установлены и в других периферических частях Елань-Коленовского плутона [Бочаров и др., 1986]. Среди мафитов Еланского массива выделяются мелано-, мезо- и лейкократовые нориты, в том числе оливиновые, роговообманковые и ортоклазовые [Chernyshov, Pereslavtsev, 1994; Чернышов, 1995]. Гранитоиды Еланского массива секут мафиты, содержат их ксенолиты, что позволяет рассматривать эти породы как вторую фазу внедрения.

Еще один петротипический массив еланского комплекса — Елка расположен в 6 км юго-восточнее Елань-Коленовского плутона. Он представлен изометричным телом площадью около 9 км² (рис. 2). Сульфидные медно-никелевые руды приурочены к первой (мафитовой) фазе массива в юго-западной его части. Состав пород аналогичен Еланскому массиву.

Породы еланского комплекса часто содержат ксенолиты ультрамафитовых пород, а в эндоконтактовой зоне массивов — ксенолиты ороговикованных метапесчаников и сланцев воронцовской серии. Контакты с вмещающими метаосадками вскрыты единичными скважинами, в которых эндоконтактовые образования брекчированы, рассланцованы, обогащены биотитом. Часто породы затронуты постмагматическими процессами, которые приводят к амфиболизации пироксенов и серицитизации и карбонатизации плагиоклазов.

ЭВОЛЮЦИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О БАЗИТОВОМ МАГМАТИЗМЕ ВОРОНЦОВСКОГО ТЕРРЕЙНА

Объекты исследования в региональной схеме стратиграфии и магматизма докембрия относятся к еланскому комплексу в пределах Хоперской структурно-формационной зоны (Воронцовский террейн).

Первоначально все ультрамафит-мафитовые массивы Воронцовского террейна объединялись в тросняно-мамонский магматический комплекс [Геология..., 1970]. Дальнейшие исследования востока ВКМ позволили выделить из состава мамонского (тросняно-мамонского) комплекса ряд других, в том числе медно-никеленосных:

— новогольский троктолит-габбро-долеритовый, аналогичный платобазальтам [Савко, Бочаров, 1988] (в настоящей работе не рассматривается);

— еланский норит-диоритовый (В.М. Богданов, фондовые данные).

Единого мнения о стиле магматизма мамонского и еланского интрузивных комплексов не существует. Одни исследователи полагают, что разнородные мафит-ультрамафитовые интрузии Воронцовского террейна являются типичными комплексами аляскинского типа [Щипанский и др., 2007]. Другие считают их продуктами базальтового и/или коматиитового магматизма в зонах рассеянного спрединга в субдукционной обстановке [Минерагенические исследования..., 2007].

На первых этапах исследования массивов еланского комплекса отмечался ряд специфических для мафитов черт: высокая магнезиальность (MgO = 8.4-17.4 мас. %) при одновременно высоком содержании SiO₂ (52.9—61.0 мас. %), характерном для средних пород [Переславцев, Слюняев, 1992; Чернышов, 1995]. Те же авторы при описании мафитов первой фазы еланского комплекса указывали на присутствие в них биотита (5—15 %), кварца и калишпата (в сумме до 10 %) и среднего плагиоклаза (An_{20-60}), а в гранитоидах второй фазы — кварца (5—20 %) и калишпата (3—15 %). Специфический состав мафитов объяснялся дифференциацией остаточного расплава Елань-Коленовского плутона [Чернышов, 1985], контаминацией родоначального коматиитового [Бочаров и др., 1987; Чернышов, 1995] или бонинитоподобного [Переславцев, Слюняев, 1992; Chernyshov, Pereslavtsev, 1994] расплава породами континентальной коры.

Единичные определения изотопного возраста U-Pb методом по цирконам, опубликованые H.M. Чернышовым с соавторами [1998], относятся к палеопротерозою.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изученные образцы представляют собой керн скважин, вскрывших Еланский и Елкинский петротипические массивы еланского комплекса. Осуществлено петрографическое описание около 300 шлифов, геохимическим исследованиям подвергнуты 42 образца. Использованы петрохимические данные из диссертации А.В. Переславцева [1993].

Петрографические исследования выполнены на оптическом поляризационном микроскопе OLYMPUS BX51-P. Количественно-минеральный подсчет в шлифах осуществлен на интеграционном столике Андина. Использован объектив ×25 или ×10, расстояние между линиями 0.5—1.0 мм, количество линий от 10 до 20.

Содержания элементов определены комплексом методов в отделе научно-производственных аналитических работ ИМГРЭ (г. Москва). Концентрации петрогенных оксидов (мас. %) определяли классическими методами: весовым — SiO₂, TiO₂, P₂O₅, атомно-абсорбционным — MnO, комплексометрическим — Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, фотометрическим — Na₂O, K₂O, титрометрическим бихроматным — FeO, CO₂, гравиметрическим — H₂O⁻, H₂O⁺. Концентрации (мас. %) F, Cl, S определяли рентгенофлуоресцентным методом на приборе Axios Advanced. Точность анализа составляла 1—3 отн. % для элементов с концентрациями выше 0.5 мас. % и до 10 отн. % для элементов с концентрациями ниже 0.5 мас. %. Аналитики Б.И. Волков, Г.Г. Лебедева, Е.П. Шевченко.

Концентрации редких и рассеянных элементов (г/т) определяли методом ICP-MS на приборе Elan 6100 DRC в стандартном режиме (аналитики Д.З. Журавлев, Л.П. Юрченкова, Т.Н. Павлова). Вскрытие образцов осуществляли по методике кислотного разложения в микроволновой печи из навесок проб массой 50—100 мг. Методика обеспечивает полное разложение большинства магматических, мета-морфических и осадочных пород, включая содержащиеся в них трудноразлагающиеся минералы (циркон, монацит и др.). В качестве стандартного образца использовался внутрилабораторный аттестованный образец горной породы, разложенный по той же методике, что и реальные образцы. Пределы обнаружения элементов составляли от 1—5 мг/т для Hf, Ta, U, Th, P3Э и т.д. с возрастанием до 20—50 мг/т для Ba, Rb, Sr и т.д. Погрешность методики анализа (при вероятности P = 0.95) для всех элементов составила от 0.24 до 0.50 ± Δ г/т.

Анализ Rb—Sr и Sm—Nd систем пород производился с применением метода изотопного разбавления для определения концентраций рубидия, стронция, самария и неодима. Для этого в предварительно растертые навески проб (100—150 мг) добавляли взвешенные количества растворов смешанных индикаторов ⁸⁴Rb-⁸⁴Sr и ¹⁴⁹Sm-¹⁵⁰Nd. Затем подготовленные таким образом пробы разлагали в смеси азотной и плавиковой кислот. Выделение стронция для изотопного анализа осуществляли путем катионообменной хроматографии на смоле марки AG50W-X8. Выделение самария и неодима для изотопного анализа выполняли в две ступени. Первая — катионообменная хроматография на смоле AG50W-X8 для отделения редкоземельных элементов от общей массы вещества пород и минералов. Вторая — экстракционная хромотография с использованием жидкого катионообменного экстрагента HDEHP на тефлоновом носителе.

Изотопный анализ Rb, Sr, Sm и Nd производился на девятиколлекторном масс-спектрометре TRI-TON в статическом режиме. Коррекция на изотопное фракционирование стронция осуществлялась при помощи нормализации измеренных значений по отношению ⁸⁸Sr/⁸⁶Sr = 8.37521. Нормализованные отношения приводились к значению ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.71025 в международном изотопном стандарте NBS-987. Коррекция на изотопное фракционирование неодима производилась при помощи нормализации измеренных значений по отношению ¹⁴⁸Nd/¹⁴⁴Nd = 0.241578. Нормализованные отношения приводились к значению ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.511860 в международном изотопном стандарте La Jolla. Погрешность определения содержания Rb, Sr, Sm и Nd составила 0.5 %. Анализы выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ.

Локальные анализы минералов сделаны на электронном микроскопе Jeol 6380LW с системой количественного энергодисперсионного анализа Inca (аналитик H.C. Базиков, ВГУ). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 1.2 мА, время набора спектра 90 с, диаметр пучка 1—3 мкм. ZAF-коррекция при расчете содержания оксидов и оценка точности проводились с помощью комплекта программ математического обеспечения системы. Точность анализа систематически контролировалась по эталонным образцам природных и синтетических минералов.

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

Породы первой фазы характеризуются широким набором породообразующих минералов: оливин, ортопироксен, клинопироксен, биотит, роговая обманка, плагиоклаз, кварц и калиевый полевой шпат (табл. 1, 2). Структуры пород кумулятивные (идиоморфные изометричные кристаллы пироксенов, оливина, иногда роговой обманки погружены в интеркумулусную основную массу, состоящую из плагиоклаза, кварца, калишпата, биотита, иногда роговой обманки (рис. 3, *в*—*е*)), порфировидные (вкрапленники — ортопироксен, редко плагиоклаз), гипидиоморфные (ряд идиоморфизма: оливин — ортопироксен — клинопироксен — плагиоклаз, биотит, роговая обманка — кварц и калиевый полевой шпат); структуры основной массы мелкозернистые в равномерно-зернистых (гипидиоморфных) разновидностях и тонкозернистые в порфировидных разновидностях пород (рис. 4, *a*—*e*).

В эндоконтактовой зоне массивов широко распространены тела малой мощности (метры — первые десятки метров) норит-порфиритов с микрозернистой основной массой и фенокристаллами ортопироксена и лабрадора (см. рис. 3, a, δ). Аналогичные породы, но более кислого состава, близкого гранитоидам (диорит-порфириты и гранодиорит-порфириты), в виде даек секут как вмещающие породы за пределами массивов, так и наиболее ранние дифференциаты внутри интрузивных тел.

Оливин встречается спорадически, как правило, в наиболее меланократовых разновидностях. Он представлен чаще всего включениями в фенокристаллах ортопироксена, где замещается агрегатами иддингсит-боулингита. Редко наблюдаются неправильной или изометричной формы сравнительно крупные кристаллы около 1 мм. Такие кристаллы особенно характерны для пород кумулятивной структуры.

Таблица 1.

