

**МИНЕРАЛЬНАЯ ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ И ГЕОХИМИЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ МАГНЕЗИАЛЬНО-КАЛИЕВЫХ ГРАНИТОИДОВ ПАВЛОВСКОГО ПЛУТОНА, ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКИЙ КРАТОН**

Р. А. Терентьев, К. А. Савко

*Воронежский государственный университет*

Поступила в редакцию 01 августа 2017

**Аннотация:** Павловский батолит юго-восточной части Восточно-Европейского кратона является редким палеопротерозойским аналогом неоархейских Клоцепет-гранитов индийского Восточно-Дарварского кратона. Его ранняя фаза состоит преимущественно из кварцевых монзонитов и кварцевых монцодиоритов дифференцированных до гранодиоритов и монзогранитов порфиридных в центре и равномернозернистых в краевой зоне батолита. Полевые и петрографические наблюдения такие как директивная текстура, значительные тектонические деформации и конкордантность с вмещающими породами свидетельствуют о синкинематическом внедрении ранней фазы. Обогащенные кремнеземом лейкограниты поздней фазы имеют секущие контакты как с гнейсовидностью супракrustальных пород, так и с директивностью ранней фазы и являются посткинематическими. Комплекс минералогических и геохимических признаков в совокупности с опубликованными ранее изотопными данными позволил сделать ряд петрологических выводов. Первая фаза плутона образовалась за счет смешения мантийного, возможно первоначально обогащенного, и нижнекорового мафитового источников. Затем относительно гомогенная магма внедрилась в верхнюю кору на уровне 2,3–3,4 и более кбар, где контаминирована вмещающими амфиболитами, горнблендитами (что обеспечило локально ее высокую магнезиальность) и, вероятно, гнейсами состава близкого внедрившимся магмам. Неодородная контаминированная магма подверглась фракционной кристаллизации при температурах от 1000 до 700 °С с образованием умеренно- и высокомагнезиальной серий пород с содержаниями SiO<sub>2</sub> от 56,8 до 73,5 мас.%. Вторая фаза (SiO<sub>2</sub> около 75%) плутона является продуктом кристаллизации остаточного от ранней фазы расплава (стартовые температуры около 800 °С). Тектоническая обстановка внедрения обеих фаз интерпретируется как поздней или постколлизонная на участке значительного утолщения коры.

**Ключевые слова:** Воронежский кристаллический массив, санукитоиды, Клоцепет-граниты, условия кристаллизации.

**MINERAL THERMOBAROMETRY AND GEOCHEMISTRY ON THE PALEOPROTEROZOIC MAGNESIO-POTASSIC GRANITOIDS OF THE PAVLOVSK PLUTON, EAST-EUROPEAN CRATON**

**Abstract:** the Pavlovsk batholith in southeast part East-European craton is rare Paleoproterozoic counterpart of the Archaean Closepet-type granite, Eastern Dharwar Craton, south India. The Pavlovsk pluton early phase (SiO<sub>2</sub> = 56,8–73,5 wt%) is consist of porphyritic (in the batholith core) and equigranular (in the batholith margin) quartz-monzonite and quartz-monzodiorite, granodiorite and monzogranite. Field and petrographic data, such as foliation, strong shear deformation and concordance with host rocks show characteristics of the syn-kinematic emplacement of the early phase. The SiO<sub>2</sub>-rich leucogranites of later phase have crosscutting contacts with both foliation of the supracrustal rocks and the early phase granitoids and are post-kinematic. Mineralogical, major and trace element data, together with published isotopic data, suggest a number of petrological conclusions. The first phase was formed by mixing mantle, possibly initially enriched, and lower crustal mafic sources. Then the relatively homogeneous magma was introduced into the upper crust at a level of 2.3–3.4 kbar or more, where it was contaminated with host amphibolites, hornblendites (that provided locally high-Mg of the magma) and, probably, gneisses whose composition is similar to that of the magma. The inhomogeneous contaminated

*magma underwent fractional crystallization at temperatures from 1000 to 700 °C with the formation of a moderate-Mg and high-Mg rock series. The second phase (SiO<sub>2</sub> about 75 wt%) of the pluton is the product of crystallization of the early phase residual melt (starting temperatures are about 800 °C). The tectonic environment of the emplacement of both phases is interpreted as late- and/or post-collisional in the region of a significant crust thickening.*

**Keywords:** Voronezh Crystalline Massif, Sanukitoids, Closepet-type granites, crystallization condition.

### Введение

Восточно-Сарматский ороген (ВСО, врезка на рис. 1, зона сочленения Волго-Уральского и Сарматского сегментов Восточно-Европейского кратона) в западной части России это зона обширного развития палеопротерозойских гранитоидов разного состава. Среди гранитоидов, массивы павловского комплекса являются наиболее крупными проявлениями магматической активности региона. Это единственный раннедокембрийский объект на Воронежском кристаллическом массиве (ВКМ), который вскрыт не только сважинами и карьерами, но и обнажается на дневной поверхности. Не смотря на огромные размеры плутонов павловского комплекса площадью до 2000 км<sup>2</sup> и суммарной протяженностью более 330 км, условия внедрения, происхождение магм и тектоническая позиция комплекса слабо освещены. Традиционно гранитоиды комплекса подразделяются на две фазы: (1) равномернозернистые с директивной текстурой и порфириовидные гранитоиды и (2) лейкограниты, аплиты и пегматиты [1]. Из-за исключительной обнаженности и разбуренности комплекса, использования в качестве строительного и поделочного камня и близкой ассоциации с тектоно-метаморфическими доменами различного состава (Курский, Лосевский блоки ВКМ) гранитоиды павловского комплекса рассматривались во многих публикациях [1–8]. Однако, большинство исследований концентрировались на полевых и петрографических описаниях, редких изотопных и геохимических данных, их интерпретации и переинтерпретации, тогда как детальные геохимические и минералогические исследования отсутствуют.

Цели данной статьи: (1) представить новые детальные геологические, петрографические, минералогические и геохимические данные по гранитоидам Павловского батолита (типовой представитель комплекса); (2) геохимически классифицировать и сравнить с аналогичными гранитоидами мира; (3) оценить условия кристаллизации и охарактеризовать магматическую дифференциацию магм; (4) обсудить возможный состав магматического источника и тектоническую обстановку внедрения магм.

### Геологическая позиция

ВСО является результатом орогенеза имевшего место 2,2–2,05 млрд лет назад [3, 4, 9, 10]. Этот ороген состоит из нескольких провинций (Донской, Лосевской и Воронцовской, врезка на рис. 1), разделенных крупными региональными разломами и зонами дробления. В Донской провинции, метаморфизм связывается со средне палеопротерозойским орогенезом, а возраст протолита согласно Sm-Nd данным состав-

ляет 2562–2670 млн лет [3]. Метаморфизм на западе Донского домена по нашим данным достигал верхов амфиболитовой фации (клинопироксеновые амфиболиты).

Обширные объемы гранитоидного магматизма были вовлечены в эволюцию Донской провинции ВСО (~2040–2077 млн лет), а типы магматизма коррелировались с изменением тектонических обстановок [3, 4, 6, 8, 11]. По составу, гранитоиды подразделены на два комплекса: (1) павловский [1] роговообманково-биотитовых гранитов (РБГ), (2) лискинский лейкогранитный [1, 2] с признаками гранитов А-типа [7]. РБГ павловского комплекса преобладают на севере и юге террейна в виде крупных (1500–2000 км<sup>2</sup>) плутонов (рис. 1).

Дискордантный возраст Павловского батолита впервые определен по микронавескам цирконов из порфириовидных гранитов Шкурлатского карьера и дал значение 2076,8±3,1 млн лет [4], затем подтвержден нашими конкордантными данными 2076±13 и 2081±7 млн лет [не опубликовано]. Изотопный возраст по цирконам из двуполевошпатовых крупнозернистых гранитов Лискинского плутона составил 2064±14 млн лет [7].