Количественно-минеральный состав пород массивов Елань и Елка

№ п/п	№ сква- жины	Глубина, м	Ol	Pl	Opx	Срх	Bt	Hbl	Qtz	Fsp	Акцессории + + рудные
			Кумул	аты первой	і фазы (пла	гиоортоп	ироксенит	ъ, габбро	иды)		
1	1424п	411.8	25.2±2.9	1.9±1.3	56.2±3.2	3.9±1.3	6.1±1.5	3.0±0.4	_		3.6±1.3
2	1308п	467.9	9.9±4.5	20.9±0.9	33.8±5.2	0.6±0.4	4.0±0.8	24.4±6.1	0.3		6.1±2.7
3	1308п	387.8		4.5±2.2	48.8±4.6	_	4.0±1.3	37.8±5.8	2.7±0.9	0.2±0.2	2.1±0.7
4	1428п	338.1	_	19.1±1.8	45.0±2.8	1.3±0.3	4.0±1.4	22.7±3.6	$0.4{\pm}0.1$	0.2±0.1	7.3±2.4
5	1308п	411.8	6.4±5.6	14.9±2.9	39.8±7.3	_	7.7±1.1	18.0±4.7	1.2±0.4		12.0±5.9
6	1393п	337.6		32.9±2.6	46.8±1.9	3.3±0.9	6.2±1.8	3.4±1.4	2.1±0.8	2.3±0.8	3.0±1.5
7	9114	635.0	—	38.6±4.3	47.7±3.3	2.5±1.1	7.1±1.5	0.3	3.0±1.0	_	0.8±0.3
8	9114	841.0	_	39.8±3.9	40.6±4.4	0.8±0.5	12.1±1.3	_	4.7±0.9	1.1±0.2	0.9±0.2
		Ку	мулаты вто	рой фазы (р	оговообма	нковое га	ббро и ква	рцевые м	еладиорит	гы)	
9	1308п	473.7		26.2±1.0	_	+	12.6±2.9	49.8±7.1	1.2±0.2	0.4	9.7±4.0
10	1389п	336.2	_	22.8±7.1	_	_	6.5±3.2	64.4±9.4	3.3±1.9		3.1±1.9
11	1401п	461.8		32.7±2.6	_	0.5±0.7	9.8±4.0	42.5±5.0	7.0±1.9	2.2±0.5	5.2±3.6
			Квај	рцевые нор	иты, мелад	иориты и	диориты	первой фа	зы		
12	1308п	291.6	_	40.3±2.8	47.5*±7.3	0.3±0.3	7.6±1.4	+	2.8±1.0	0.8±0.5	0.6±0.3
13	1401п	774.9	0.2	49.7±4.4	29.1±3.0	3.7±0.4	8.5±1.0	2.0±0.3	3.9±0.6	1.7±0.5	1.3±0.3
14	9114	770.7		32.8±3.5	47.1*±3.6	+	15.8±2.9	+	2.7±0.7	1.4±1.1	0.3
15	9114	919.5	—	32.9±1.9	40.6±2.7	4.1±0.6	11.2±1.0	4.3±0.8	3.9±1.3	1.9±0.5	1.1±0.4
16	9007	609.2	_	43.8±2.1	37.4±3.3	2.1±0.3	6.9±1.3	1.3±0.3	4.0 ± 0.4	4.3±0.5	0.2
17	1389п	300.56	0.9±0.7	23.2±3.6	53.4*±5.4	+	11.5±3.4	0.6±0.7	1.9±0.4	1.0±0.7	7.6±2.5
18	1405п	376.1	1.8±1.7	35.1±3.8	24.6±4.8	4.6±2.4	13.7±1.8	13.0±1.0	3.7±1.0	1.9±0.7	0.7±0.3
19	1405п	438.0	0.4±0.3	42.0±3.2	21.7±4.7	1.9±0.8	12.5±3.0	14.1±2.0	4.7±0.7	2.3±0.5	0.5±0.4
20	9012	440.0	—	28.5±3.0	53.2±3.7	4.0±0.4	6.4±1.7	2.7±0.5	3.5±1.8	1.1±1.0	0.6
21	1308п	302.84	1.9±0.6	27.4±2.6	41.0*±5.5	2.3±0.3	13.1±1.4	1.5±0.7	3.8±0.9	1.0±0.4	8.1±4.1
22	1405п	584.8	0.2	34.9±3.4	25.2±2.9	4.2±1.3	12.4±1.3	15.6±1.2	4.8±0.7	1.6±0.4	1.1±0.7
23	1308п	307.8	—	33.9±5.5	40.3*±8.5	1.6±0.4	10.5±2.7	+	5.5 ± 0.5	2.0±0.9	6.4±3.9
24	1401п	348.8	_	35.9±2.9	29.9±4.6	2.5±0.9	13.6±2.5	9.0±3.3	5.1±0.7	2.8±0.7	1.3±0.8
25	9109	822.8		37.5±3.3	32.6±6.1	4.1±1.6	12.2±1.5	4.2±0.4	5.2±2.2	3.3±1.1	0.9±0.4
26	9114	330.5	—	46.6±3.1	30.1±1.7	2.1±0.8	3.3±0.8	—	11.4±3.0	11.4±3.0	6.5±0.4
27	1389п	313.73	—	46.9±2.5	25.1*±6.3	2.5±0.4	11.9±1.6	+	9.3±0.9	3.8±0.7	0.6±0.2
28	1405п	774.6		47.7±2.4	19.8±3.1	4.0±1.7	9.3±1.7	5.2±1.3	8.9±0.9	4.1±0.3	1.0±0.5
29	1389п	326.25	_	49.5±4.9	14.5*±3.6	+	19.7±2.1	+	11.6±0.5	4.6±1.1	0.1
			Квари	евые мелам	ионцодиори	иты и мон	цодиорити	ы первой (фазы		
30	1428п	317.0	0.6±0.3	36.0±3.9	40.4±5.4	1.2±0.3	6.9±0.7	4.2±0.9	5.2±1.7	4.0±0.7	1.5±1.2
31	1405п	572.8	0.5 ± 0.5	37.3±2.9	33.4±4.0	2.2±0.6	11.1±1.7	3.1±0.5	4.5±0.3	5.8±0.9	2.3±1.4
32	1308п	760.0	4.9**±2.5	42.0±2.1	26.1±1.2	5.4±0.6	8.2±1.2	0.9±0.5	6.6±1.0	5.1±0.9	0.8±0.1
33	1405п	572.8	0.4±0.2	27.6±2.9	28.3*±4.6	0.6±0.3	13.2±2.8	12.9±3.0	5.6±0.7	3.0±0.5	8.5±3.3
34	1428п	476.3	—	49.2±3.2	10.4*±5.0	+	11.3±0.5	7.9±2.5	11.3±1.6	7.2±1.1	2.7±1.5
35	1405п	704.3	—	33.2±0.7	24.3*±7.6	+	16.4±1.8	11.1±1.5	8.2±0.6	4.0±0.7	0.7±0.2
36	9114	479.5	±	46.0±2.0	20.6±2.2	+	8.1±0.9	0.8±0.7	11.8±0.6	7.3±1.2	5.5±1.6
37	9114	290.0	1.4±1.3	42.8±3.9	23.8±4.7	0.7±0.6	6.0±1.0	1.5±0.4	9.8±0.9	8.4±0.6	5.7±0.4
38	8424	350.0	—	45.2±3.9	9.2±3.1	1.6±1.3	16.9±2.3	7.7±1.2	10.2±2.3	8.7±1.7	0.4±0.1
39	8424	370.2		41.9±5.5	8.7±1.3	_	15.4±4.4	14.0±1.6	12.2±2.7	7.4±2.9	0.3±0.1
40	1405п	522.5	_	27.1±3.3	37.8*±8.8	+	16.9±3.7	+	8.2±2.6	3.3±0.4	6.6±8.3
	1	I		Мелаграно	циориты и	мелатона	литы перв	ой фазы	1	I	I
41	1428п	665.6		51.4±2.8	8.5±1.9	+	15.2±1.5	0.6±0.2	15.5±1.2	8.1±0.9	0.7±0.2
42	8424	389.0		39.0±4.4	24.3*±3.5	+	14.2±2.3	7.4±2.5	11.3±1.6	3.6±0.7	0.2±0.0
43	8424	377.0	_	36.9±4.5	12.9±1.2	—	15.3±2.3	12.3±2.9	13.9±2.8	8.2±2.3	0.5±0.2

Окончание табл. 1

										O KOH I	unne ruom r
№ п/п	№ сква- жины	Глубина, м	Ol	Pl	Opx	Срх	Bt	Hbl	Qtz	Fsp	Акцессории + + рудные
4.4	8424	240.0		41 7+2 1	14 9*+4 0		16 5+1 0	× 2±2 0	12 2+2 4	5 4+1 2	0.2+0.0
44	8424	240.0		41.7 ± 5.1 20.7+2.6	$14.0^{+}\pm 4.9$	 1 /+1 1	10.3 ± 1.9 12.6+2.0	0.2 ± 2.9 0.7+2.5	15.2 ± 2.4 15.0+2.2	5.4±1.2	0.2 ± 0.0
чJ	0+2+	J+9.0		59.7±2.0	14.0±3.9	1.7±1.1	12.0±2.9	9.7-2.5	15.0±5.5	0.0±5.0	0.9±0.2
	11	ереходны	е породы м	ежду мелаг]	ранодиори [.] 1	гами пере	юи фазы и	гранодио	ритами в	горои фаз	ы
46	8424	288.0		32.5±3.9	12.9*±3.6		25.4±2.9	4.2±3.4	16.8±2.7	7.8±2.4	0.4±0.2
47	8424	308.0		48.2±3.3	4.7*±2.1	—	18.8±2.3	7.2±1.3	16.3±1.6	4.6±1.5	0.2±0.1
48	8424	254.0	—	44.7±4.3	6.7*±1.9	—	19.6±3.4	4.2±1.4	17.4±1.6	6.4±2.6	0.5±0.4
49	8424	228.5		41.7±5.8	7.2*±3.2		21.5±3.0	7.0±3.2	14.8±3.0	7.4±3.2	0.3±0.1
				Ква	арцевые ди	юриты вт	орой фазы	I			
50	1401п	461.8		32.7±2.6	0.5±0.7		9.8±4.0	42.5±5.0	7.0±1.9	2.2±0.5	5.2±3.6
51	8150	334.3		46.1±6.6			21.4±4.9	20.8±4.6	10.3±2.3	1.0±0.7	0.3±0.2
52	1354п	383.0		41.6±4.3			25.3±3.8	21.0±4.9	9.0±2.0	2.8±0.8	0.3±0.3
53	1401п	588.8	_	37.7±4.7	_	_	25.2±5.1	22.7±5.5	10.0±2.6	2.9±1.0	1.5±0.8
					Тоналит	ы второй	фазы				
54	1401п	758.0		52.6±3.8	1.4*±1.0	_	16.3±1.9	5.9±2.2	16.3±1.7	6.8±1.1	1.0±0.3
55	8424	281.6		42.9±3.9	+		20.3±2.0	17.2±5.6	16.4±2.3	2.8±1.0	0.4±0.2
56	9113	507.0		56.2±5.6	_		20.4±6.4	1.7±1.1	18.7±5.8	2.3±1.4	0.6±0.4
57	8150	288.5		40.5±1.5		0.9±0.6	23.0±1.1	13.6±1.8	17.1±1.5	4.2±1.4	0.6±0.3
58	8150	275.0		49.2±3.6		_	13.0±4.1	16.7±3.7	17.5±3.7	3.4±1.1	0.2±0.1
59	1405п	746.0		38.6±3.6	+	0.1	19.1±2.9	16.7±3.7	14.6±0.6	3.4±0.8	6.0±4.5
60	8150	217.5		43.3±3.5		0.3	22.7±1.9	15.1±2.1	14.2±2.4	3.8±1.5	0.5±0.3
61	8424	233.0		38.2±3.8	2.9*±2.0		22.6±2.5	13.7±2.7	18.4±1.2	4.0±1.4	0.2±0.0
62	9113	267.5		50.5±6.9			21.4±3.8	2.3±1.8	19.6±4.9	5.8±1.4	0.4±0.2
	I	1 1		1	Гранолиор	иты второ	и и фязы	I	I	I	I
63	8424	306.0		12 3+1 3	0 7+0 7	0.2	20.8+3.7	15 0+4 0	1/ 0+1 5	5 5+0 9	0.6+0.2
64	8424	296.2	_	46 1+4 9	0.7 ± 0.7 0.5+0.4	0.2	185+31	10 3+3 6	17.9 ± 1.3 17.3+1.4	7.0+1.4	0.0±0.2
65	8150	250.6		41.6+4.7	0.5±0.4		16.3±3.1	18.0+3.0	17.3 ± 1.4 15.8+2.2	7.0±1.4	0.5±0.5
66	8150	275.9		45.9+5.0			12 3+2 1	16.0 ± 3.0	16 8+1 9	8 4+2 2	0.5±0.5
67	8150	347.7		40.7+2.3			20.3 ± 0.8	10.2 ± 3.4 12 7+2 4	17.0+0.5	87+06	0.6+0.2
68	8150	317.5		36.8+2.1			20.3 ± 0.0 23.9+2.2	13 5+2 9	17.5+1.1	8.7 ± 0.0 8.0+1.2	0.0±0.2
60	8150	360.1	_	35.6 ± 2.1			23.9 ± 2.2 20.4+2.4	13.3 ± 2.9 12.8+0.5	17.5 ± 1.1 18 7+1 0	12 1+1 3	0.3±0.0
70	0112	265.5		33.0 ± 2.1			20.4 ± 2.4 24.1+1.6	0.2	10.7 ± 1.0 20.4+1.7	12.1 ± 1.3 6 7+2 1	0.4±0.1
70	0112	510.0		46.0 ± 2.5			24.1 ± 1.0 21 4 ± 2.5	0.2	20.4 ± 1.7	0.7 ± 2.1 0.0+1.2	0.3 ± 0.3
71	0112	120.2		44.0±3.3			21.4 ± 3.5 10.5+2.6	0.8	20.7 ± 1.2 22.7 ±2.8	7.0 ± 1.3	0.2±0.1
12 72	9113	430.2	_	40.0±2.0			19.3 ± 2.0	0.8	23.7 <u>±</u> 2.8	7.5±1.3	0.3 ± 0.3
13 74	0112	511.0	_	33.0±3.1 42.2±5.5		_	21.2 ± 4.1	10.0 ± 4.8	10.0 ± 2.3	11 7±4 4	0.2±0.1
74 75	0112	400.0	_	43.2±3.3		_	19.9±3.8		24.1 ± 4.7	05-20	
15	9113	400.0	_	42.4±0./			19.9±3./	1.0±1.0	20.1±4.1	9.3±3.8	1.1±0.4
/0	9113	4/0.3		43.0±4.0			20.4±3.9	0.1	23.0±2.0	0./±2.0	0.4±0.2

Примечание. Здесь и далее: Ol — оливин, Pl — плагиоклаз, Opx — ортопироксен, Cpx — клинопироксен, Bt — биотит, Hbl — роговая обманка, Qtz — кварц, Fsp — калиевый полевой шпат, Px — пироксен. «+» — минерал присутствует в виде единичных кристаллов, «±» — значения ошибок в пределах 1σ. Прочерк — нет данных.

* В подсчеты породообразующих минералов включены развивающиеся по ним вторичные минералы.

** Ультрамафитовый пироксен-оливиновый ксенолит.

Оливин, контактирующий с лейкократовыми минералами, всегда изменен, а неизмененные кристаллы окружены реакционной каймой ортопироксена и в единичных случаях биотита и роговой обманки. Содержание оливина достигает 5 об. % в кумулатах, а в остальных образцах не превышает 2 об. %. Состав варьирует от форстерита Fo₉₀₋₉₆ в кумулатах до железисто-магнезиального оливина Fo₆₉₋₈₄ в преобладающем типе пород.

Таблица 2.			Bыбор	очные состал	вы породообра:	зующих м	инералон	в порода	ах еланск	ого компл	текса ВКМ				
			OI					Opx					Cp	X	
Компонент	1308µ/ 411.9*	1308п/ 111 е	1308µ/	1405п/ 918	Компонент	1308п/ 411.8	1405п/ 584.8	1405п/ 584.8	1428п/ 338.1	1428п/ 665.5	Компонент	1424 _{II} /	1405II/ 504.0	1308µ/	1308µ/
	411.8"	411.8	/00.0	вкл. в Орх		центр	центр	край	0.M	0.M.		1102	284.8	/ 00.0	/00.0
SiO ₂ , Mac. %	40.84	39.78	38.92	39.02	SiO ₂ , mac. %	56.56	54.64	54.38	54.43	52.55	SiO ₂ , mac. %	53.79	53.84	53.07	52.75
TiO_2	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	TiO ₂	н.о.	0.24	н.о.	н.о.	0.36	TiO_2	0.35	0.46	0.43	0.88
Al_2O_3	*	*	\$	*	Al_2O_3	0.78	1.30	0.72	0.79	0.57	Al_2O_3	3.11	2.86	1.07	1.28
Cr_2O_3	\$	*	\$	*	Cr_2O_3	0.50	0.64	0.25	0.31	0.29	Cr_2O_3	0.74	0.21	0.38	0.30
FeO	9.29	9.15	21.49	15.60	FeO	5.09	13.33	18.49	15.60	23.95	FeO	3.34	5.24	7.03	9.42
MnO	н.о.	н.о.	н.о.	0.43	MnO	0.25	0.20	0.32	0.26	0.60	MnO	н.о.	н.о.	н.о.	0.26
MgO	49.54	50.70	39.61	44.50	MgO	36.26	28.04	24.55	26.32	20.27	MgO	19.22	16.25	15.21	16.31
CaO	н.о.	0.17	н.о.	н.о.	CaO	0.62	1.80	1.19	1.48	0.66	CaO	18.44	19.88	21.44	18.71
Na_2O	\$	н.о.	\$	*	Na_2O	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	Na_2O	0.67	0.33	0.31	0.36
K_2O	^	\$	\$	*	K_2O	\$	\$	\$	\$	\$	K_2O	н.о.	0.13	0.20	н.о.
Сумма	99.67	99.80	100.02	99.55	Сумма	100.06	100.20	06.66	99.20	99.25	Сумма	99.66	99.21	99.14	100.27
Si, ф.ед.	1.00	0.97	1.01	0.99	Si, ф.ед.	1.93	1.95	2.00	1.99	2.00	Si, ф.ед.	1.94	1.99	1.98	1.95
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	Ti	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	Ti	0.01	0.01	0.01	0.02
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	Al	0.03	0.05	0.03	0.03	0.03	Al	0.13	0.12	0.05	0.06
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	Cr	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	Al^{VI}	0.07	0.11	0.03	0.00
Fe^{+3}	0.00	0.06	0.00	0.03	Fe^{+3}	0.09	0.01	0.00	0.00	0.00	Cr	0.02	0.01	0.01	0.01
Fe^{+2}	0.19	0.12	0.46	0.30	Fe^{+2}	0.06	0.39	0.57	0.48	0.76	Fe^{+3}	0.00	0.00	0.00	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.01	Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	Fe^{+2}	0.10	0.16	0.22	0.28
Mg	1.81	1.84	1.53	1.68	Mg	1.85	1.49	1.34	1.43	1.15	Mn	0.00	0.00	0.00	0.01
Ca	0.00	0.004	0.00	0.00	Ca	0.02	0.07	0.05	0.06	0.03	Mg	1.03	0.89	0.84	0.90
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ca	0.71	0.79	0.86	0.74
K	0.00	0.00	0.00	0.00	K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Na	0.05	0.02	0.02	0.03
$X_{ m Fo}$	0.90	0.91	0.77	0.84	$X_{\rm Mg}$	0.93	0.79	0.70	0.75	0.60	K	0.00	0.01	0.01	0.00
$X_{ m Fa}$	0.10	0.06	0.23	0.15	1						$X_{ m Mg}$	0.91	0.85	0.79	0.76
											En	55.95	48.54	44.00	46.54
											Fs	5.45	8.78	11.40	15.07
											Wo	38.60	47.68	11 60	38 30

Hbl	Hbl						B							PI			
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	<u>1405п/</u> 1 ² 584.8 6	1^{\prime}	428п/ 65.5	1430п/ 309.0	Компо- иент	1308п/ 411.8	$1405_{\Pi}/$	1428π	1430n/	Компо- иент	1321n/	1428п/ 665.5	1428п/ 665.5	1405п/ 584.8	1405п/ 584.8	1430п/ 309.0	1430п/ 309.0
р центр к. (Срх) к.	к. (Срх) к.	ĸ.	(Opx)	зерно	11121	вкл. в Орх	584.8	665.5	309.0	11121	296.0	центр	край	центр	край	центр	край
3 50.39 52.36 5	52.36 5	ŝ	3.98	50.98	SiO ₂ , Mac. %	39.96	40.07	39.58	39.46	SiO ₂ , Mac. %	52.65	55.07	60.23	61.16	54.41	58.06	62.17
7 1.13 0.39 (0.39 (Ŭ).32	1.05	TiO_2	1.10	1.81	3.41	1.43	TiO_2	н.о.	0.20	0.22	н.о.	н.о.	н.о.	Н.О.
5 7.09 4.17	4.17		2.9	4.81	Al_2O_3	14.22	14.28	13.93	14.40	Al_2O_3	30.12	27.33	24.12	23.13	28.87	26.21	22.55
5 0.66 0.22 1	0.22	_	.0.E	н.о.	Cr_2O_3	0.73	0.39	н.о.	0.25	Cr_2O_3	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
5 6.13 8.56 5	8.56 9	5	.42	10.51	FeO	6.86	10.35	14.36	13.29	FeO	\$	0.37	0.26	\$	0.40	\$	0.24
. н.о. 0.24 г	0.24	_	.0.E	0.55	MnO	0.26	0.00	0.20	0.36	MnO	\$	н.о.	н.о.	\$	н.о.	\$	н.о.
1 18.86 18.76	18.76		17.9	16.25	MgO	23.09	19.23	15.29	15.70	MgO	\$	\$	\$	\$	\$	\$	\$
6 11.78 12.00 1	12.00 1	-	1.16	11.60	CaO	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	CaO	12.05	9.87	6.51	5.99	11.21	8.41	3.86
7 0.86 0.71 0	0.71 0	Ŭ	0.39	0.80	Na_2O	н.о.	0.25	0.53	0.53	Na_2O	5.00	6.98	8.67	9.09	5.40	7.31	10.81
3 0.71 0.39 (0.39 (0	.17	0.42	K_2O	7.70	8.80	9.34	9.55	K_2O	0.00	0.14	0.14	0.30	0.15	0.14	0.21
4 97.61 97.81 9	97.81 9	6	6.23	96.96	Сумма	93.93	95.18	96.64	94.96	Сумма	99.82	96.96	100.15	99.67	100.44	100.13	99.85
3 7.02 7.32 7	7.32 7		.61	7.29	Si, ф.ед.	2.97	2.99	2.97	2.99	Si, ф.ед.	2.38	2.46	2.67	2.71	2.44	2.59	2.72
5 0.12 0.04 0	0.04 0	0	.03	0.11	Ti	0.06	0.10	0.19	0.08	Ti	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
7 1.16 0.69 0	0.69 0	0	.48	0.81	Al	1.24	1.26	1.23	1.29	Al	1.60	1.44	1.26	1.21	1.53	1.38	1.16
9 0.07 0.02 0	0.02 0	0	00.	0.00	Al ^{IV}	1.03	1.01	1.03	1.01	Fe^{+2}	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
1 0.61 0.72 0	0.72 0	0	.71	0.52	Al ^{VI}	0.21	0.24	0.21	0.28	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.10 0.28 0	0.28 0	0	.40	0.73	Fe^{+3}	0.00	0.00	0.00	0.00	Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.00 0.03 0	0.03 (0	00.0	0.07	Fe^{+2}	0.43	0.64	06.0	0.84	Ca	0.58	0.47	0.31	0.28	0.54	0.40	0.18
5 3.91 3.90 3	3.90	(1)	3.76	3.46	Mn	0.02	0.00	0.01	0.02	Na	0.44	0.60	0.74	0.78	0.47	0.63	0.92
5 1.76 1.80	1.80		1.69	1.78	Mg	2.55	2.14	1.71	1.77	K	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
1 0.23 0.19	0.19		0.11	0.22	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	X_{Ca}	0.57	0.44	0.29	0.26	0.53	0.39	0.16
5 0.13 0.07	0.07		0.03	0.08	Na	0.00	0.04	0.08	0.08	X_{Na}	0.43	0.56	0.70	0.72	0.46	0.61	0.83
5 0.92 0.86	0.86		0.79	0.79	K	0.73	0.84	0.89	0.92	$X_{\rm K}$	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
2 1.91 1.91	1.91		1.80	1.92	F	0.00	0.00	0.00	0.00								
2 0.22 0.17	0.17		0.04	0.16	Cl	0.02	0.02	0.02	0.02								
5 0.14 0.10	0.10		0.10	0.14	НО	1.98	1.98	1.98	1.98								
					$X_{\rm Mg}$	0.85	0.77	0.65	0.67								
						2			l			1-10			t	-	

Примечание. вкл. — включение, о.м. — основная масса, к. — кайма, н.о. — ниже предела обнаружения. (Ca + Na)_b, (Na + K)_a, Na_b — параметры, по [Leake et al., 1997], получаемые при расчете формульных единиц. где *a* — первая и *b* — вторая (M4) позиции в обобщенной формуле амфиболов. * Номер скважины/глубина (м).



Рис. 3. Фотографии дайковых и кумулятивных пород (николи ×).

а, б — диорит-порфириты (скв. 1405п, гл. 918.0 м и скв. 9114, гл. 330.5 м); *в*, *г* — кумулятивные структуры в норитах (скв. 1321п, гл. 296.0 м и скв. 1393п, гл. 337.6 м); *д* — пойкилитовый кристалл роговой обманки в меланорите (скв. 1428п, гл. 338.1 м); *е* — плагиоклаз-роговообманковый кумулат (скв. 1308п, гл. 471.0 м).

Ортопироксен является преобладающим темноцветным минералом (от 3 до 57 об. %). В 75 % образцов это фенокристаллы размером 0.3—2.0, редко более 1 мм. В кумулятивных породах (10—15 % образцов) его размеры сопоставимы с размерами призматических плагиоклазов. В остальных случаях это мелкие вкрапленники и реже изометричные зерна в основной массе пород. Вкрапленники ортопироксенов часто содержат включения оливинов, клинопироксенов, плагиоклазов и флогопита. Центральные части фенокристаллов сложены энстатитом-бронзитом En_{93–79}, краевые части за счет зонального изменения железистости соответствуют бронзиту En₇₀, а мелкие зерна — гиперстену En_{75–60}.

Клинопироксен (высокомагнезиальный авгит) присутствует в большинстве образцов в количестве около 1 %, в единичных случаях до 5 об. %. Он образует мелкие самостоятельные кристаллы с каймой роговой обманки или обрастает ортопироксены.



Рис. 4. Фотографии преобладающих типов пород (николи ×).

а — кварцевый меламонцодиорит порфировидный (скв. 1308п, гл. 760.0 м); б — мелагранодиорит порфировидный (скв. 1428п, гл. 665.6 м); *в* — кварцевый норит порфировидный (скв. 9109, гл. 882.8 м); *г* — срастание кварца и калиевого полевого шпата в кварцевом меладиорите (скв. 1401п, гл. 774.9 м); д — мелатоналит мелкозернистый (скв. 8424, гл. 377.0 м); *е* — основная масса в кварцевом меладиорите и вростки плагиоклаза в калиевом полевом шпате (скв. 9012, гл. 440.0 м); *ж* — гранодиорит (скв. 9113, гл. 511.0 м); *з* — кварцевый диорит (скв. 8150, гл. 334.3 м).





Рис. 5. Гистограммы распределения состава плагиоклаза из пород первой фазы еланского комплекса.

Роговая обманка — характерный второстепенный силикат для пород первой фазы. Ее количество варьирует от 0 (в порфиритах) до 15 об. % (до 62 об. % в роговообманковых кумулатах). В кумулятивных породах роговая обманка представлена идиоморфными кристаллами наряду с ортопироксеном, а также пойкилитовыми зернами. В главной массе пород — это каймы вокруг орто- или клинопироксенов, самостоятельные субидиоморфные и ксеноморфные зерна.

Биотит характеризуется субидиоморфными формами, в центре кристаллов часто наблюдается ильменит. Он кристаллизуется или совместно с плагиоклазом, или сразу после него. Количества его изменяются от 3.3 об. % в меланократовых породах кумулятивной структуры до 25.4 об. % в самых лей-кократовых и мезократовых образцах наиболее распространенной группы пород.

Плагиоклаз представлен лейстами в порфировидных тонкозернистых разновидностях и призматическими кристаллами в гипидиоморфных мелкозернистых разновидностях. Редко образует крупные кристаллы с отчетливой зональностью. Средневзвешанный состав лейстовидного и призматического плагиоклаза преобладающей группы пород соответствует андезину An₄₅ (рис. 5). Мелкие вкрапленники плагиоклазов и плагиоклаза кумулятивных пород характеризуются промежуточным составом от олигоклаза до лабрадора An₂₆₋₅₇.

Кварц и калишпат — минералы интерстиций, количество которых может достигать 17 и 10 об. % соответственно. Часто наблюдаются срастания кварца и калишпата, на контакте с каймой лейст плагиоклаза — срастания кварца и олигоклаза.

Породы второй фазы характеризуются узким, относительно пород первой фазы, набором породообразующих минералов: биотит, роговая обманка, плагиоклаз, кварц и калиевый полевой шпат, редко ортопироксен (см. табл. 1). Структуры пород кумулятивные, редко порфировидные (вкрапленники роговая обманка, предположительно псевдоморфозы по пироксену и плагиоклаз), гипидиоморфные (ряд идиоморфизма: плагиоклаз — роговая обманка — биотит — кварц и калиевый полевой шпат, см. рис. 4, *д*, *е*); структуры основной массы — мелкозернистые.

Плагиоклазы чаще всего представлены идиоморфными призматическими кристаллами, реже изометричными зернами с отчетливой зональностью (в центре андезин, по краям олигоклаз). Состав плагиоклаза варьирует от андезина до олигоклаза (An₁₆₋₅₀). Модальное содержание плагиоклаза в породах второй фазы около 40 об. % (35—55 об. %).