### Полевые взаимоотношения РБГ (павловского комплекса)

Павловские гранитоиды демонстрируют синмагматическую директивность, хорошо различимую за счет ориентировки темноцветных минералов. Эта директивность может быть конкордантна [1] или иметь резкие контакты с гнейсовидностью вмещающих пород. Последние представлены среднезернистыми биотит-амфиболовыми гнейсами с прослоями амфиболитов, биотитовых плагиогнейсов, мраморов и известково-силикатных пород донской серии. Все типы пород донской серии повсеместно, особенно в обрамлении плутонов РБГ, подвержены региональному анатексису, который привел к образованию мигматитов. Протолитами гнейсов донской серии считаются грубоотерригенные осадки [2] по присутствию угловатых обломков амфибол-полевошпатовых пород, которые аналогичны амфиболитам из прослоев. Павловский комплекс подразделен на две фазы: синскладчатую (РБГ) и постскладчатую (биотитовые лейкограниты, аплиты и пегматиты) [1]. Породы ранней фазы наблюдаются в составе крупных расслоенных массивов. Поздняя фаза прорывает гранитоиды ранней фазы и супракрустальные породы в виде малых тел и жил.

Наиболее гомогенные РБГ содержат два типа включений: (1) угловатые ксенолиты гнейсов многочисленные в эндоконтактной зоне от нескольких



сантиметров до нескольких десятков метров и (2) сплюснутые мафитовые включения размерами до нескольких десятков сантиметров.

Лискинский плутон субвулканических постколлизийных А-гранитов прорывает РБГ и принадлежит наиболее молодому этапу палеопротерозойской магматической активности в Донском террейне [7]. Несколько небольших мафитовых интрузий горнблендитов, мелагаббро/габброамфиболитов (названных белогорьевским комплексом, [12]) вскрыты скважинами в северной части Павловского плутона. По керну скважин установлено, что мафитовые тела секутся сетью прожилков павловских гранитов.

### Материал и методы исследования

#### *Петрография*

Содержания главных минералов определялось линейным методом в шлифах на интеграционном столике конструкции Андина. Для крупно- и среднезернистых пород расстояние между линиями принималось 1 мм, для мелкозернистых – 0,5 мм. Обработка полученной количественной информации осуществлялась с помощью методов математической статистики. Более 150 представительных образцов Павловских гранитов были использованы для модального анализа. Для наименования пород применена QAP модальная диаграмма [13].

#### *Анализ главных и рассеянных элементов*

Анализы химического состава проб производили на спектрометре последовательного действия S8 Tiger (Bruker AXS GmbH, Германия) в ВГУ. При калибровке спектрометра использованы отраслевые и государственные стандартные образцы химического состава горных пород и минерального сырья (СГ-4, СГ-3, СГД-2а). Подготовка препаратов для анализа породообразующих элементов выполнена путем плавления 1 г порошка пробы с 10 г тетрабората лития в индукционной печи при температуре 1150° С в течении 10 минут с последующим отливом гомогенного стеклообразного диска. Точность анализа составляла 1–2 отн. % для элементов с концентрациями выше 0,5 мас. % и до 5 отн. % для элементов с концентрацией ниже 0,5 мас. %. Малые и редкие элементы определяли методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP-MS) в Аналитическом сертификационном исследовательском центре Института проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов и в Отделе научно-производственных аналитических работ ИМГРЭ, г. Москва. Разложение образцов пород, в зависимости от их состава, проводили путем кислотного вскрытия как в открытой, так и в закрытой системах. Пределы обнаружения для REE, Hf, Ta, Th, U составляли 0,02–0,03 ppm, для Nb, Be, Co – 0,03–0,05 ppm, для Li, Ni, Ga, Y – 0,1 ppm, для Zr – 0,2 ppm, для Rb, Sr, Ba – 0,3 ppm, для Cu, Zn, V, Cr – 1–2 ppm. Правильность анализа контролировалась путем измерения международных и российских стандартных

образцов AGV-2, GSP-2, СГД-1А. Ошибки определения концентраций составляли от 3 до 5 мас. % для большинства элементов.

В работе использованы силикатные химические анализы О. И. Египко [1] по Павловскому плутону. В выборке оставлены те пробы, для которых сохранились координатные привязки, шлифы или образцы.

#### *Микрондовые анализы*

Локальные анализы минералов выполнены на электронном микроскопе Jeol 6380LV с системой количественного энергодисперсионного анализа «Inca» (ВГУ, аналитик Н.С. Базиков). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 1,2 нА, время набора спектра 90 сек, диаметр пучка 1–3 мкм. ZAF коррекция при расчете содержания окислов и оценка точности проводилась с помощью комплекта программ математического обеспечения системы.

### Результаты исследования

#### *Петрография и минералогия*

##### *Ранняя фаза*

Среди гранитоидов ранней фазы Павловского комплекса различаются две главные фации: (1) розовые до серых мелко- или среднезернистые равномернотернистые гнейсовидные гранитоиды, как правило, согласные с директивностью вмещающих пород, реже с секущими контактами, и содержащие значительное количество ксенолитов вмещающих амфиболитов и гнейсов и (2) розовые до красных порфириовидные, часто крупнозернистые, гранитоиды со слабой ориентировкой темноцветных минералов или без нее. По количественному соотношению кварц-полевошпатовой части пород фации не различимы, за исключением обогащенности калишпатом мегпорфириовых (до 5 см) разновидностей, в связи с чем мы их рассматриваем совместно. Модальный состав представительных образцов (рис. 2) демонстрирует, что анализируемые породы классифицируются как преобладающие кварцевые монцодиориты, кварцевые монцониты, монцограниты и гранодиориты с второстепенными монцодиоритами, монцонитами, кварцевыми сиенитами и сиеногранитами. Главные минералы представлены плагиоклазом, калишпатом, кварцем, амфиболом (редко с клинопироксеновым ядром), биотитом. Сумма мафических минералов достигает 31%, причем от наиболее меланократовых к лейкократовым разновидностям падает содержание мафических минералов ( $Ampr=0,1–17,1\%$ ,  $Vt$  до 18,5%), особенно амфибола (до единичных зерен). Вместе с уменьшением темноцветных минералов в породах растет содержание кварца (2–37%) и уменьшается содержание плагиоклаза (18–60%). Акцессорные минералы представлены преобладающим магнетитом (до 5% в меланократовых разновидностях), титанитом, апатитом, цирконом, эпидотом и ильменитом. В оксидах в редких случаях наблюдаются структуры распада титаномагнетитового состава.

Плагиоклаз субгедральный до ангедрального, метастабилен в виде изометричных включений в калишпате. Его состав соответствует олигоклазу ( $An=20\%$  в среднем). Зональность слабо проявлена в порфировидных кристаллах в виде постепенного уменьшения анортитового минала от центра к краю ( $An$  от 26 до 17%). Однако, наблюдаются скачки основности плагиоклаза в кристаллах из пород с повышенной магнезиальностью. Плагиоклазы основной массы характеризуются кислым составом с  $An$  около 12%. Калишпат - это чаще всего микроклин, отчетливо пертитовый, содержащий включения преобладающего плагиоклаза, а также подчиненных амфибола, биотита, кварца, циркона, апатита и магнетита (рис. 3). На границе калишпатовых кристаллов наблюдаются миркекиты. В редких случаях вокруг фенокристаллов калишпата образуется олигоклазовая кайма, что придает породам структуру рапакиви. Кварц залегает как изометричные зерна или неправильной формы интерстии.

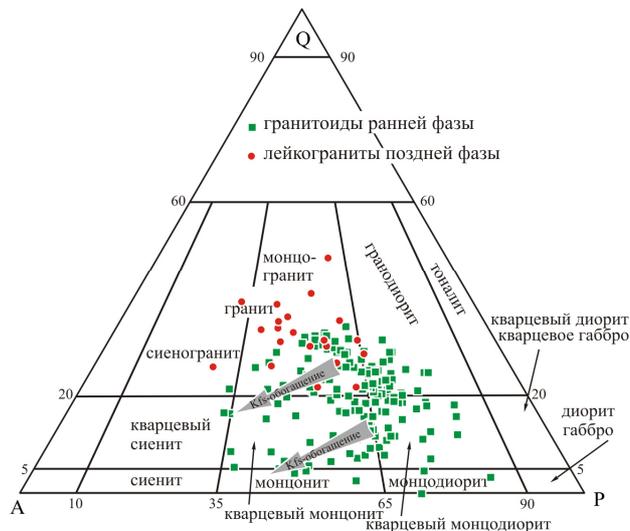


Рис. 2. Модальный минеральный состав гранитоидов Павловского плутона на диаграмме QAP [13]. Q – кварц, А – щелочные полевые шпаты, P – плагиоклаз.