Магнезиальная *роговая обманка* (Mg# = 76—82) встречается реже других породообразующих минералов пород второй фазы. Ее количество варьирует от 0 до 20.8 об. % (до 65 об. % в кумулатах). В кумулятивных породах роговая обманка представлена идиоморфными кристаллами с видимой зональностью: в центре плеохроирует в бурых тонах, а по краям — в светло-зеленых. В главной массе пород — это псевдоморфозы, предположительно по мелким вкрапленникам пироксенов, самостоятельные субидиоморфные зерна, сростки зерен или сростки с биотитом.

Биотит (Mg# = 67—71) характеризуется субидиоморфными формами. Он кристаллизуется после плагиоклаза и роговой обманки. Его количество изменяется от 12 до 25 об. %.

Кварц и калишпат ксеноморфны относительно остальных породообразующих минералов. Кварц в виде отдельных зерен, а калишпат, как правило, в виде единых ойкокристаллов с одинаковым угасанием.

Встречаются как сростки кварца с плагиоклазом (мирмекиты), так и вростки плагиоклаза в калишпате (пертиты). Количество кварца изменяется от 10 до 26 об. %, калиевого полевого шпата от 1 до 12.7 об. %.

ГЕОХИМИЯ

По химическому составу (рис. 6, табл. 3) породы первой фазы еланского комплекса (все ортопироксенсодержащие разновидности) являются средними и даже кислыми (SiO₂ = 52.71—65.3 мас. %, один образец со значением 51.68 мас. %), относятся к известково-щелочным, по [Middlemost, 1994],

Габлица З.	Содержания петрогенных оксидов	ов (мас. %) в породах еланского комплекса В	КМ
------------	--------------------------------	---	----

					П	ервая фа	іза				
10			Мел	анорит—кі	зарц-мелади	юрит—и	иелагр	занодиорит	овая серия		
компонент	9114/	9114/	9114/	9114	/ 9114/	91	14/	9114/	9114/	9114/	9114/
	635.0*	841.0	770.7	919.5	325.0	59	0.0	561.0	330.5	479.5	290.0
SiO ₂	54.52	55.44	57.11	57.85	60.03	60).16	60.28	60.44	60.53	60.87
TiO ₂	0.36	0.47	0.46	0.45	0.47	0	.45	0.47	0.46	0.48	0.46
Al_2O_3	9.45	13.99	13.42	13.64	13.69	13	3.42	13.00	13.23	13.87	13.18
Fe ₂ O ₃	0.15	0.74	0.84	0.86	0.23	0	.14	0.83	0.01	0.26	0.51
FeO	8.55	5.39	5.37	5.45	5.64	6	.10	5.50	6.28	5.61	5.61
MnO	0.17	0.11	0.10	0.13	0.08	0	.10	0.04	0.10	0.08	0.09
MgO	16.43	11.44	10.97	10.55	7.04	8	.16	8.06	7.99	6.98	8.04
CaO	5.80	6.33	5.56	5.34	3.79	4	.25	3.52	4.22	3.73	3.65
Na ₂ O	1.83	2.23	2.85	2.63	3.11	2	.65	2.77	2.27	2.54	2.35
K ₂ O	1.11	1.99	2.16	2.12	2.87	2	.19	2.47	2.43	2.87	2.46
P_2O_5	0.11	0.14	0.12	0.14	0.14	0	.13	0.12	0.13	0.14	0.15
SO ₃	0.48	0.15	0.05	0.15	2.33	1	.75	2.03	1.85	2.18	1.95
H_2O^+	0.68	1.33	0.87	0.48	0.51	0	.46	0.54	0.37	0.43	0.34
H ₂ O-	0.02	0.05	0.03	0.03	0.04	0	.09	0.05	0.01	0.05	0.03
CO ₂	0.18	0.09	0.01	0.11	0.04	0	.01	0.10	0.04	0.10	0.05
F	0.011	0.017	0.029	0.005	0.039	0.	021	0.032	0.025	0.045	0.037
Cl	0.005	0.026	0.005	0.005	0.005	0.	005	0.005	0.005	0.01	0.005
Сумма	99.86	99.93	99.95	99.94	100.0	5 10	0.08	99.82	99.86	99.91	99.78
$Na_2O + K_2O$	2.99	4.29	5.06	4.79	6.16	4	.95	5.40	4.82	5.57	4.94
A/CNK	0.64	0.81	0.78	0.84	0.91	0	.93	0.95	0.94	0.99	1.00
Mg#	0.77	0.78	0.77	0.76	0.69	0	.70	0.71	0.69	0.69	0.71
					П	ервая фа	вза				
Компонент			Мел	анорит—кі	зарц-мелади	юрит—	иелагр	оанодиорит	овая серия		
	8424/ 350.0	8424	4/ 0	8424/ 389.0	8424/ 377.0	8424	1/ 0	8424/ 288.0	8424/ 308.0	8424/ 254.0	8424/
SiO	61.87	62.1	1	60.07	60.65	61.8	6	62.31	62.65	63.98	64.35
TiO	0.55	0.5	1	0.56	0.60	0.5	Ĩ	0.49	0.49	0.48	0.49
Ala	14.14	13.6	6	14.71	14.62	15.0	3	14.77	15.41	14.53	14.36
Fe ₂ O ₂	0.76	0.88	8	0.96	0.93	0.98	3	1.24	1.15	1.07	1.22
FeO	4.54	4.72	2	4.77	4.43	3.90)	3.74	3.73	3.44	3.56
MnO	0.07	0.00) C	0.13	0.07	0.00	5	0.07	0.09	0.09	0.06
MgO	6.91	6.55	5	7.08	6.98	6.26	5	5.96	5.56	5.21	4.98
CaO	4.25	4.49	9	4.61	4.32	3.99)	4.34	4.21	3.70	3.40
Na ₂ O	2.56	3.30	5	2.82	2.57	2.71	L	2.55	2.49	2.63	2.54
K ₂ O	3.12	2.45	5	2.53	3.22	2.59)	3.16	3.17	3.41	3.44
P_2O_5	0.17	0.11	1	0.15	0.16	0.12	7	0.14	0.15	0.16	0.14
SO ₃	0.04	0.04	4	0.04	0.06	0.03	3	0.03	0.04	0.05	0.03
H_2O^+	0.72	0.75	5	1.12	1.07	1.54	1	1.19	0.58	0.80	1.06
H ₂ O-	0.05	0.12	2	0.03	0.06	0.00	5	0.04	0.05	0.05	0.05
CO.	0.14	0.01	1	0.10	0.00	0.0	1	0.12	0.02	0.05	0.13

	Окончание	табл.	3
--	-----------	-------	---

					1	Вторая фаз	a				
Компонент				Кварц-ді	юрит—тон	алит—гра	нодиорито	эвая серия			
Rominonent	8150/	8150/	9113/	8150/	8150/	8150/	8150/	9113/	9113/	9113/	9114/
	334.3	288.5	507.0	275.0	217.5	230.0	347.7	292.0	267.5	325.2	700.8
SiO ₂	60.04	62.51	62.94	63.31	63.37	63.48	63.75	63.90	64.36	66.05	66.23
TiO ₂	0.44	0.46	0.52	0.44	0.44	0.50	0.43	0.43	0.51	0.44	0.36
Al ₂ O ₃	14.19	14.63	15.64	14.39	14.68	14.07	14.27	15.74	16.09	16.33	16.21
Fe ₂ O ₃	0.96	1.43	0.86	1.12	0.81	1.09	1.46	0.83	1.05	1.04	0.94
FeO	4.66	3.33	2.38	3.43	3.62	3.86	3.41	3.00	2.67	2.34	2.35
MnO	0.08	0.16	0.05	0.10	0.08	0.10	0.07	0.05	0.05	0.04	0.05
MgO	7.40	5.26	4.21	5.56	5.88	5.56	6.17	4.96	4.06	3.41	3.23
CaO	5.53	4.39	3.26	4.78	4.26	4.56	4.17	3.94	3.58	2.98	3.21
Na ₂ O	2.48	2.78	3.45	2.79	2.76	2.55	2.52	3.13	3.30	3.22	3.38
K ₂ O	1.95	3.13	2.62	2.76	2.71	2.90	1.89	2.81	3.18	3.16	2.91
P_2O_5	0.15	0.15	0.19	0.14	0.15	0.16	0.14	0.15	0.18	0.15	0.18
SO3	0.04	0.03	0.10	0.02	0.03	0.04	0.02	0.22	0.15	0.15	0.12
H_2O^+	1.89	1.48	2.11	0.94	1.15	0.99	1.19	0.63	0.67	0.63	0.63
H_2O^-	0.05	0.03	0.05	0.03	0.02	0.03	0.06	0.04	0.01	0.00	0.05
CO_2	0.05	0.08	0.97	0.11	0.13	0.12	0.09	0.10	0.01	0.10	0.23
F	0.005	0.011	0.018	0.026	0.012	0.012	0.014	0.005	0.005	0.005	0.005
Cl	0.034	0.02	0.065	0.04	0.035	0.02	0.022	0.005	0.005	0.005	0.012
Сумма	99.95	99.88	99.43	99.99	100.14	100.04	99.68	99.94	99.88	100.05	100.10
$Na_2O + K_2O$	4.53	6.02	6.32	5.62	5.54	5.51	4.49	6.00	6.54	6.43	6.35
A/CNK	0.87	0.92	1.08	0.88	0.96	0.90	1.04	1.03	1.05	1.16	1.11
Mg#	0.72	0.71	0.73	0.72	0.73	0.70	0.73	0.73	0.70	0.69	0.68
]	Вторая фаз	a				

						Бтория	գայա					
Компонент				Кварц-д	циорит—	тоналит—	-гранодио	ритовая (серия			
Romionen	8150/ 250.6	8150/ 275.9	8150/ 307.7	8150/ 360.1	9113/ 430.2	9113/ 470.5	8150/ 317.5	9113/ 400.0	9113/ 365.5	9113/ 519.0	9114/ 526.5	9113/ 511.0
SiO ₂	62.39	63.07	63.08	63.56	63.73	64.45	64.65	64.91	65.06	65.06	65.42	65.49
TiO ₂	0.46	0.48	0.43	0.45	0.48	0.45	0.40	0.50	0.52	0.48	0.56	0.49
Al_2O_3	14.12	14.60	14.37	14.33	15.57	16.77	13.94	16.46	16.19	15.34	14.88	15.96
Fe ₂ O ₃	1.23	1.14	1.12	0.77	1.16	0.83	1.10	0.90	0.89	1.00	0.98	0.85
FeO	3.47	3.52	3.56	3.76	2.39	2.53	3.45	2.48	2.66	2.68	3.00	2.66
MnO	0.09	0.08	0.06	0.15	0.04	0.05	0.06	0.04	0.05	0.03	0.06	0.05
MgO	5.86	5.70	6.01	5.83	3.31	3.30	5.47	3.79	4.01	3.73	4.34	3.44
CaO	4.47	4.45	4.83	4.00	3.85	3.54	4.19	3.39	3.17	3.25	2.69	3.11
Na ₂ O	2.84	2.76	2.65	2.64	3.09	3.32	2.42	3.18	3.05	3.12	2.59	3.34
K ₂ O	3.23	2.78	2.86	3.35	3.37	3.33	3.15	3.14	3.31	3.61	4.01	3.49
P_2O_5	0.15	0.16	0.13	0.15	0.18	0.17	0.14	0.17	0.20	0.17	0.18	0.16
SO3	0.03	0.03	0.02	0.05	0.14	0.14	0.03	0.09	0.15	0.13	0.23	0.14
H_2O^+	1.71	0.84	0.68	0.67	1.14	0.72	0.74	0.60	0.58	0.95	0.68	0.46
H_2O^-	0.03	0.02	0.01	0.07	0.02	0.01	0.04	0.02	0.02	0.02	0.07	0.02
CO ₂	0.12	0.10	0.05	0.04	1.31	0.20	0.02	0.09	0.09	0.22	0.23	0.19
F	0.015	0.021	0.017	0.005	0.038	0.034	0.034	0.005	0.03	0.039	0.031	0.005
Cl	0.03	0.03	0.013	0.005	0.005	0.011	0.019	0.005	0.005	0.013	0.005	0.012
Сумма	100.25	99.78	99.89	99.83	99.82	99.86	99.85	99.77	99.99	99.84	99.96	99.87
$Na_2O + K_2O$	6.17	5.61	5.56	6.05	6.65	6.73	5.63	6.42	6.42	6.83	6.69	6.90
A/CNK	0.87	0.93	0.89	0.94	0.99	1.08	0.93	1.11	1.13	1.03	1.10	1.07
Mg#	0.72	0.72	0.73	0.72	0.67	0.67	0.71	0.70	0.70	0.68	0.70	0.67

Примечание. Здесь и далее: н/д — нет данных.

* Номер скважины/глубина (м).







Серое поле — составы метаосадков воронцовской серии. Хондрит СІ и примитивная мантия, по [Sun, McDonough, 1989].

(Na₂O + K₂O < 8 мас. %) габбро-диоритам, диоритам и гранодиоритам, главным образом метаглиноземистым [Maniar, Piccoli, 1989], A/CNK = 0.64—1.04.

Породы второй фазы еланского комплекса (подразумеваются все биотит-роговообманковые разновидности) являются кислыми, в меньшей степени средними (SiO₂ = 60.58—69.75 мас. %) и относятся к известково-щелочным [Middlemost, 1994] (Na₂O + K₂O < 8 мас. %) диоритам, тоналитам и гранодиоритам, от мета- до перглиноземистых [Maniar, Piccoli, 1989], A/CNK = 0.87—1.16.

По содержанию K₂O большинство образцов еланского комплекса характеризуются нормальной и высокой калиевостью (см. рис. 6).