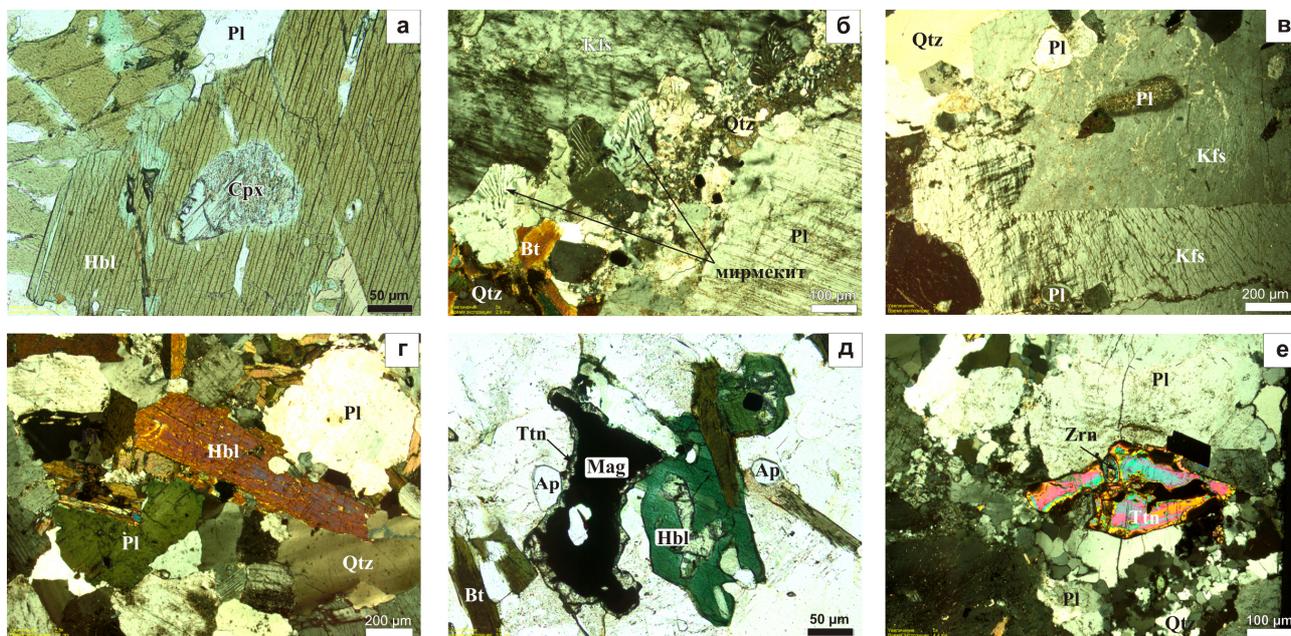


Рис. 3. Фотографии гранитов Павловского батолита под микроскопом: а – реликт клинопироксена в роговой обманке; б – взаимоотношения плагиоклаза и калиевого полевого шпата; в – включения плагиоклаза в калиевом полевым шпате; г – субгедральная роговая обманка; д – апатит, кайма титанита вокруг магнетита; е – идиоморфный титанит с включением циркона.

Амфибол проявляется как ангедральные пойкилитовые зерна или как суб- до эвгедральных кристаллы во всех случаях содержащие включения магнетита, плагиоклаза, апатита, титанита. Большинство амфиболов имеют  $(Ca+Na)_{M4} > 1,5$  и  $(Na)_{M4} > 0,5$  и относятся к эденитам и магнезиогастингситам. Единичные анализы амфиболов соответствуют магнезиальной роговой обманке. Катионное отношение  $Mg\#$  ( $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ ) амфиболов варьирует от 0,49 до 0,67 и в среднем постепенно уменьшается при уменьшении  $SiO_2$  в породе. В большинстве разновидностей пород амфиболы достаточно гомогенные по составу. Заметная зональность появляется в кристаллах амфиболов из высокомагнезиальных разновидностей

гранитоидов (Рис. 4), часто содержащих ксенолиты ультрамафитов белогорьевского комплекса или амфиболитов вмещающих пород. Содержание  $Al_2O_3$  варьирует между 7,8 и 9,0 мас.%. Биотит, как правило, ангедральный характеризуется  $Mg\#$  слабо варьирующим от 0,51 до 0,61. Циркон и апатит участками бывают многочисленны, формируют идиоморфные кристаллы, которые включены почти во всех породообразующих минералах. Преобладающая Fe-Ti оксидная фаза – идиоморфный магнетит. Редко встречается ксеноморфный ильменит. Титанит представлен двумя генерациями: одна идиоморфная конвертообразная и вторая ксеноморфная в виде кайм по магнетиту и титаниту первой генерации.

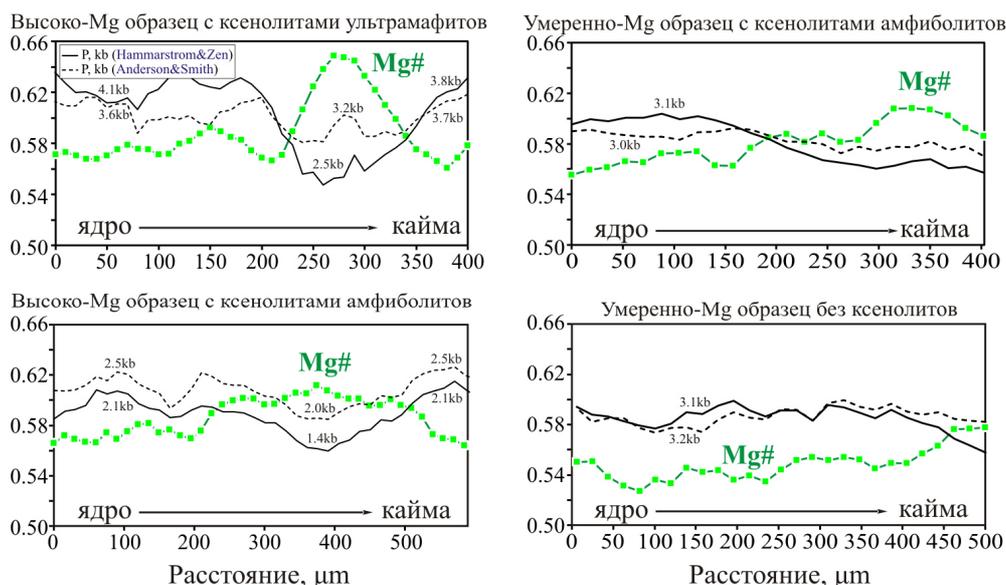


Рис. 4. Химические профили через амфиболы из павловских гранитоидов, демонстрирующие вариации магнезиальности (Mg#) и оценок давлений (основанных на Al-в-амфиболе геотермометре [27, 28]).

#### Поздняя фаза

Граниты поздней фазы характеризуются массивной текстурой. Эти граниты равномернозернистые варьирующие в разных телах от мелкозернистых пород до пегматитов. По составу они отвечают лейкомонцогранитам, реже лейкогранодиоритам и лейкосиеногранитам. Лейкогранитоиды поздней фазы представлены теми же минералами, что и гранитоиды ранней фазы, за исключением амфибола. Лейкомонцограниты состоят из плагиоклаза (20–44,1 %), микроклина (20,7–41,9 %), кварца (19,3–47,9 %), биотита (0,1–4, редко до 9,2 %), аксессуарных минералов (0,2–1,6 %). Наибольшим идиоморфизмом обладают аксессуарные минералы апатит, магнетит, циркон и монацит. Плагиоклаз более кислый по сравнению с плагиоклазом ранней фазы ( $An \leq 20\%$ ) характеризуется эвгедральной формой. Остальные породообразующие минералы, такие как, кварц, калиевый полевой шпат (микроклин) и биотит ангедральны. Биотит характеризуется умеренной магнезиальностью в среднем около 0,55. Из других аксессуарных минералов следует отметить ильменит и титанит.

#### Геохимия валовых проб

Представительные химические анализы (для главных и второстепенных элементов) приведены в таблице. На диаграммы вынесены составы главных элементов, пересчитанные на безводный остаток и приведенные к сумме 100%. Все образцы Павловского плутона характеризуются широкими вариациями содержания кремнезема от 56,8 до 75,7 мас. %.

Согласно нормативной классификации Штрекайзена [13], гранитоиды ранней фазы попадают в поля между кварцевыми монцодиоритами и сиеногранитами, включая кварцевые монцониты, кварцевые сиениты и монцограниты (Рис. 5а). По составу и соотношениям главных элементов, по классификациям

[14] и [15] Павловские гранитоиды ранней фазы являются магнезиальными, высококалиевыми, известково-щелочными до щелочных (Рис. 5а–г), метаглиноземистыми [ $A/CNK (Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O) < 1$ ] породами. Следует отметить, что большинство составов попадает в щелочно-известковистое поле (Рис. 5г), а по соотношению  $FeO^* (FeO^*/[FeO^*+MgO])$  и  $SiO_2$  выделяются две серии - умеренно- и высокомагнезиальная (Рис. 5в). Рисунок 5в также демонстрирует, что Павловские гранитоиды совпадают с составами гранитов Клошпет-типа, а их высокомагнезиальные аналоги - с архейскими "санукитоидами".

По химическому составу породы поздней фазы Павловского плутона попадают в поле железистых гранитов (Рис. 5в) с высокими содержаниями калия (Рис. 5б). Эти граниты демонстрируют ограниченную вариацию составов по  $SiO_2$ , относятся к щелочно-известковой серии. Лейкомонцограниты и пегматиты поздней фазы характеризуются низкими содержаниями глинозема и, за исключением одного образца, являются метаглиноземистыми.

Обобщенно тренды составов Павловских гранитоидов демонстрируют уменьшение  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3t$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $P_2O_5$  (Рис. 6) и увеличение  $K_2O$  (Рис. 5б) с увеличением  $SiO_2$ . Однако, высокомагнезиальные образцы часто не обнаруживают ясной корреляции главных элементов с кремнеземом.

Все породы Павловского плутона имеют спектры редкоземельных элементов (РЗЭ) с отчетливым фракционированием легких РЗЭ и отсутствием или слабыми аномалиями Eu (Рис. 7). В умеренно-Mg породах ранней фазы аномалии европия минимальны от слабо положительных до слабо отрицательных. В лейкогранитах поздней фазы аномалии Eu отчетливо отрицательные ( $Eu/Eu^*$  до 0,35). Кроме того, поздняя фаза обеднена по сравнению с ранней РЗЭ, а также имеет менее дифференцированные спектры РЗЭ

Представительные химические составы (мас.%) и концентрации редких и рассеянных элементов (ppm) гранитоидов Павловского батолита

Образец	Ранняя фаза, умеренно-Mg					Ранняя фаза, высоко-Mg			Поздняя фаза	
	ПК-0	л20/8	ПК-1	л32/1	249с/а	136с/а-1	095/270,7	229/1	188/д	094/282
Порода	Q-MZ	Q-MD	MG	MG	GD	Q-MZ	Q-MD	MG	LGR	LGR
SiO <sub>2</sub>	59,22	62,66	66,01	68,56	72,92	61,01	64,89	71,931	75,058	74,108
TiO <sub>2</sub>	1,18	0,545	0,49	0,501	0,37	0,704	0,485	0,277	0,105	0,077
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,41	15,42	15,69	13,39	13,01	11,83	15,95	13,41	12,58	12,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,59	3,95	4,34	3,57	1,93	8,35	2,84	2,01	0,87	0,86
MnO	0,08	0,064	0,06	0,056	0,025	0,112	0,05	0,03	0,017	0,024
MgO	2,35	1,67	1,24	0,91	0,42	5,66	2,01	0,996	0,147	0,104
CaO	3,61	3,95	2,86	2,33	1,31	1,95	3,08	1,689	1,05	0,929
Na <sub>2</sub> O	4,18	4,23	4,36	3,02	3,96	2,86	3,94	3,40	3,16	3,00
K <sub>2</sub> O	5,05	5,81	3,61	6,37	5,21	4,54	5,28	5,30	6,17	7,66
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,380	0,385	0,15	0,229	0,096	0,206	0,303	0,131	0,022	0,021
ППП	0,42	0,25	1,19	0,47	0,25	1,14	0,39	0,27	0,47	0,89
Total	99,47	99,20	100,00	99,41	99,51	99,65	99,22	99,62	99,64	99,82
S	0,39	0,265	0,05	0,011		1,301	0,036	0,181	0,01	0,021
Be	2,4	2,1	2,74	1,6		5,5	1,6	1,7	3,5	7,6
Sc	9,6	6,7		2,0	2,2	3,3	7,3	3,0	1,2	2,5
V	125,0	93,2	60,0	68,3	40,3	145	91	58,6	43,9	48,6
Cr	33,2	21,8	16,6	23,5	24,3	21,8	58,3	27,6	34,2	26,9
Co	11,80	10,0	9,05	6,2	1,90	46,9	10,7	3,9	1,1	0,67
Ni	12,10	10,3	14,8	7,0	2,39	77,6	23,0	4,1	2,9	2,3
Cu		27,1	12,1	6,2		248	17	3,8	2,5	8,6
Zn		77,3	55,5	46,8		172	60	35,1	17,3	20,6
Ga	19,0	17,7	20,2	16,4	19,0	24,2	19,5	15,5	18,0	21,8
Rb	111,0	90,1	152	115	153,5	401	128	120	316	362
Sr	1687	1627	681	1167	638	429	1196	750	343	104
Y	19,30	16,1	18,6	4,3	9,02	4,6	11,9	5,7	10,9	11,4
Zr	286	265	259	213	135,248	304	192	129	79,2	97,9
Nb	16,90	9,7	17,4	3,6	3,99	7,0	9,5	4,3	14,7	48,6
Ba	2455	3743	1506	2825	2582	768	3706	2017	952	221
La	93,8	80,4	66,7	43,5	31,7	44,2	44,0	29,7	20,1	11,6
Ce	196,3	166	127	71,4	57,1	87,3	97,6	51,6	36,1	19,9
Pr	21,88	16,9	14,4	6,0	5,74	8,3	11,3	5,0	3,4	2,1
Nd	73,8	63,6	50,4	20,2	21,1	25,8	44,2	18,7	11,5	8,2
Sm	11,50	10,0	7,75	2,4	2,56	3,2	7,3	3,0	1,9	2,0
Eu	2,281	2,4	1,60	0,84	0,758	0,56	1,67	0,87	0,54	0,21
Gd	8,44	6,2	5,24	1,4	1,78	1,6	4,5	1,9	1,6	1,6
Tb	1,050	0,70	0,669	0,16	0,253	0,19	0,50	0,22	0,28	0,24
Dy	4,14	3,4	3,39	0,89	1,60	1,0	2,6	1,2	1,9	1,5
Ho	0,675	0,56	0,607	0,14	0,322	0,16	0,42	0,21	0,35	0,30
Er	1,669	1,5	1,62	0,40	0,854	0,44	1,13	0,55	1,0	0,93
Tm	0,231	0,18	0,232	0,054	0,134	0,060	0,146	0,078	0,16	0,15
Yb	1,325	1,2	1,43	0,398	0,859	0,48	0,98	0,55	1,1	1,2
Lu	0,194	0,17	0,208	0,068	0,153	0,079	0,141	0,085	0,16	0,18
Hf	7,35	5,9	6,55	5,0	3,38	7,4	4,7	3,2	2,6	4,9
Ta	0,970	0,45	1,40	0,16	0,266	0,31	0,77	0,25	1,7	6,1
Th	9,20	9,8	19,4	5,0	14,68	60,9	5,6	6,6	14,7	24,8
U	2,31	0,81	2,47	0,8	0,54	3,8	1,7	0,82	10,7	32,1
Pb	23,30	29,6		22,7		19,2	31,0	27,1	31,0	52,8

Примечания: тип пород: Q-MZ – кварцевый монзонит, Q-MD – кварцевый монцодиорит, MG – монцогранит, GD – гранодиорит, LGR – лейкогранит.