Концентрации редких и рассеяных элементов в породах обеих интрузивных фаз близки (табл. 4). Для них типично дифференцированное распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) относительно хондрита с резким преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми ((La/Yb)_N = 11.4—24.0 и 10.0—16.5), близким соотношением средних и тяжелых РЗЭ ((Gd/Er)_N = 1.7—2.2 и 1.6—2.0) в породах второй и первой фаз соответственно (рис. 7). Европиевая аномалия проявлена незначительно, Eu*/Eu в среднем 0.80 и 0.75, за исключением кумулятивных пород (Eu*/Eu до 0.35). Всем типам пород еланского комплекса свойственно обогащение легкими редкими землями и элементами с крупными ионными радиусами, отрицательные аномалии Nb, Ti, Sr, относительно примитивной мантии (см. рис. 7).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Номенклатура пород и дифференциаты

Несоответствие наименований пород еланского комплекса существующим классификациям изверженных пород позволило нам пересмотреть их номенклатуру и остановиться на количественно-минеральном составе подробнее.

Таблица 4.

Содержания редких и редкоземельных элементов (г/т) в породах еланского комплекса ВКМ

	,			впорода								
									Π	Іервая фа	3a	
Элемент				Кумулаты				Me	ланорит– мелагран	—кварц-м одиорито	еладиори вая серия	T —
	1308п/ 387.8*	1308п/ 411.8	1393п/ 337.6	1428п/ 338.1	1308п/ 473.7	9114/ 635.0	9114/ 841.0	9114/ 770.7	9114/ 919.5	9114/ 325.0	9114/ 590.0	9114/ 561.0
Be	0.31	0.38	0.63	0.47	0.58	0.99	1.59	1.72	1.44	1.40	1.80	1.74
Sc	23.5	22.7	18.5	24.6	19.0	31.5	27.7	27.5	25.3	22.6	27.5	25.1
Ti	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	2056	3006	3160	2631	3289	2676	2801
V	153	171	143	212	163	184	132	127	130	129	150	146
Cr	1783	2371	1529	1689	1372	786	1137	462	1147	304	467	364
Mn	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	1030	615	737	696	411	565	495
Со	648	263	447	179	472	63.0	32.5	31.0	32.8	23.0	30.0	23.0
Ni	26962	5776	22891	4616	18282	256.1	91.3	58.3	119.0	59.0	76.4	56.3
Cu	3872	1604	4333	1205	551	48.3	26.9	14.1	31.8	22.0	18.4	18.1
Zn	210	167	109	260	170	89.4	74.7	79.8	80.3	127.9	123.7	141.9
Ga	6.1	7.3	10.3	10.2	9.6	11.7	15.6	15.8	15.1	16.0	15.6	15.9
Rb	24.4	33.4	35.1	19.8	34.1	43.3	71.5	93.2	69.1	106.8	83.4	93.8
Sr	36.6	74.9	217	200	201	208	216	304	299	266	267	276
Y	9.9	8.9	7.5	9.2	6.8	12.1	16.3	12.3	12.6	15.5	14.5	15.5
Zr	34.4	54.0	46.3	22.2	24.9	62	126	109	129	149	121	139
Nb	2.59	2.74	2.35	1.83	2.41	1.48	7.80	4.29	6.29	6.62	4.47	4.48
Mo	21.6	20.1	12.7	5.8	4.2	3.57	2.76	1.82	2.97	6.92	5.02	6.29
Cd	1.80	0.39	3.7	1.83	2.19	0.120	0.212	0.160	0.257	0.190	0.170	0.130
Cs	2.7	1.59	1.82	0.73	1.47	2.01	5.73	10.24	5.60	5.71	3.98	4.62
Ba	71.4	167	187	138	189	249	362	366	400	481	431	464
La	5.9	7.1	10.2	6.9	8.4	11.1	20.8	19.3	20.3	27.8	24.0	26.9
Ce	14.9	16.9	21.5	15.6	17.5	27.2	41.4	40.9	40.3	55.2	49.2	53.7
Pr	2.09	2.23	2.49	2.08	2.06	3.36	5.20	4.80	4.89	6.66	5.84	6.48
Nd	9.1	9.2	9.6	8.8	8.0	14.2	20.1	18.7	18.7	25.2	22.3	24.2
Sm	2.11	1.95	1.83	1.94	1.56	3.05	3.91	3.49	3.48	4.56	4.16	4.49
Eu	0.231	0.249	0.567	0.571	0.502	0.530	0.787	0.840	0.875	1.010	0.910	1.030
Gd	1.91	1.76	1.58	1.80	1.40	2.51	3.35	2.83	2.83	3.45	3.23	3.44
Tb	0.291	0.260	0.232	0.267	0.208	0.380	0.498	0.400	0.418	0.490	0.470	0.490
Dy	1.67	1.48	1.26	1.61	1.16	2.29	3.12	2.36	2.43	2.84	2.70	2.91
Но	0.345	0.306	0.258	0.324	0.238	0.480	0.634	0.480	0.489	0.580	0.550	0.580
Er	1.06	0.95	0.78	0.99	0.73	1.38	1.85	1.35	1.39	1.65	1.57	1.64
Tm	0.16	0.14	0.11	0.14	0.11	0.21	0.24	0.21	0.21	0.25	0.24	0.26
Yb	1.08	0.98	0.81	0.98	0.76	1.36	1.72	1.30	1.34	1.56	1.50	1.57
Lu	0.16	0.15	0.12	0.15	0.12	0.21	0.26	0.20	0.21	0.24	0.23	0.25
Hf	1.29	1.62	1.45	0.802	0.98	1.55	3.30	2.73	3.34	3.55	3.05	3.46
Та	0.223	0.204	0.494	0.234	0.360	0.140	0.469	0.490	0.401	0.670	0.520	0.550
Pb	27.1	5.6	85.3	25.4	24.3	0.90	12.70	11.40	14.20	16.40	1.10	0.40
Th	1.32	1.56	2.15	0.828	1.79	2.35	4.36	4.53	4.41	6.88	5.86	6.31
U	0.602	0.770	0.845	0.425	0.851	0.89	1.55	1.75	1.72	3.36	2.85	3.09
$(Gd/Er)_N$	1.45	1.49	1.63	1.47	1.54	1.47	1.46	1.69	1.64	1.69	1.66	1.69
$(La/Yb)_N$	3.69	4.93	8.51	4.75	7.54	5.53	8.19	10.04	10.26	12.08	10.82	11.62
Eu*/Eu	0.35	0.40	1.00	0.92	1.02	0.57	0.65	0.79	0.83	0.75	0.73	0.77

					Пе	ервая фаз	a					
Элемент				Меланорі	ит—кварц-мелади	орит—ме	елаграно,	циоритов	вая серия			
	9114/ 330.5	9114/ 479.5	9114/ 290.0	8424/ 350.0	8424/ (345.5—353.9)	8424/ 389.0	8424/ 377.0	8424/ 240.0	8424/ 288.0	8424/ 308.0	8424/ 254.0	8424/ 228.5
Be	1.40	1.50	1.47	1.71	1.76	1.55	1.82	2.00	1.57	1.73	1.52	1.96
Sc	21.1	20.0	22.2	25.2	н/д	27.1	28.5	25.9	27.4	27.7	25.6	25.5
Ti	2533	2784	2699	2667	3270	3378	3055	2913	2870	2839	2821	2906
V	150	154	170	98	107	127	106	100	93	101	85	93
Cr	952	678	924	532	634	288	606	458	508	493	412	441
Mn	542	424	555	503	602	594	548	509	509	514	463	489
Co	27.7	24.8	28.8	22.4	27.9	26.0	25.7	20.7	20.4	21.7	19.4	20.0
Ni	157.0	171.0	166.0	77.0	52.8	47.3	92.1	68.7	70.2	71.3	63.9	66.1
Cu	50.4	58.8	52.2	20.3	18.8	15.6	26.4	12.8	19.1	22.2	13.2	18.6
Zn	115.0	112.0	123.0	53.8	113.0	66.2	60.4	51.8	53.7	62.1	50.3	59.5
Ga	14.7	15.7	15.4	15.2	17.5	16.9	16.5	17.3	16.8	16.9	16.0	16.5
Rb	82.5	103.0	88.3	96.8	104.0	103.6	128.0	102.0	123.0	120.0	124.0	132.0
Sr	257	259	275	274	320	338	327	346	360	337	300	349
Y	14.1	14.4	15.0	13.3	17.5	14.6	14.2	12.5	13.3	12.3	12.6	13.2
Zr	123	130	141	120	163	170	153	152	173	164	152	178
Nb	4.65	5.34	3.87	4.69	7.80	5.92	5.96	5.29	6.68	7.33	6.05	6.28
Mo	6.63	7.97	8.63	2.41	1.61	2.67	2.68	2.84	3.73	3.40	2.43	2.95
Cd	0.126	0.152	0.207	0.120	н/д	0.240	0.170	0.161	0.178	0.170	0.179	0.160
Cs	5.54	7.67	6.75	6.68	5.75	6.25	9.22	6.14	7.46	7.77	7.84	8.97
Ba	420	496	453	460	1081	556	510	593	593	564	556	613
La	24.1	26.1	25.6	24.2	26.8	28.2	28.6	23.2	32.9	26.5	28.6	28.1
Ce	47.2	51.4	51.2	48.6	55.2	58.2	56.4	48.9	62.6	50.9	54.2	54.4
Pr	5.98	6.39	6.32	5.95	6.43	6.76	6.85	5.71	7.42	6.30	6.56	6.59
Nd	23.1	24.2	24.3	23.0	24.7	25.2	25.8	21.6	27.1	23.4	24.0	24.2
Sm	4.17	4.38	4.47	4.13	4.49	4.64	4.53	3.88	4.46	4.07	4.22	4.14
Eu	0.912	0.954	1.040	0.899	0.982	0.980	1.060	0.948	1.020	0.941	0.883	0.909
Gd	3.34	3.49	3.61	3.24	3.60	3.42	3.55	2.90	3.34	3.15	3.17	3.13
Tb	0.471	0.488	0.504	0.448	0.523	0.490	0.494	0.420	0.445	0.422	0.433	0.437
Dy	2.80	2.86	3.00	2.66	2.95	2.76	2.81	2.42	2.62	2.49	2.53	2.55
Но	0.565	0.569	0.601	0.520	0.588	0.550	0.557	0.497	0.508	0.490	0.494	0.520
Er	1.57	1.61	1.72	1.41	1.65	1.53	1.50	1.33	1.37	1.31	1.40	1.41
Tm	0.24	0.24	0.26	0.21	0.25	0.25	0.23	0.21	0.21	0.20	0.20	0.21
Yb	1.55	1.54	1.64	1.39	1.52	1.49	1.44	1.27	1.35	1.26	1.30	1.34
Lu	0.24	0.24	0.26	0.21	0.23	0.23	0.22	0.19	0.21	0.19	0.19	0.21
Hf	3.19	3.44	3.64	3.07	4.48	4.10	3.93	4.01	4.32	4.26	4.03	4.71
Та	0.487	0.547	0.529	0.471	0.863	0.660	0.556	0.589	0.533	0.561	0.566	0.673
Pb	8.66	6.31	11.60	6.66	н/д	1.90	6.50	8.48	9.85	0.94	8.28	9.08
Th	6.00	6.62	6.68	5.19	6.56	9.14	6.82	7.23	9.61	6.69	8.81	8.55
U	2.86	3.55	3.21	2.20	2.60	3.35	1.95	2.99	2.64	2.24	2.90	2.97
$(Gd/Er)_N$	1.72	1.75	1.70	1.86	1.76	1.81	1.91	1.76	1.97	1.94	1.83	1.79
$(La/Yb)_N$	10.53	11.48	10.57	11.79	11.94	12.80	13.45	12.37	16.51	14.25	14.90	14.21
Eu*/Eu	0.72	0.72	0.77	0.73	0.72	0.72	0.78	0.83	0.78	0.78	0.71	0.74

					Η	Зторая фаз	a				
Элемент				Кварц-ди	юрит—тон	алит—гра	нодиорито	вая серия			
	8150/ 334.3	8150/ 288.5	9113/ 507.0	8150/ 275.0	8150/ 217.5	8150/ 230.0	8150/ 347.7	9113/ 292.0	9113/ 267.5	9113/ 325.2	9114/ 700.8
Be	1.31	1.40	1.87	2.14	2.44	1.43	1.43	2.00	2.14	1.82	2.09
Sc	26.7	30.0	24.5	25.2	24.8	27.6	23.0	26.1	27.4	27.0	22.7
Ti	2734	2434	2649	2756	2919	2704	2330	2216	2596	2269	2497
V	109	93	67	86	90	96	86	68	75	63	66
Cr	742	562	294	488	459	547	503	335	262	187	182
Mn	601	493	360	479	439	543	474	389	382	311	294
Co	65.4	20.1	12.8	17.6	18.2	30.5	19.3	15.0	14.0	9.2	9.2
Ni	85.2	70.6	83.9	48.3	43.9	59.7	51.8	54.5	44.6	34.1	29.6
Cu	18.0	10.1	13.7	11.5	11.8	16.8	8.4	16.2	18.8	20.6	32.0
Zn	47.9	49.3	55.3	45.0	40.9	52.0	46.8	58.9	60.2	62.2	48.6
Ga	15.0	15.3	18.1	15.7	14.1	15.5	14.4	17.5	19.6	17.5	18.1
Rb	89.9	110.0	99.7	112.0	97.6	118.0	100.0	105.0	129.0	116.0	98.4
Sr	592	314	369	305	313	303	276	361	368	323	349
Y	12.2	11.4	10.7	11.8	9.4	12.1	9.7	10.6	10.8	7.9	11.4
Zr	297	119	176	143	115	160	125	139	153	138	157
Nb	5.45	5.66	8.14	6.61	7.65	7.25	4.61	5.30	5.91	6.71	6.83
Мо	9.31	2.72	4.23	2.59	2.32	2.68	1.51	2.86	3.29	3.25	2.59
Cd	0.359	0.185	0.165	0.190	0.142	0.190	0.128	0.162	0.232	0.205	0.200
Cs	6.28	8.15	2.01	6.71	5.16	7.29	8.56	6.34	7.70	7.40	6.30
Ba	424	569	503	522	497	530	519	465	572	604	476
La	23.5	26.3	30.0	25.0	22.4	26.1	20.7	19.5	34.2	30.3	29.2
Ce	48.8	49.8	50.2	48.6	43.2	50.8	42.1	37.9	63.5	54.3	58.4
Pr	5.89	5.87	5.81	5.92	5.08	6.17	5.05	4.67	7.27	6.07	6.91
Nd	21.4	21.0	21.4	21.7	18.3	22.6	18.9	17.6	25.9	21.3	24.7
Sm	3.73	3.63	3.62	3.76	3.14	4.05	3.33	3.21	4.10	3.26	4.14
Eu	0.897	0.851	0.814	0.903	0.734	0.913	0.887	0.886	0.959	0.843	0.899
Gd	2.87	2.80	2.77	2.86	2.32	2.98	2.51	2.48	2.96	2.41	2.98
Tb	0.407	0.387	0.373	0.418	0.328	0.422	0.340	0.332	0.380	0.294	0.402
Dy	2.39	2.27	2.08	2.33	1.86	2.44	1.92	1.98	2.19	1.60	2.24
Но	0.487	0.463	0.416	0.467	0.382	0.506	0.403	0.406	0.420	0.314	0.445
Er	1.37	1.28	1.13	1.31	1.01	1.36	1.09	1.18	1.15	0.87	1.26
Tm	0.21	0.19	0.17	0.19	0.15	0.21	0.17	0.17	0.18	0.13	0.18
Yb	1.35	1.23	1.12	1.25	0.98	1.31	1.04	1.16	1.11	0.84	1.22
Lu	0.21	0.18	0.17	0.19	0.15	0.21	0.16	0.19	0.18	0.13	0.18
Hf	6.96	3.23	4.73	3.86	3.19	4.49	3.31	3.54	3.86	3.75	4.19
Та	0.543	0.599	0.610	0.717	0.616	0.655	0.489	0.535	0.693	0.599	0.622
Pb	8.01	9.39	4.41	8.49	4.87	6.67	8.17	7.08	10.24	9.21	17.90
Th	6.40	7.17	8.74	7.67	5.97	8.99	6.00	4.21	7.98	9.05	7.52
U	2.37	3.48	2.64	2.61	2.18	3.95	1.46	2.46	2.66	2.58	3.50
$(Gd/Er)_N$	1.69	1.77	1.98	1.76	1.86	1.77	1.86	1.70	2.08	2.24	1.91
$(La/Yb)_N$	11.79	14.48	18.15	13.55	15.44	13.50	13.48	11.39	20.87	24.44	16.21
Eu*/Eu	0.81	0.79	0.76	0.81	0.80	0.77	0.90	0.93	0.80	0.88	0.75

	Вторая фаза											
Элемент	Кварц-диорит—тоналит—гранодиоритовая серия											
	8150/ 250.6	8150/ 275.9	8150/ 307.7	8150/ 360.1	9113/ 430.2	9113/ 470.5	8150/ 317.5	9113/ 400.0	9113/ 365.5	9113/ 519.0	9114/ 526.5	9113/ 511.0
Be	1.68	1.50	1.42	2.01	1.68	1.72	1.25	1.90	2.18	1.94	1.84	1.90
Sc	25.1	32.9	30.1	31.1	25.4	25.8	28.3	28.3	28.4	24.5	21.9	24.9
Ti	2693	2568	2539	3684	2430	2388	2502	2399	2815	2894	3132	2517
V	86	102	94	104	64	56	94	59	66	75	69	61
Cr	496	581	527	267	188	176	522	218	252	233	316	234
Mn	483	517	477	518	306	305	466	311	333	348	347	327
Со	18.9	19.1	19.4	22.0	12.9	16.0	22.5	13.7	12.8	15.4	20.7	11.6
Ni	50.2	64.7	52.3	38.5	36.3	33.5	53.8	39.2	47.3	42.2	47.7	42.2
Cu	13.6	13.5	11.0	13.3	9.1	17.4	13.3	10.2	16.8	25.5	18.3	12.9
Zn	44.0	51.5	49.1	58.8	52.5	51.4	48.4	53.0	58.8	55.8	56.2	54.2
Ga	15.2	16.2	15.4	15.7	17.0	17.4	15.1	18.8	18.7	18.8	16.2	18.0
Rb	118.0	109.0	104.0	123.1	144.0	114.0	106.0	122.0	135.0	137.0	141.0	128.0
Sr	351	319	285	310	287	366	296	399	328	334	235	408
Y	11.5	11.5	11.1	11.7	11.0	10.2	10.4	9.4	12.7	12.0	14.7	11.6
Zr	162	136	126	159	142	159	143	152	173	177	183	218
Nb	6.68	6.40	6.52	8.00	5.53	7.54	5.58	6.10	7.18	8.85	8.96	8.34
Mo	2.53	3.12	2.46	2.53	2.73	2.99	2.87	2.72	2.80	3.19	2.19	3.48
Cd	0.185	0.187	0.184	0.220	0.204	0.185	0.182	0.226	0.214	0.167	0.156	0.205
Cs	5.83	7.90	8.24	8.45	5.27	7.48	8.88	6.36	9.32	10.50	8.28	6.32
Ba	543	559	483	679	542	599	619	650	597	661	662	611
La	25.9	26.7	25.2	25.9	27.6	25.3	25.2	26.5	32.6	30.1	32.1	32.8
Ce	50.0	51.4	47.7	50.9	52.0	48.4	46.1	49.5	60.5	59.4	63.2	61.9
Pr	5.91	6.04	5.68	5.52	6.11	5.65	5.37	5.77	7.12	6.96	7.52	7.26
Nd	22.0	21.7	20.6	20.5	22.2	20.3	19.5	20.6	25.4	25.2	27.5	25.8
Sm	3.77	3.75	3.63	3.63	3.87	3.52	3.33	3.39	4.33	4.26	4.72	4.25
Eu	0.836	0.931	0.801	0.770	0.873	0.967	0.766	0.968	1.050	1.020	0.810	0.936
Gd	2.86	2.90	2.83	2.84	2.85	2.57	2.59	2.51	3.13	3.02	3.61	3.03
Tb	0.403	0.400	0.390	0.390	0.379	0.345	0.362	0.326	0.430	0.412	0.484	0.403
Dy	2.31	2.28	2.21	2.19	2.24	2.03	2.11	1.88	2.44	2.40	2.82	2.37
Но	0.468	0.461	0.442	0.430	0.437	0.405	0.407	0.362	0.491	0.466	0.572	0.455
Er	1.29	1.29	1.23	1.26	1.20	1.14	1.18	1.05	1.37	1.34	1.62	1.23
Tm	0.20	0.19	0.19	0.19	0.19	0.17	0.17	0.15	0.21	0.19	0.24	0.19
Yb	1.24	1.22	1.18	1.22	1.18	1.07	1.13	1.01	1.37	1.26	1.50	1.17
Lu	0.19	0.18	0.18	0.18	0.18	0.17	0.17	0.16	0.21	0.20	0.24	0.18
Hf	4.45	3.63	3.39	3.97	3.59	4.32	3.69	3.86	4.49	4.74	5.16	5.74
Та	0.754	0.582	0.594	0.950	0.585	0.533	0.557	0.524	0.710	0.723	0.739	0.626
Pb	8.30	9.90	8.33	2.40	9.31	6.57	9.72	9.92	9.87	13.40	14.60	10.70
Th	7.41	6.88	7.07	7.94	7.58	7.16	7.35	6.65	7.98	8.75	9.38	8.79
U	2.85	2.92	2.64	2.09	3.25	3.07	2.79	2.37	3.74	3.07	3.14	2.46
$(Gd/Er)_N$	1.79	1.82	1.86	1.82	1.92	1.82	1.77	1.93	1.85	1.82	1.80	1.99
$(La/Yb)_N$	14.15	14.83	14.47	14.35	15.84	16.02	15.11	17.77	16.12	16.18	14.50	18.99
Eu*/Eu	0.75	0.83	0.74	0.71	0.77	0.94	0.77	0.97	0.83	0.83	0.58	0.76

* Номер скважины/глубина (м).

Преобладающий тип пород первой фазы состоит из среднего плагиоклаза (см. рис. 5). Породы являются кварц-, калишпатсодержащими или кварцевыми и калишпатовыми, цветной индекс (оливин + пироксены + роговая обманка + биотит + рудные и акцессорные минералы) не превышает 75 %, что позволяет применять к ним классификационную диаграмму QAP [Streckeisen, 1976; Igneous Rocks..., 2002]. То же самое касается главной массы пород второй фазы, состоящих из среднего и кислого плагиоклаза, являющихся кварцевыми и калишпатовыми, цветной индекс не превышает 43 %.

Кумулаты пород первой фазы (около 10—15 % образцов) — это мезо- и меланократовые породы с минимальными содержаниями кварца, составом плагиоклаза, приближающегося к лабрадору. Поэтому составы кумулатов вынесены на классификационные диаграммы Pl—Px—Ol и Pl—Px—Hbl [Streckeisen, 1976; Igneous Rocks..., 2002]. Кумулаты пород второй фазы (около 5 % образцов) — это меланократовые породы с минимальными содержаниями кварца, составом плагиоклаза, приближающегося к андезин-лабрадору, большим количеством роговой обманки, что характерно для промежуточных пород, находящихся на границе между габбро и диоритами.

Модальные составы пород первой и второй фаз еланского комплекса, в том числе представленные в табл. 1, вынесены на минералогические классификационные диаграммы (рис. 8). Их анализ свидетельствует о том, что среди пород первой фазы преобладают кварцевые меладиориты и разновидности, переходные к кварцевым и кварцсодержащим норитам и меланоритам (цветной индекс более 60 %), которые закономерно дифференцируются через кварцевые монцодиориты и кварцевые меламонцодиориты до мелагранодиоритов. По составу темноцветных минералов вся серия пород относится к биотит-ортопироксеновым разновидностям. Кумулаты первой фазы представлены роговообманковыми плагиоортопироксенитами, мела- и мезоноритами; краевая фация — норит-порфиритами, а дайковая фация кварцевыми диорит-порфиритами и гранодиорит-порфиритами.

Породы второй фазы группируются в единый тренд от кварцевых диоритов через тоналиты до гранодиоритов. По составу темноцветных минералов вся серия пород относится к роговообманковобиотитовым или биотитовым разновидностям.

Выявленные закономерности подтверждаются и данными химического состава пород. Наиболее близким петрохимическим аналогом пород первой фазы еланского комплекса из эффузивных являются породы бонинитовой серии (см. классификационные признаки [Le Bas, 2000; Igneous Rocks..., 2002]), из интрузивных — высокомагнезиальные нориты и диориты: $SiO_2 = 52$ —65 мас. %, MgO = 5—20 мас. %, $TiO_2 = 0.2$ —0.8 мас. % (рис. 9, *a*). Близость бонинитам проявляется и в структурных особенностях пород биотит-ортопироксеновой серии — фенокристаллы ортопироксена, иногда оливина погружены в основную массу лейстовидного андезин-лабрадора, клинопироксена, роговой обманки и биотита, а в интерстициях находятся калиевый полевой шпат и кварц. Таким образом, ранняя никеленосная фаза внедрения представлена высокомагнезиальной (Mg# = 0.74 в среднем), средне-, низкотитанистой серией от кварцевых норитов и меланоритов до биотит-ортопироксеновых кварцевых меладиоритов-мелагранодиоритов (НДГ-серия, высокомагнезиальные нориты и диориты). Никеленосные породы прорываются или постепенно дифференцируются (как будет показано ниже) до биотит-роговообманковых кварцевых диоритов—тоналитов—гранодиоритов (ДТГ серия, высокомагнезиальные гранитоиды) низкой титанистости, средней и повышенной магнезиальности. Геохимические характеристики — SiO₂ = 60— 70 mac. %, Na₂O/K₂O = 0.65–1.33, MgO = 3.23-7.4 mac. %, Mg# = 67-73, K₂O = 1.9-4.0 mac. %, Cr = 176—742 г/т, Sr = 235—592 г/т, Ba = 424—679 г/т — ДТГ серии сближают их с позднеархейскими санукитоидами (см. табл. 3, 4; рис. 9, б).

Источник магм, условия внедрения и кристаллизации

Санукитоиды (высокомагнезиальные гранитоидные комплексы) установлены почти во всех мировых провинциях, где слагают значительную часть (около 15 %) позднеархейской коры [Stevenson et al., 1999]. Геологические объекты, подобные архейским санукитоидам, установлены и в фанерозойских, и в протерозойских террейнах ([Stevenson et al., 1999] и ссылки здесь). Массивы высокомагнезиальных мафитовых и гранитоидных пород палеопротерозойского еланского комплекса ВКМ не являются исключением. Интрузивные бонинитоподобные норитовые комплексы менее распространены [Smithies, 2002; Srivastava, 2008], чем санукитоиды. Как правило, обе серии пород — бонинитоподобная мафитовая [Weaver, Tarney, 1981; Cadman et al., 1997; Smithies, 2002; Kemp, 2003] и санукитоидная [Shirey, Hanson, 1984; Stern, 1989; Stern, Hanson, 1991; Stevenson, 1999; Halla, 2005; Martin et al., 2005; Heilimo et al., 2010] — установлены изолированно друг от друга и поэтому рассматриваются в самых разных регионах мира как продукты плавления самостоятельного обогащенного (метасоматизированного) мантийного источника.