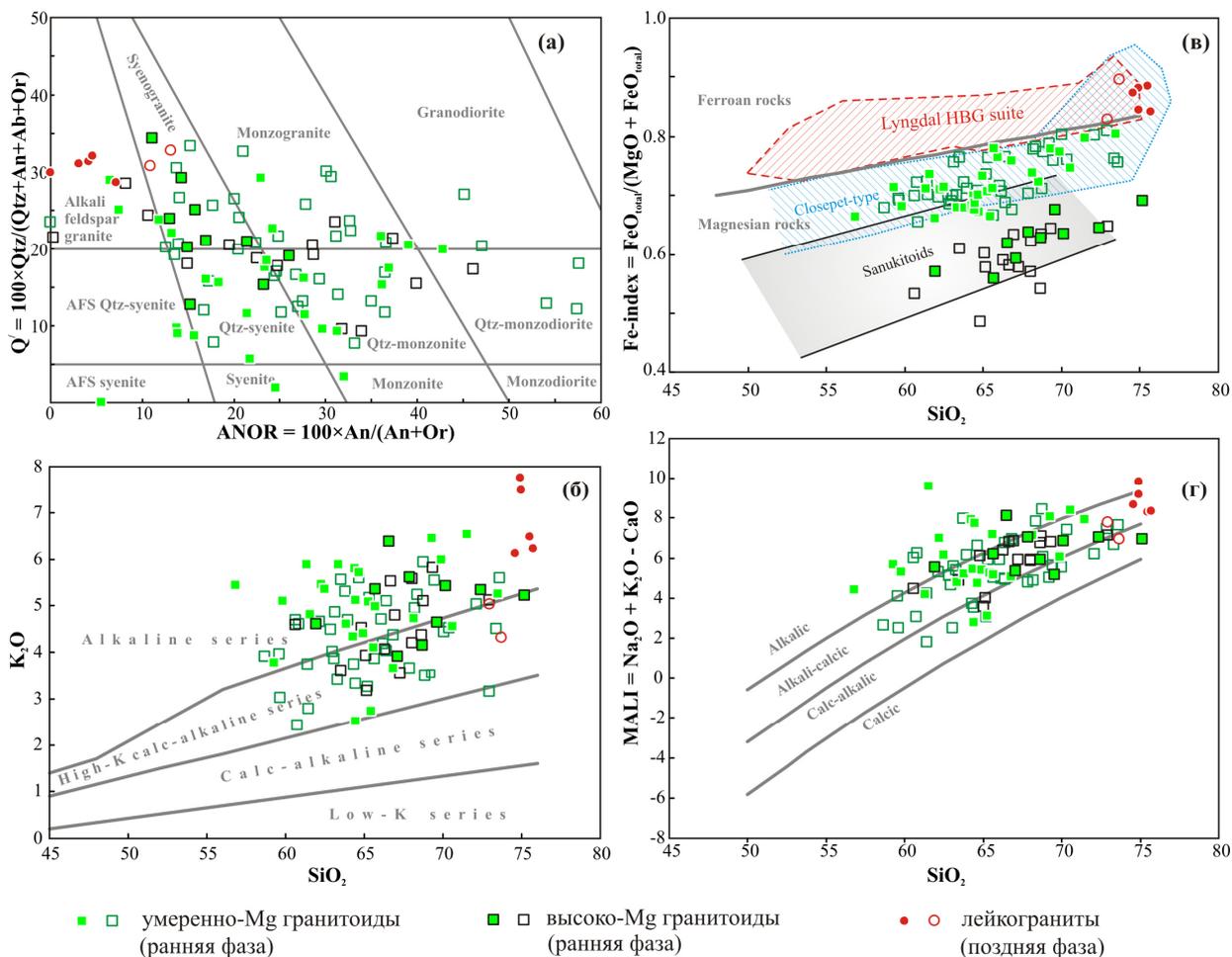


Рис. 5. Составы образцов Павловского батолита на классификационных диаграммах: а – по [13]; б – по [15]; в, г – по [14]. Залитые значки – данные настоящего исследования; незалитые значки – данные О. И. Египко [1]. Поля: комплекса Лингдал, Клошпет-типа гранитов и «санукитоидов» по данным из [16–26 и др.].

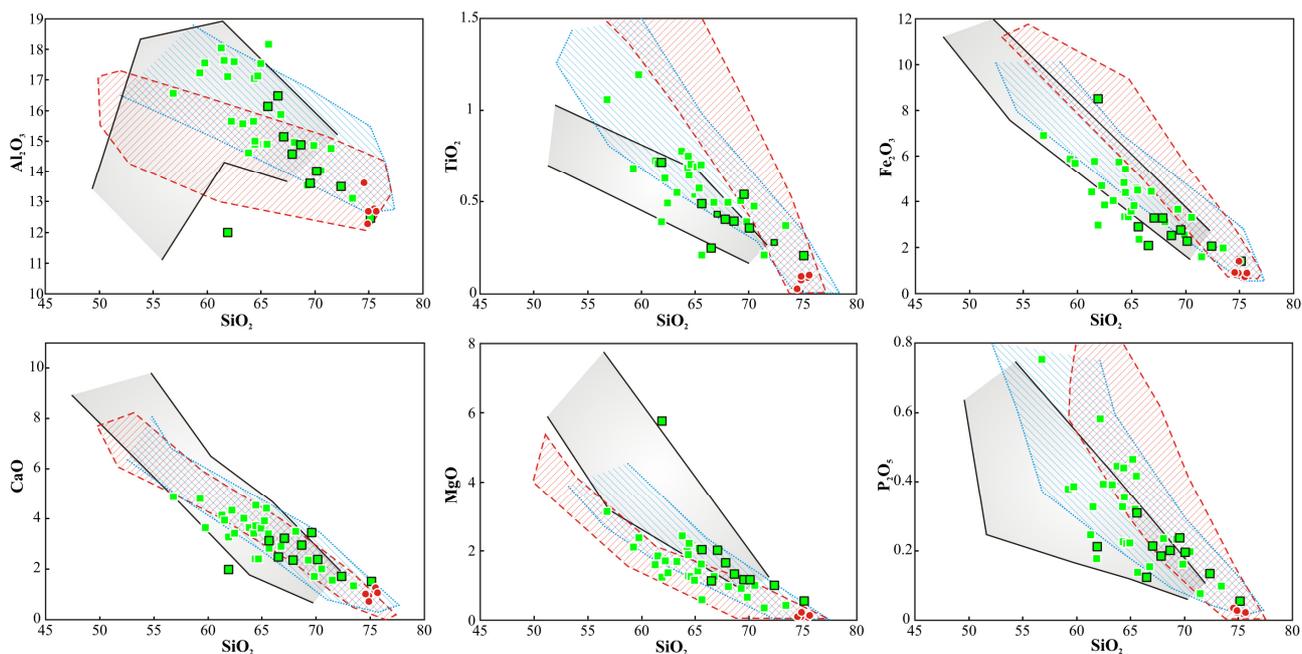


Рис. 6. Главные элементы Павловского плутона по сравнению с составами комплекса Лингдал, Клошпет-типа гранитов и «санукитоидов» по данным из [16–26 и др.]. Остальные условные обозначения те же, что на рис. 5.

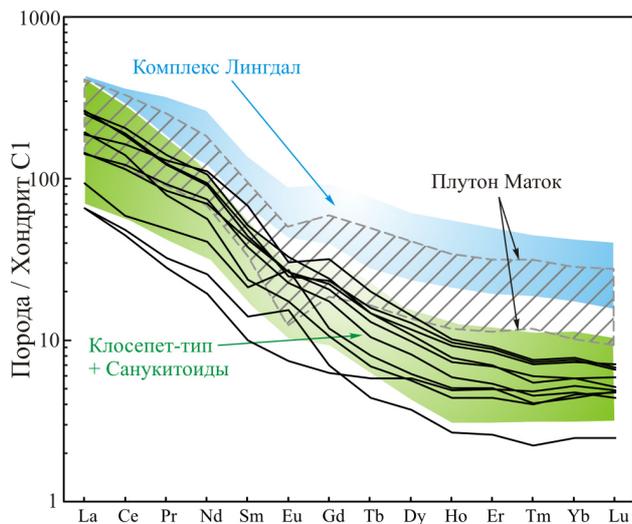


Рис. 7. Хондрит-нормализованные графики (черные линии) типовых гранитоидов Павловского батолита по сравнению полями комплекса Лингдал, плутона Маток, Клосепет-типа гранитов и «санукитоидов».

$(La/Yb)_N=6,5-15$  против  $(La/Yb)_N=20-100$  (в ранней фазе), особенно в области тяжелых РЗЭ  $(Gd/Yb)_N=1,1-1,6$  против  $(Gd/Yb)_N=1,7-5,2$  (в ранней фазе). Один образец высокомагнезиальных гранитоидов первой фазы обогащен Eu ( $Eu/Eu^* = 2,5$ ), также Sr, что связано с аккумуляцией полевых шпатов. Умеренно- и высоко-Mg образцы характеризуются схожими нормированными к примитивной мантии графиками редких и рассеянных элементов, но вторые деплетированы РЗЭ (рис. 7).

## Дискуссия

### Типизация павловских гранитоидов

Анализ научной литературы [16–26 и др.] позволяет выделить три основных (плюс один пограничный, плутон Маток) типа роговообманково-биотитовых высококальциевых гранитоидов докембрийского возраста дифференцированных от габброидов до лейкогранитов. Типовыми примерами таких гранитоидов являются железистые породы комплекса Лингдал в Норвегии, магнезиальные Клосепет-гранитоиды, выделенные в Индии и «санукитоиды» (высокомагнезиальные гранитоиды) в архейских кратонах. Составы Павловского плутона совпадают с трендами дифференциации магнезиальных Клосепет-гранитов как по главным элементам (рис. 6, 7), так и по редким и рассеянным элементам (не показано). Это сходство подчеркивается близким распределением РЗЭ, высокими содержаниями Ba, Sr в Павловских и Клосепет-гранитоидах. Небольшая часть образцов Павловского плутона перекрывается с высокомагнезиальными составами архейских «санукитоидов» (рис. 5в, 6).

### Условия кристаллизации Павловских магм

Давления внедрения и кристаллизации были оценены с помощью Al-в-амфиболе геобарометра, откалиброванного по экспериментальным данным [27],

которые учитывают зависимость давления от температуры. Для детально проанализированных крупных кристаллов амфибола дополнительно осуществлены оценки с применением формулы по [28]. Оказалось, что в ясно зональных кристаллах, которые обнаружены в породах с обилием ксенолитов (горнблендиты и/или амфиболиты), оценки давлений по разным геобарометрам сильно отличаются (рис. 4). Кроме того, отмечаются вариации давлений от центра к краю - сначала падение давления на участке повышения магнезиальности, а затем увеличение давления параллельно с падением магнезиальности к краю кристаллов. Такие артефакты вряд ли связаны с колебаниями глубин кристаллизации расплава, а скорее всего, обязаны контаминации мафитовым материалом и переуравновешиванию системы. В связи с этим, для оценки давлений кристаллизации использованы образцы с минимальным количеством или отсутствием ксенолитов. Средние давления внедрения базирующиеся на 158 анализах амфиболов составили  $2,30 \pm 0,33$  кбар (при  $704 \pm 21$  °С) в самых южных образцах и  $3,42 \pm 0,40$  кбар (при  $731 \pm 19$  °С) в самых северных образцах Павловского плутона. Разницу в давлениях мы связываем с увеличением эрозионного среза с юга на север, что подтверждается обилием ультрамафитовых тел в северной части батолита. Наши результаты согласуются или близки с интервалом давлений внедрения (1,3–4,8 кбар) оцененного для комплекса Лингдал, плутона Маток, Клосепет-типа гранитоидов.

Температуры кристаллизации, рассчитанные по геотермометру апатитового насыщения [29] составили: для умеренно-Mg гранитоидов ранней фазы 838–980 °С (при среднем  $913 \pm 42$  °С) до 1023 °С по анализам О.И. Египко [1], для высоко-Mg гранитоидов ранней фазы 826–940 °С (при среднем  $892 \pm 37$  °С), для лейкогранитов поздней фазы 754–795 °С (при среднем  $775 \pm 17$  °С). Идиоморфный габитус апатита, включения апатита в породообразующих минералах и постепенное уменьшение  $P_2O_5$  с увеличением кремнезема (рис. 6) согласуется с выводом о том, что апатит был ликвидусной фазой, а полученные температуры соответствуют стадии внедрения плутона. Температуры цирконового насыщения [30] значительно ниже от 701 до 857 °С, демонстрируя, что циркон является более поздней фазой относительно апатита. Субликвидусные температуры, согласно порядка кристаллизации породообразующих минералов, по амфибол-плагиоклазовому термометру [31], колеблются около средних значений 704–731 °С.

### Дифференциация и контаминация Павловских магм

Согласно петрографических наблюдений порядок кристаллизации павловских магм следующий. Ликвидусные минералы представлены клинопироксеном, апатитом и магнетитом. При более низких температурах кристаллизовались субсолидусные цирконы, амфиболы и плагиоклазы. Биотит, титанит, калиевые

полевой шпат и кварц принадлежат завершающей стадии кристаллизации расплава.

На бинарных диаграммах гранитоиды Павловского батолита выстраиваются в два протяженных тренда от средних до кислых пород, что подтверждает их принадлежность к единой дифференцированной серии. Уменьшение магнезиальности темноцветных силикатов, особенно амфиболов, от ранних к поздним дериватам также свидетельствуют о значительной роли фракционной кристаллизации в их петрогенезисе. Контаминация и/или смешение магм на малоглубинных уровнях хорошо доказываются полевыми наблюдениями, например, ксенолитами вмещающих пород, гетерогенными синплутоническими включениями, присутствием структур типа ядро-кайма в цирконах, локальным повышением магнезиальности кайм амфиболов. Последние два процесса локальны и заметно влияют на аномальность зональности породообразующих силикатов, особенно в краевых частях кристаллов, на отклонения от ожидаемых тредов дифференциации [32, 33]. Такое отклонение от общего тренда наблюдается для малочисленной группы образцов Павловского плутона, которые относятся к высокомагнезиальным гранитоидам (типа «санукитоидов»). Высокомагнезиальные гранитоиды развиты локально, на участках обогащения гранитоидов включениями горнблендитов белогорьевского комплекса и ксенолитами амфиболов. Эти наблюдения подтверждают контаминацию павловских магм мафитовым материалом. С другой стороны, присутствие мелких и крупных ксенолитов гнейсов, а также чередование в краевой зоне батолита гнейсов и директивных гранитов, также свидетельствуют о контаминации гнейсами донской серии. Однако, последнее сложно оценить из-за близости геохимических свойств гранитов и вмещающих гнейсов.

Высокие температуры кристаллизации ранней фазы Павловского плутона свидетельствуют о родоначальных расплавах среднего состава. Постепенное понижение температур от меланократовых гранитоидов ранней фазы к лейкогранитам поздней фазы говорит о возможности образования последних за счет дифференциации или остаточного расплава типовых гранитоидов павловского комплекса.