Высокие магнезиальность и содержания хрома в породах свидетельствуют об их исходно мантийном происхождении. Породы ДТГ серии (высокомагнезиальные гранитоиды) еланского комплекса содержат меланократовые ксенолиты пород НДГ серии, что указывает на порядок их кристаллизации. Но



Рис. 8. Модальный минеральный состав дериватов первой (1) и второй (2) фаз, кумулатов пород первой (3) и второй фаз (4) еланского комплекса на классификационных диаграммах M'-P' (a), QAP, Pl-Px-Ol и Pl-Px-Hbl (δ) [Streckeisen, 1976; Igneous Rocks..., 2002].

M' — цветной индекс, $P' = 100 \cdot P/(A + P)$, $Q = 100 \cdot \text{Qtz}/(\text{Qtz} + \text{Pl} + \text{Fsp})$, $A = 100 \cdot \text{Fsp}/(\text{Qtz} + \text{Pl} + \text{Fsp})$, $P = 100 \cdot \text{Pl}/(\text{Qtz} + \text{Pl} + \text{Fsp})$. На рис. a — линии ошибок показаны для данных из табл. 1.

Рис. 9. Положение химических составов:

a — пород первой фазы еланского комплекса на диаграмме SiO₂—(Na₂O + K₂O), δ — пород второй фазы еланского комплекса на диаграмме К—Na— Ca. Номенклатура высокомагнезиальных пород на рис. a дана по [Le Bas, 2000]. Границы различных типов гранитоидов на рис. δ даны по [Moyen et al., 2003]. a: 1 — первая фаза и 2 — порфириты, по [Переславцев, 1993]; 3 — первая фаза (настоящее исследование); $\delta: 1$ — [Переславцев, 1993], 2 — настоящее исследование. ТТГ — архейские тоналит-трондьемит-гранодиоритовые комплексы.

в разрезе скважин наблюдаются вариации количественно-минерального состава пород, свидетельствующие также о постепенной (фациальной) смене пород высокомагнезиальной мафитовой серии породами высокомагнезиальной гранитоидной серии (рис. 10). Постепенный рост кремнезема, калия и падение магнезиальности, концентраций Ni, Co, V, Cr в последовательном ряду от норитов к гранодиоритам (см. рис. 6) подтверждают комагматичность и формирование из единого родоначального расплава выделенных нами двух серий пород.

Преобладающий тип высокомагнезиальных низкотитанистых пород еланского комплекса представлен порфировидными разновидностями, что свидетельствует о гипабиссальных условиях становления массивов, ранее упоминавшихся многими исследователями ВКМ.



Краевые фации представлены порфиритами (вкрапленники бронзит и лабрадор, основная масса среднекислого состава), скорее всего, это закалочные породы. От края к центру изометричных массивов породы утрачивают порфировидную структуру, растет средний размер зерен основной массы и происходит переход в равномерно-зернистые породы — биотит-ортопироксеновые мелагранодиориты и гипидиоморфно-зернистые биотит-амфиболовые гранитоиды, относимые ко второй фазе внедрения. Таким образом, комагматичностью высокомагнезиальных норит-диоритовой и гранитоидной серий еланского комплекса объясняется как зональность массивов и пространственно-временная совмещенность двух серий пород, так и происхождение высокомагнезиальных гранитоидов за счет дифференциации высокомагнезиальных мафитовых магм. Например, фракционной кристаллизацией родоначальных мафитовых магм объяснено происхождение некоторых санукитоидов Балтийского щита [Lobach-Zhuchenko et al., 2008].

Нельзя не отметить геохимические отличия докембрийских бонинитоподобных норитовых серий, санукитоидных и их фанерозойских эффузивных аналогов — бонинитов и высокомагнезиальных андезитов. Первые резко обогащены по сравнению со вторыми LIL элементами (с крупными ионными радиусами) и РЗЭ (рис. 11). Такое обогащение чаще всего связывают с метасоматозом мантийного источника или контаминацией магм континентальной корой [Rollinson, 1993; Turner et al., 1997]. О заметной роли коровой контаминации свидетельствуют следующие факты:

 Наличие сульфидных никелевых руд, появление которых возможно благодаря обогащению высокомагнезиальных расплавов серой из коровых пород [Naldrett, 1999, 2004]. Коровый источник серы для массивов Елань и Елка подтверждается преобладанием легких изотопов серы в породах и рудах [Гриненко, Чернышов, 1988].

2. Наличие древних ядер в цирконах из кварцевых меладиоритоидов массивов Елань и Елка.

3. Геохимические особенности, на которых остановимся подробнее.



Рис. 10. Изменение цветного индекса пород с глубиной (фрагмент скв. 8424) и фото керна.

На фото наблюдаются постепенный фациальный переход от биотит-ортопироксеновых пород, относимых к первой фазе внедрения, к роговообманково-биотитовым породам, относимых ко второй фазе внедрения (слева), и резкая граница между породами, относимыми к разным фазам внедрения, и ксенолит меладиорита в тоналите (справа).

Фракционная кристаллизация и коровая контаминация (AFC) — наиболее важный процесс эволюции магм [DePaolo, 1981]. Коровые производные, как и породы массивов Елань и Елка, обогащены SiO₂, Na₂O, K₂O и LILE, обеднены TiO₂, что подтверждает коровую контаминацию. Позитивные Zr-Hf аномалии в дериватах НДГ и ДТГ серий демонстрируют один из признаков контаминации (см. рис. 7). Коровым компонентом является также торий. Высокие Th/Yb и низкие Nb/Th отношения в породах еланского комплекса (рис. 12) еще один аргумент в пользу коровой контаминации. Вероятно, следствием контаминации являются схожие графики распределения редких и редкоземельных элементов пород еланского комплекса с вмещающими породами воронцовской серии; однотипность изотопных характеристик пород еланского комплекса и воронцовской серии (табл. 5) и кислый полевошпат-кварцевый состав интерстициальной части пород с типичными для гранитоидов структурами срастания (мирмекиты, антипертиты), свидетельствующие о резком остывании магнезиального расплава и кристаллизации



низкотемпературных гранитоидных парагенезисов, обогащенных несовместимыми элементами.

Как было показано в начале раздела, породы ДТГ серии (вторая фаза еланского ком-

Рис. 11. Сравнение редких и редкоземельных элементов в породах еланского комплекса (1), современных бонинитах (2), по [Falloon et al., 2008], позднеархейских санукитоидах (3), палеопротерозойских высокомагнезиальных норитах и кембрий-ордовикских высокомагнезиальных диоритах (4).

Цифры в кружках по данным: 1 — [Stevenson et al., 1999], 2 — [Martin et al., 2005], 3 — [Halla et al., 2009], 4 — [Srivastava, 2008], 5 — [Kemp, 2003].



Рис. 12. Диаграммы Nb/Ta—Th/Yb и Nb/Th—Th для пород еланского комплекса ВКМ.

OIB (базальты океанических островов) и PM (примитивная мантия), по [Sun, McDonough, 1989], LC (нижняя континентальная кора) и UC (верхняя континентальная кора), по [Wedepohl, 1995]. Черные круги — породы первой фазы, серые — породы второй фазы.

плекса) образовались при фракционировании расплава, который дал породы НДГ серии, что отразилось на обогащении Zr и Hf как сильно несовместимыми элементами. РЗЭ также заметно фракционируют: (La/Yb)_N последовательно растет от 5.5 в НДГ серии до 24.4 в ДТГ серии. Перекрытие нормированных к хондриту и примитивной мантии графиков редких и рассеянных элементов некоторых кумулатов и некумулатов объясняется переходным составом кумулатов, в составе которых присутствовала доля дифференцированного расплава. Другие, обычно несовместимые в мафитовых магмах элементы, наоборот, коррелированно уменьшаются от меланократовых норитов к мезократовым гранитоидам благодаря следующим особенностям: 1) Ті и V для рассматриваемых типов пород являются совместимыми элементами, начиная с ранних этапов дифференциации, так как ильменит кристаллизуется и в НДГ, и в ДТГ серии; 2) К, Rb, Ва также являются совместимыми элементами, так как накапливаются предпочтительно в минералах калия, таких как биотит и калиевый полевой шпат, которые широко распространены от самых меланократовых до самых лейкократовых разнових разнових разнових сей пород.

Тектоническая позиция

Воронцовский террейн относится к палеопротерозойскому Восточно-Сарматскому орогену [Щипанский и др., 2007]. Центральная часть орогена представлена Лосевским террейном (см. рис. 1), извержение плагиориолитов в котором около 2140 млн лет фиксирует обстановку активных окраин западно-тихоокеанского типа [Терентьев и др., 2014], т. е. начало орогенного процесса. Коллизия Волго-Уральского и Сарматского сегментов Восточно-Европейской платформы привела к метаморфизму не ранее 2100 млн лет [Бибикова и др., 2009], а согласно предположению К.А. Савко с соавторами [2015], основанному на возрасте монацитов из зонально-метаморфизованных пород, около 2070 млн лет. По данным U-Pb возраста детритовых цирконов [Терентьев, 2015] 2100 млн лет — это момент завершения накопления песчано-сланцевых пород воронцовской серии. Возраст постколлизионных *S*-, *A*-гранитоидов

Таблица	5. Изотопно	-геохимические	данные по	вмещающим	породам и	и монцодио	ритам ела	нского комплекса
---------	-------------	----------------	-----------	-----------	-----------	------------	-----------	------------------

Nº (Сква-	Глуби-	Sm	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd*	¹⁴³ Nd/144Nd	T**,	$\epsilon_{\rm Nd}(T)$	T _{Nd} (DM)***	Rb	Sr	0701 /0/ 7	07.0 /0/ O	(07.7 (07.7)
п/п	жина	на, м	МК	т/г			млн лет			мкг/г		⁸ /Rb/86Sr	°/Sr/80Sr	(°'Sr/80Sr) ₀
1	8197	456.0— 462.0	5.653	28.63	0.1193	0.511654±2	2100	1.7	2407	162.40	160.9	2.9410	0.792346±15	0.70361
2	8424	345.5— 353.9	4.295	23.29	0.1115	0.511634±5	2090	3.3	2254	95.13	287.3	0.9591	0.732362±27	0.70347

Примечание. 1 — мусковит-биотитовый метаалевролит воронцовской серии (химический состав образца (мас. %): SiO₂ = 63.58, TiO₂ = 0.63, Al₂O₃ = 17.29, Fe₂O₃ = 0.84, FeO = 5.71, MnO = 0.04, MgO = 3.04, CaO = 1.56, Na₂O = 2.24, K₂O = 3.23, P₂O₅ = 0.12, SO₃ = 0.19, H₂O⁺ = 0.90, H₂O⁻ = 0.35), 2 — Вt-Орх кварцевый монцодиорит.

* Погрешность принята не более 0.2 %.

** Возраст по данным U-Pb датирования [Терентьев, 2015; Terentiev et al., 2016].

*** Модельный возраст (млн лет), по [Goldstein, Jacobsen, 1988].

с положительными значениями $\varepsilon_{Nd}(T)$, прорывающих массивы еланского комплекса, находится в интервале 2050—2070 млн лет [Савко и др., 2014]. Гипабиссальные зональные интрузии НДГ и ДТГ составов внедрялись в уже метаморфизованные породы воронцовской серии, предположительно, не позднее 2080 млн лет (временной интервал между возрастом накопления вмещающих пород [Терентьев, 2015] и наиболее древними оценками времени кристаллизации базитового магматизма [Чернышов и др., 1998]). Подобные типы магм характерны в основном для постколлизионных обстановок. Например, широко распространенные в палеопротерозое рои норитовых и высокомагнезиальных диоритовых даек и малых тел установлены в коллизионных (анатектических, [Kemp, 2003]), постколлизионных [Mendes, De Campos, 2012] или внутриплитных [Smithies, 2002; Srivastava, 2008; Srivastava, Gautam, 2009] обстановках. Таким образом, высокомагнезиальные норитовые комплексы внедрялись непосредственно после коллизии. Постколлизионная обстановка формирования характерна и для пород, относимых к санукитоидной серии ([Martin et al., 2005] и ссылки здесь). Возраст зонального HT/LP (750 °С и 4—5 кбар) метаморфизма составляет 2067 ± 9 млн лет и перекрывается с временным интервалом (2060—2080 млн лет) внедрения большого объема базитовых и гранитоидных интрузий в Воронцовском террейне [Савко и др., 2015], что свидетельствует о резком увеличении теплового потока в условиях постколлизионного растяжения коры, подъема и деламинации литосферной мантии, сопровождавшихся внедрением в нижнюю кору базитовых магм (габбронориты мамонского комплекса). Суммируя вышесказанное, можно сделать вывод, что внедрение расплавов высокомагнезиальных мафитов, дифференцированных до высокомагнезиальных гранитоидов (санукитоидов), происходило в зонах растяжения в постколлизионной обстановке после низкотемпературного метаморфизма зеленосланцевой фации и складчатости во вмещающих породах воронцовской серии.