#### **Магматический источник и тектоническая обстановка**

Уже давно считается, что Павловский батолит имеет комбинированное метасоматическое (ранняя фаза) и анатектическое (поздняя фаза) происхождение посредством плавления коровых метавулканогенно-осадочных толщ донской серии [1]. Предполагалось, что на этот вариант генезиса указывают характерные особенности гранитов [1]: конформное залегание, насыщенность реликтами субстрата, чередование гранитоидов и мигматизированных вмещающих пород, преобладание директивных текстур, сильная изменчивость состава и структурно-текстурных особенностей, сходство составов породообразующих минера-

лов из гранитов и пород субстрата, иногда реакционные взаимоотношения разных минералов, биотитизация роговой обманки и микроклинизация плагиоклаза, неоднородность распределения аксессуариев и редких элементов, обилие цирконов с ядрами. Однако, большинство этих особенностей и оригинальные петрографические данные параллельно интерпретируются как интрузивное происхождение ядерной части Павловского плутона [5]. Гипотеза о метасоматическом/анатектическом происхождении может быть отвергнута, так как Павловский батолит содержит бедные  $\text{SiO}_2$  (около 56%) фации, что не может быть получено посредством плавления при низких температурах окружающих гнейсов ( $\text{SiO}_2=60-70\%$ ) с ограниченными прослоями амфиболов. Высокие, более 1000 °C, температуры ликвидуса, постепенное снижение температур кристаллизации от ранних минеральных фаз к поздним и спорадические находки меланократовых включений (которые можно было бы интерпретировать как рститы) также противоречат возможности *in situ* корового плавления.

Наиболее разработанными в петрологическом плане являются версии о: (1) мантийном контаминированном или обогащенном мантийном (например, [19]) и (2) нижнекоровом происхождении аналогов павловского комплекса – Клоцепет-гранитов (например, [34]). И только для периферической части плутонов, там, где директивные граниты переслаиваются с мигматизированными супракрустальными породами, допускается анатектический вариант генезиса.

Для проверки гипотезы о вкладе нижнекорового и мантийного источников в петрогенезис Павловского батолита проведено моделирование базирующееся на данных Sm-Nd изотопии. Изотопный состав наименее контаминированных метабазальтов лосевской серии [10] принят в качестве поля мантийного компонента. Коровый компонент определен как средний состав гнейсов донской серии и обоянского комплекса по [3]. Результаты моделирования (рис. 8) показывают, что магмы Павловского батолита образовались путем смешения мантийного и предположительно палеопротерозойско-неоархейского (полагаясь на 2,6 млрд лет возраст ядер циркона из Лискинских гранитов [7] и на 2562–2670 млн лет возраст протолита в Донской провинции [3]) нижнекорового источников. Наиболее реалистичной выглядит модель, при которой мантийный компонент получен при 30–50% степени плавления, а нижнекоровый – при более низкой степени плавления. Широкое распространение низко-кремнистых дериватов павловских магм с высоким  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  отношением и близким к единице  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  являются свидетельствами бесплагиоклазового, гранатсодержащего источника. Гранатсодержащий магматический источник широко признан при моделировании петрогенезиса Клоцепет-типа гранитов и «санукитоидов» (например, [23]), а наиболее благоприятная обстановка образования таких гранитов – поздне- или постколлизийное утолщение коры орогена.

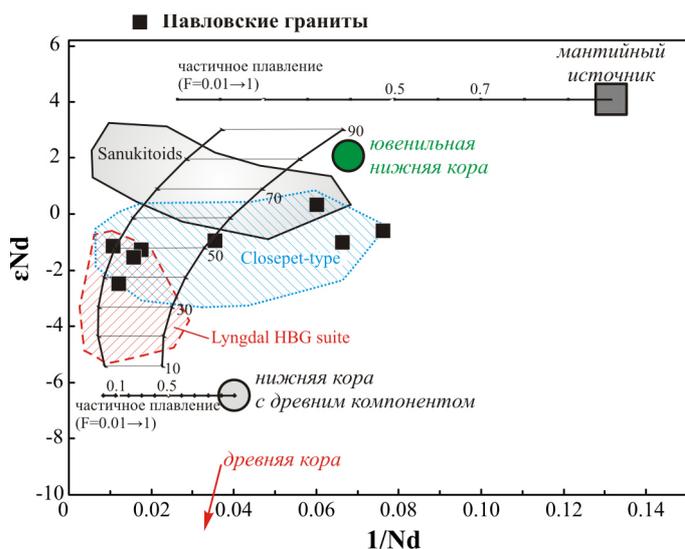


Рис. 8. График  $\epsilon Nd - 1/Nd$  для гранитоидов Павловского батолита и линии вероятного смешения нижнекорового материала с участием архейской коры (усредненные данные по архейской и обоянской сериям из [3]) и ювенильного мантийного материала (наименее контаминированные метатолиты лосевской серии из [10]). Для сравнения показан состав ювенильной палеопротерозойской коры под лосевским террейном (средние составы метаграувак и metabазальтов лосевской серии). F – доля частичного плавления источника от 0,01 до 1. Цифры от 10 до 90 напротив меток на жирных линиях смешения – вклад (в %) мантийного материала в источник павловских гранитов. Изотопный Nd состав Павловских гранитов по [3, 4] и наши неопубликованные данные].

### Выводы

1. Согласно петрографических и геохимических данных, Павловский батолит является редким палеопротерозойским аналогом неархейских Клозепет-гранитов.

2. Его ранняя фаза состоит преимущественно из кварцевых монцитонитов и кварцевых монциодiorитов дифференцированных до гранодиоритов и монциогранитов порфириовидных в центре и равномернoзернистых в краевой зоне батолита. Полевые и петрографические наблюдения свидетельствуют о синкинематическом внедрении ранней фазы.

3. Лейкограниты поздней фазы имеют секущие контакты как с гнейсовидностью супракрустальных пород, так и с директивностью ранней фазы и являются посткинематическими.

4. Первая фаза плутона образовалась за счет смешения двух источников: (1) мантийного, возможно, первоначально обогащенного, и (2) нижнекорового, для которого источником тепла при плавлении служили мантийные магмы. Затем относительно однородная магма внедрилась в верхнюю кору на уровне 7,5–12 км (2,3–3,4 и более кбар), где контаминирована вмещающими амфиболитами, горнблендитами (что обеспечило локально ее высокую магнезиальность) и, вероятно, гнейсами состава близкого внедрившимся магмам.

5. Неоднородная контаминированная магма подверглась фракционной кристаллизации при температурах от 1000 до 700 °C с образованием умеренно- и высокомагнезиальной серий пород с содержаниями SiO<sub>2</sub> от 56,8 до 73,5 мас.%. Вторая фаза (SiO<sub>2</sub> около 75%) плутона является продуктом кристаллизации остаточного от ранней фазы расплава (стартовые температуры около 800 °C).

6. Тектоническая обстановка внедрения обеих фаз интерпретируется как позде- и/или постколлизийная на участке значительного утолщения коры.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Египко, О. И. Некоторые минералого-петрографические и геохимические особенности докембрийских гранитоидов юго-восточной части Воронежского кристаллического массива: дисс. ... канд. геол.-минерал. наук / О. И. Египко. – Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та. – 1971. – 367 с.
2. Скрябин, В. Ю. Природа структурно-вещественной неоднородности гипабиссальных гранитных интрузий (на примере Лискинского массива): дис. ... канд. геол.-минер. наук / В. Ю. Скрябин. – 1988. – 258 с.
3. Щипанский, А. А. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое / А. А. Щипанский, А. В. Самсонов, А. Ю. Петрова, Ю. О. Ларионова // Геотектоника. – 2007. – № 1. – С. 43–70.
4. Бибикина, Е. В. Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопно-геохронологическая характеристика супракрустальных пород и гранитоидов / Е. В. Бибикина, С. В. Богданова, А. В. Постников, Л. П. Попова Т. И., Кирилова, М. М. Фугзан, В. В. Глушенко // Стратиграфия. Геол. Корреляция. – 2009. – Т. 17. – № 6. – С. 3–16.
5. Бердников, М. Д. Петрология субщелочных гранитов и граносиенитов Павловского массива: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / М. Д. Бердников. – Новочеркасск. – 1971. – 20 с.
6. Терентьев, Р. А. Проявление син- и постколлизийных гранитов Лосевской шовной зоны (Воронежский кристаллический массив) / Р. А. Терентьев // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. – 2013. – № 2. – С. 70–85.
7. Терентьев, Р. А. Петрография и геохронология гранитов Лискинского плутона Воронежского кристаллического массива / Р. А. Терентьев // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. – 2016. – № 3. – С. 43–52.
8. Чернышов, Н. М. Модель геодинамического развития Воронежского кристаллического массива в раннем докембрии / Н. М. Чернышов, В. М. Ненахов, И. П. Лебедев, Ю. Н. Стрик // Геотектоника. – 1997. – № 3. – С. 21–30.
9. Bogdanova, S. V. Segments of the East European Craton / S. V. Bogdanova // In Gee, D. G., and Beckholmen, M., (eds.) EUROPROBE in Jablonna 1991: Polish Academy of Sciences, Publications of the Institute of Geophysics, 1993. – V. A-20. – P. 33–38.
10. Terentiev, R. A. Paleoproterozoic evolution of the arc-back-arc system in the East Sarmatian Orogen (East European Craton): zircon SHRIMP geochronology and geochemistry of the

- Losevo volcanic suite / R. A. Terentiev, K. A. Savko, M. Santosh // *Am. J. Sci.* – 2017. – V. 317(5). – P. 707–753.
11. *Найденков, И. В.* Новые данные по радиологическому возрасту гранитоидов Центральной части Курской магнитной аномалии / И. В. Найденков, Ю. А. Деревянкин, Л. Ф. Деревянкина, А. А. Архипова // Доклады РАН. – 1996. – Т. 351. – № 6. – С. 802–805.
12. *Одокий, А. А.* Некоторые данные по докембрию юго-восточной части Воронежской области / А. А. Одокий // Тезисы межобластного геологического совещания по геологии и минеральным ресурсам ЦЧО, Воронеж, 1962.
13. *Le Maitre, R. W.* (ed.) *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. Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press. *Geol. Mag.* – 2002. – V. 140. – P. 367 p.
14. *Frost, B. R.* A geochemical classification for granitic rocks / B. R. Frost, C. G. Barnes, W. J. Collins, R. J. Arculus, D. J. Ellis, C. D. Frost // *J. Petrol.* – 2001. – V. 42. – P. 2033–2048.
15. *Ewart, A.* The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range // Thorp, R. S. (ed.) *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*, John Wiley and Sons, New York, 1982. – P. 25–95.
16. *Bogaerts, M.* Petrology and geochemistry of the Lyngdal granodiorite (Southern Norway) and the role of fractional crystallisation in the genesis of Proterozoic ferro-potassic A-type granites / M. Bogaerts, B. Scaillet, J.-P. Liégeois, J. Vander Auwera // *Precam. Res.* – 2003. – V. 124. – P. 149–184.
17. *Dall'Agnol, R.* Mineralogy, geochemistry, and petrology of Neoproterozoic ferroan to magnesian granites of Carajás Province, Amazonian Craton: The origin of hydrated granites associated with charnockites / R. Dall'Agnol, I. R. Viana da Cunha, F. V. Guimarães [et al.] // *Lithos.* – 2017. – V. 277. – P. 3–32.
18. *Heilimo, E.* Discrimination and origin of the sanukitoid series: geochemical constraints from the Neoproterozoic western Karel'ian Province (Finland) / E. Heilimo, J. Halla, P. Hölttä // *Lithos.* – 2010. – V. 115. – P. 27–39.
19. *Jayananda, M.* Late Archaean crust–mantle interactions in the Closepet granite, Southern India: evidence from Sr–Nd isotopes, major and trace element geochemistry / M. Jayananda, H. Martin, J.-J. Peucat, B. Mahabaleswar // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1995. – V. 119. – P. 314–329.
20. *Laurent, O.* Contrasting petrogenesis of Mg–K and Fe–K granitoids and implications for post-collisional magmatism: Case study from the Late-Archaean Matok pluton (Pietersburg block, South Africa) / O. Laurent, M. Rapopo, G. Stevens [et al.] // *Lithos.* – 2014. – V. 196–197. – P. 131–149.
21. *Lobach-Zhuchenko, S. B.* Petrology of Late Archaean, highly potassic, sanukitoid pluton from the Baltic shield: insights into Late Archaean mantle metasomatism / S. B. Lobach-Zhuchenko, H. Rollinson, V. P. Chekulaev [et al.] // *J. Petrol.* – 2008. – V. 49. – P. 393–420.
22. *Martin, H.* An overview of adakite, TTG, and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution / H. Martin, R. H. Smithies, R. Rapp, J. F. Moyen, D. Champion // *Lithos.* 2005. – 79 (1–2). – P. 1–24.
23. *Martin, H.* The sanukitoid series: magmatism at the Archaean–Proterozoic transition / H. Martin, J. F. Moyen, R. Rapp // *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 2010. – V. 100. – P. 15–33.
24. *Moyen, J.-F.* Multi-element geochemical modelling of crust–mantle interactions during late-Archaean crustal growth: the Closepet granite (South India) / J.-F. Moyen, H. Martin, M. Jayananda // *Precam. Res.* – 2001. – V. 112. – P. 87–105.
25. *Smithies, R. H.* The Archaean high-Mg diorite suite: links to tonalite–trondhjemite–granodiorite magmatism and implications for early Archaean crustal growth / R. H. Smithies and D. C. Champion // *J. Petrol.* – 2000. – V. 41. P. – 1653–1671.
26. *Smithies, R. H.* High-temperature granite magmatism, crust–mantle interaction and the mesoproterozoic intracontinental evolution of the Musgrave Province, Central Australia / R. H. Smithies, H. M. Howard, P. M. Evins [et al.] // *J. Petrol.* – 2011. – V. 52 (5). – P. 931–958.
27. *Anderson, J. L.* The effects of temperature and fO<sub>2</sub> on the Al-in-hornblende barometer / J. L. Anderson and D. R. Smith // *Am. Mineral.* – 1995. – V. 80. – P. 549–559.
28. *Hammarstrom J.M.* Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer / J. M. Hammarstrom, E. Zen // *Am. Mineral.* – 1986. – V. 71. – P. 1297–1313.
29. *Harrison, T. M.* The behaviour of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations / T. M. Harrison and E. B. Watson // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1984. – V. 48. – P. 1467–1477.
30. *Watson, E. B.* Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types / E. B. Watson and T. M. Harrison // *Earth Plan. Sci. Lett.* – 1983. – V. 64. – P. 295–304.
31. *Holland, T.* Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry / T. Holland J., Blundy // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1994. – V. 116. – P. 433–447.
32. *Quian Q.* Formation of high-Mg diorites through assimilation of peridotite by monzodiorite magma at crustal depths / Q. Quian and J. Hermann // *J. Petrol.* – 2010. – V. 51. – P. 1381–1416.
33. *Terentiev R. A.* Post-collisional high-Mg granitoids from the Paleoproterozoic East Sarmatian Orogen (East European Craton): evidence for crust–mantle interaction / R. A. Terentiev and M. Santosh // *Lithos.* – 2017. – V. 274–275. – P. 271–290.
34. *Dey, S.* Geochemistry and Origin of Northern Closepet Granite from Gudur-Guledagudda Area, Bagalkot District, Karnataka / S. Dey, R. Gajapathi Rao, R. A. Gorikhan [et al.] // *J. Geol. Soc. India.* – 2003. – V. 62. – P. 152–168.

Воронежский государственный университет

Терентьев Роман Анатольевич, ведущий научный сотрудник НИИ Геологии ВГУ, кандидат геолого-минералогических наук

E-mail: terentiev@geol.vsu.ru; Тел.: 8 (473) 222-73-63

Савко Константин Аркадьевич, д. г.-м. н., профессор, зав. кафедрой полезных ископаемых и недропользования

E-mail: ksavko@geol.vsu.ru; Тел.: 8-915-544-21-64

Voronezh State University

Terentiev R. A., leading researcher of Scientific Research Institute of Geology of the VSU, Candidate of Geological and Mineralogical Sciences

E-mail: terentiev@geol.vsu.ru; Tel.: 8 (473) 222-73-63

Savko K. A., Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor, Head of the Mineral Resource Department

E-mail: ksavko@geol.vsu.ru; Tel.: 8-915-544-21-64