выводы

1. В пределах Воронцовского террейна восточной окраины Сарматии выделены две дифференцированные серии высокомагнезиальных, низкотитанистых мафит-гранитоидных пород: 1) НДГ серия бонинитоподобная биотит-ортопироксеновая меланорит—кварц-меладиорит*—мелагранодиоритовая с ортопироксен-роговообманковыми кумулатами и 2) ДТГ серия — санукитоидная роговообманково-биотитовая кварц-диорит—тоналит—**гранодиоритовая** с роговообманково-плагиоклазовыми кумулатами.

Высокая магнезиальность, содержания хрома, изотопные Sm-Nd и другие данные свидетельствуют о ювенильном мантийном происхождении магм, контаминированных коровым материалом.

2. Выделенные серии пород сближены во времени, относятся к единой магматической системе, где высокомагнезиальные гранитоиды являются дифференциатами исходной высокомагнезиальной норитовой магмы. Таким образом, высокомагнезиальные гранитоиды могут быть не только продуктами плавления обогащенного мантийного источника, как описывалось ранее многими авторами для архейских санукитоидов [Shirey, Hanson, 1984; Stern, 1989; Stern, Hanson, 1991; Stevenson, 1999; Martin et al., 2005; Halla, 2005; Heilimo et al., 2010], но и дифференциатами других высокомагнезиальных магм, контаминированных коровым материалом.

 Внедрение интрузивных масс происходило на малых глубинах (гипабиссаль) после низкотемпературного метаморфизма и складчатости, связанного с коллизией. Тектоническая обстановка формирования высокомагнезиальных мафит-гранитоидных массивов еланского комплекса соответствует режиму постколлизионного коллапса Восточно-Сарматского орогена.

Авторы выражают глубокую признательность рецензентам за нетривиальную творческую работу с первоначальным вариантом рукописи и очень подробные рецензии, которые помогли нам существенно улучшить статью.

Исследования поддержаны программой стратегического развития Воронежского государственного университета.

ЛИТЕРАТУРА

Бибикова Е.В., Богданова С.В., Постников А.В., Попова Л.П., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М., Глущенко В.В. Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопно-геохронологическая характеристика супракрустальных пород и гранитоидов // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2009, т. 17, № 6, с. 3—16.

Бочаров В.Л., Фролов С.М., Чернышов Н.М. Строение и состав Еланьского никеленосного плутона в краевой части Воронежского кристаллического массива. Статья І. Геология и петрография // Изв. вузов. Геология и разведка, 1986, № 4, с. 10—19.

^{*} Жирным шрифтом выделен преобладающий вид пород.

Бочаров В.Л., Плаксенко А.Н., Фролов С.М., Касатов А.С. О первично-коматиитовом источнике никелевых сульфидных руд в норит-диоритовых интрузиях Воронежского кристаллического массива // Геохимия, 1987, № 3, с. 430—437.

Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии. Т. 1. Геология, Кн. 1. Докембрий / Ред. В.Д. Полищук. М., Недра, 1970, 436 с.

Гриненко Л.Н., Чернышов Н.М. Особенности формирования сульфидной никелевой минерализации в норит-диоритовых интрузивах Воронежского кристаллического массива // Геохимия, 1988, № 10, с. 1421—1428.

Минерагенические исследования территорий с двухъярусным строением (на примере Воронежского кристаллического массива) / Под ред. Г.С. Гусева, Н.В. Межеловского. М., ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2007, 284 с.

Переславцев А.В. Петрология норит-диоритовых интрузий докембрия Воронежского кристаллического массива в связи с проблемой их никеленосности: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Воронеж, ВГУ, 1993, 19 с.

Переславцев А.В., Слюняев А.А. Породообразующие минералы и петрогенезис никеленосных норит-диоритовых интрузий Воронежского кристаллического массива // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1992, № 11, с. 81—98.

Савко К.А., Бочаров В.Л. Петрохимия габбро-долеритов восточной части Воронежского кристаллического массива // Изв. вузов. Геология и разведка, 1988, № 7, с. 42—51.

Савко К.А., Самсонов А.В., Ларионов А.Н., Ларионова Ю.О., Базиков Н.С. Палеопротерозойские граниты *А*- и *S*-типа востока Воронежского кристаллического массива: геохронология, петрогенезис и тектоническая обстановка формированния // Петрология, 2014, т. 22, № 3, с. 235—264.

Савко К.А., Самсонов А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Базиков Н.С. HT/LP метаморфическая зональность восточной части Воронежского кристаллического массива: возраст, условия и геодинамическая обстановка формирования // Петрология, 2015, т. 23, № 6, с. 607—623.

Терентьев Р.А. Возраст детритовых цирконов из метапелитов воронцовской серии Воронежского кристаллического массива // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы. VI Российская конференция по изотопной геохронологии. СПб., ИГГД РАН, 2015, с. 295—297.

Терентьев Р.А., Савко К.А., Самсонов А.В., Ларионов А.Н. Геохронология и геохимия кислых метавулканитов лосевской серии Воронежского кристаллического массива // ДАН, 2014, т. 454, № 5, с. 575—578.

Чернышов Н.М. Новый тип сульфидного никелевого оруденения Воронежского кристаллического массива // Геология рудных месторождений, 1985, № 3, с. 34—45.

Чернышов Н.М. Еланский тип сульфидных медно-никелевых месторождений и геолого-генетическая модель их формирования (Центральная Россия) // Геология рудных месторождений, 1995, т. 37, № 3, с. 220—236.

Щипанский А.А., Самсонов А.В., Петрова А.Ю., Ларионова Ю.О. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое // Геотектоника, 2007, № 1, с. 43—70.

Bedard J.H. Petrogenesis of boninites from the Betts Cove Ophiolite, Newfoundland, Canada: Identification of subducted source components // J. Petrol., 1999, v. 40, № 12, p. 1853—1889.

Bogdanova S.V., Gorbatschev R., Garetsky R.G. East European Craton // Encyclopedia of geology / Eds. R. Selley, R. Cocks, I. Plimer. Amsterdam, Elsevier, 2005, v. 2, p. 34–49.

Cadman A.C., Tarney J., Hamilton M.A. Petrogenetic relationships between Paleoproterozoic tholeiitic dykes and associated high-Mg noritic dykes, Labrador, Canada // Precamb. Res., 1997, v. 82, p. 63—84.

Cameron W.E., Nisbet E.G., Dietrich V.J. Boninites, komatiites and ophiolitic basalts // Nature, 1979, v. 280, p. 550—553.

Chernyshov N.M., Pereslavtsev A.V. The role of accumulation in forming the nickeliferous noritediorite intrusions of the Voronezh Crystalline Massif // Int. Geol. Rev., 1994, v. 36, p. 587—604.

Crawford A.J., Falloon T.J., Green D.H. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites // Boninites and related rocks / Ed. A.J. Crawford. London, Unwin Hyman, 1989, p. 1–49.

DePaolo D.J. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization // Earth Planet. Sci. Lett., 1981, v. 53, p. 189–202.

Ewart A. The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range // Andesites: orogenic andesites and related rocks / Ed. R.S. Thorp. New York, John Wiley and Sons, 1982, p. 25—95.

Falloon T.J., Danyushevsky L.V., Crawford A.J., Meffre S., Woodhead J.D., Bloomer S.H. Boninites and adakites from the northern termination of the Tonga Trench: Implications for adakite petrogenesis // J. Petrol., 2008, v. 49, № 4, p. 697—715.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett., 1988, v. 87, p. 249–265.

Hall R.P., Hughes D.J. Norite magmatism // Early Precambrian basic magmatism / Eds. R.P. Hall, D.J. Hughes. Glasgow, Blackie, 1990, p. 83—110.

Hall R.P., Hughes D.J. Early Precambrian crustal development: changing styles of mafic magmatism // J. Geol. Soc. London, 1993, v. 150, p. 625—635.

Halla J. Late Archean high-Mg granitoids (sanukitoids) in the Southern Karelian craton, Eastern Finland // Lithos, 2005, v. 79, p. 161–178.

Halla J., van Hunen J., Heilimo E., Hölttä P. Geochemical and numerical constraints on Neoarchean plate tectonics // Precamb. Res., 2009, v. 174, p. 155—162.

Heilimo E., Halla J., Hölttä P. Discrimination and origin of the sanukitoid series: geochemical constraints from the Neoarchean western Karelian Province (Finland) // Lithos, 2010, v. 115, p. 27–39.

Hickey R.L., Frey F.A. Geochemical characteristics of boninite series volcanics: implications for their source // Geochim. Cosmochim. Acta, 1982, v. 46, p. 2099–2115.

Igneous Rocks. A classification and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, 2nd ed. / Ed. R.W. Le Maitre. Cambridge, New York, Melbourne, Cambridge University Press. Geol. Mag., 2002, v. 140, 367 p.

Kemp A.I.S. Plutonic boninite-like rocks in an anatectic setting: Tectonic implications for the Delamerian orogen in southeastern Australia // Geology, 2003, v. 31, № 4, p. 371—374.

Le Bas M.J. IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks // J. Petrol., 2000, v. 41, № 10, p. 1467—1470.

Lobach-Zhuchenko S.B., Rollinson H., Chekulaev V.P., Savatenkov V.M., Kovalenko A.V., Martin H., Guseva N.S., Arestova N.A. Petrology of a Late Archaean, Highly Potassic, Sanukitoid Pluton from the Baltic Shield: Insights into Late Archaean Mantle Metasomatism // J. Petrol., 2008, v. 49, № 3, p. 393—420.

Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. Amer. Bull., 1989, v. 101, p. 635–643.

Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D. An overview of adakite, tonalite—trondhjemite—granodiorite (TTG), and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution // Lithos, 2005, v. 79, p. 1—24.

Mendes J.C., De Campos C.M.P. Norite and charnockites from the Venda Nova Pluton, SE Brazil: Intensive parameters and some petrogenetic constraints // Geosci. Front., 2012, v. 3, № 6, p. 789–800.

Middlemost E.A.K. Naming materials in the magma/igneous rock system // Earth Sci. Rev., 1994, v. 37, p. 215-224.

Moyen J.-F., Martin H., Jayananda M., Auvray B. Late Archaean granites: a typology based on the Dharwar Craton (India) // Precamb. Res., 2003, v. 127, № 1—3, p. 103—123.

Naldrett A.J. World-class Ni-Cu-PGE deposits: key factors in their genesis // Miner. Deposita, 1999, v. 34, p. 227-240.

Naldrett A.J. Magmatic sulfide deposits: geology, geochemistry and exploration. Heidelberg, Springer Verlag, 2004, 728 p.

Rapp R.P., Norman M.D., Laporte D., Yaxley G.M., Martin H., Foley S.F. Continent formation in the Archean and chemical evolution of the cratonic lithosphere: melt—rock reaction experiments at 3—4 GPa and petrogenesis of Archean Mg-diorites (Sanukitoids) // J. Petrol., 2010, v. 51, № 6, p. 1237—1266.

Rollinson H.R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. London, Longman Geochemistry Society, 1993, 352 p.

Shirey S.B., Hanson G.N. Mantle-derived Archaean monzodiorites and trachyandesites // Nature, 1984, v. 310, p. 222–224.

Smithies R.H. Archean boninite-like rocks in an intracratonic setting // Earth Planet. Sci. Lett., 2002, v. 197, p. 19-34.

Srivastava R.K. Global intracratonic boninite-norite magmatism during the NeoArchean-Paleoproterozoic: evidence from the central Indian Bastar Craton // Int. Geol. Rev., 2008, v. 50, p. 61–74.

Srivastava R.K., Gautam G.C. Precambrian mafic magmatism in the Bastar craton, central India // J. Geol. Soc. India, 2009, v. 73, № 1, p. 52—72.

Stern R. Petrogenesis of the Archaean sanukitoid suite. New York, State University at Stony Brook, 1989, 275 p.

Stern R.A., Hanson G.N. Archean high-Mg granodiorite: a derivative of light rare earth-element-enriched monzodiorite of mantle origin // J. Petrol., 1991, v. 32, p. 201–238.

Stevenson R., Henry P., Garie'py C. Assimilation—fractional crystallization origin of Archean Sanukitoid Suites: Western Superior Province, Canada // Precamb. Res., 1999, v. 96, p. 83—99.

Streckeisen A. To each plutonic rock its proper name // Earth Sci. Rev., 1976, v. 12, p. 1–33.

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // J. Geol. Soc. London, Special Publications, 1989, v. 42, p. 313—345.

Tatsumi Y., Ishizaka K. Origin of high-magnesian andesites in the Setouchi volcanic belt, southwest Japan: I. Petrographical and chemical characteristics // Earth Planet. Sci. Lett., 1982, v. 60, № 2, p. 293—304.

Terentiev R.A., Skryabin V.Yu., Santosh M. U-Pb zircon geochronology and geochemistry of Paleoproterozoic magmatic suite from East Sarmatian Orogen: Tectonic implications on Columbia supercontinent // Precamb. Res., 2016, v. 273, p. 165—184.

Turner S., Hawkesworth C., Rogers N., Bartlett J., Worthington T., Hergt J., Pearce J., Smith I. ²³⁸U—²³⁰Th disequilibrium, magma petrogenesis, and flux rates beneath the depleted Tonga-Kermadec island arc // Geochim. Cosmochim. Acta, 1997, v. 61, p. 4855—4884.

Weaver B.L., Tarney J. The Scourie dyke suite: petrogenesis and geochemical nature of Proterozoic sub-continental mantle // Contr. Miner. Petrol., 1981, v. 78, p. 175–178.

Wedepohl K.H. The composition of the continental crust // Geochim. Cosmochim. Acta, 1995, v. 59, p. 1217—1232.

Рекомендована к печати 30 июня 2015 г. А.Э. Изохом Поступила в редакцию 24 апреля 2015 г.