

## Условия кристаллизации высокомагнезиальных гранитоидов Новомеловаткого плутона, Воронежский кристаллический массив

©2023 Р. А. Терентьев<sup>✉</sup>

*Воронежский государственный университет,  
Университетская пл., 1, 394018, Воронеж, Российская Федерация*

### Аннотация

*Введение:* Петрогенезис высокомагнезиальных гранитоидов до сих пор остается дискуссионным. Слабо исследованы условия кристаллизации таких магм.

*Методика:* Для расшифровки условий кристаллизации палеопротерозойского Новомеловатского плутона высокомагнезиальных гранитоидов было проведено минералогическое, химическое и изотопное исследование.

*Результаты и обсуждение:* Плутон состоит из биотит-ортопироксеновых кварцевых диоритовых и монцодиоритовых порфиритов (фаза-1) и среднезернистых биотит-амфиболовых кварцевых диоритов, тоналитов и гранодиоритов (фаза-2), содержащих мафические магматические включения первой фазы. Расчеты основанные на составе минералов и пород демонстрируют, что родоначальные магмы первой фазы были маловодными (менее 3 % растворенной H<sub>2</sub>O) с температурами кристаллизации в интервале 902–720°C. Родоначальные магмы второй фазы обогащены водой (более 6 % растворенной H<sub>2</sub>O) с температурами кристаллизации в интервале 820–716°C. Обе фазы кристаллизовались при фугитивности кислорода между буферами NNO и NNO +1. По геобарометрическим расчетам (алюминий-в-амфиболе) породы кристаллизовались на верхнекоровом уровне (1.7–2.4 кбар). Максимальные оценки давлений получены по бурым ядрам амфиболов из пород второй фазы и реликтовых амфиболов из мафических ксенолитов (до 7.8 кбар). Оценены Rb-Sr возраста монофракций минералов и валовых составов пород: 2021±18 млн лет (фаза-1) и 1994±18 млн лет (фаза-2).

*Выводы:* Два родоначальных расплава (фазы) высокомагнезиальных пород Новомеловатского плутона кристаллизовались при одинаковой фугитивности кислорода, но с разными температурами и содержанием воды на верхнекоровом уровне. Бурые амфиболы унаследованы из мафит-ультрамафитового нижнекорового источника. Rb-Sr изохроны интерпретируются как результат вторичной перекристаллизации пород плутона за счет реактивации литосферы под действием удаленных напряжений.

**Ключевые слова:** палеопротерозой, диоритовые порфириты, тоналиты, гранодиориты, условия кристаллизации, вторичная перекристаллизация.

*Для цитирования:* Терентьев Р. А. Условия кристаллизации высокомагнезиальных гранитоидов Новомеловаткого плутона, Воронежский кристаллический массив // *Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология.* 2023. № 4. С. 91–105. DOI: <https://doi.org/10.17308/geology/1609-0691/2023/4/91-105>



Контент доступен под лицензией Creative Commons Attribution 4.0 License.

✉ Терентьев Роман Анатольевич, e-mail: [terentiev@geol.vsu.ru](mailto:terentiev@geol.vsu.ru)

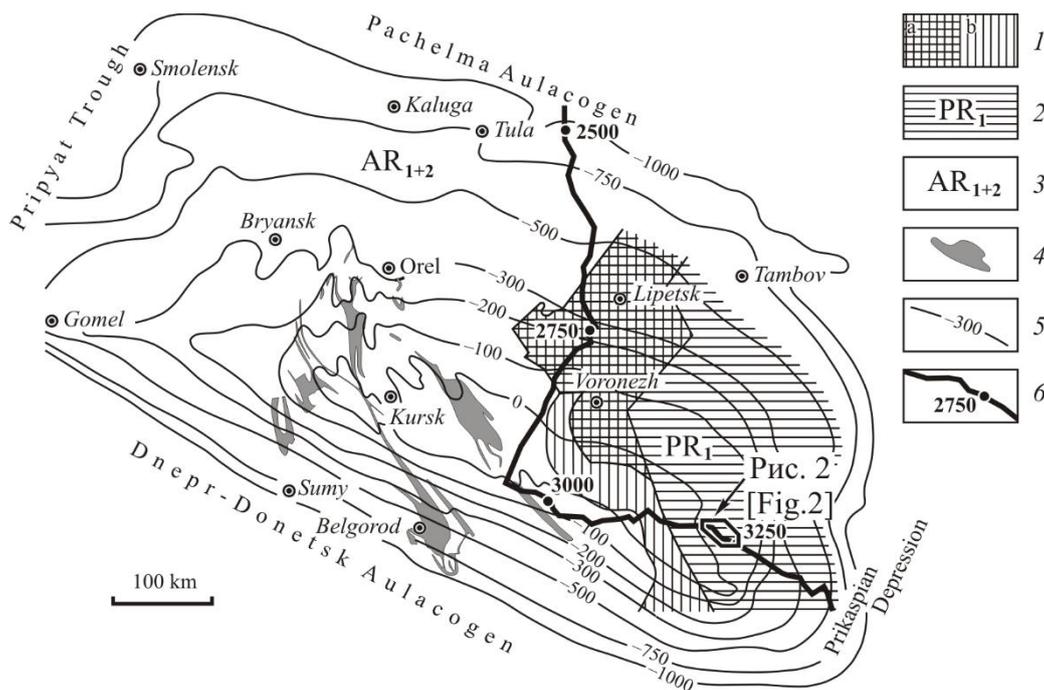
### Введение

Пристальное внимание исследователей уделено высокомагнезиальным гранитоидам (санукитоидам) архейского возраста ~2.95–2.54 млрд лет во многих древних кратонах [1–3]. Есть мнение, что высокомагнезиальные диориты/граниты характерны только для позднего архея [4]. Не смотря на это, геологические объекты подобные санукитоидам установлены и в фанерозойских [5], и в протерозойских террейнах [6]. Петрогенезис высокомагнезиальных средних-кислых по химизму магм до сих пор остается дискуссионным. К тому же, слабо исследованы условия кристаллизации таких магм, например, содержание H<sub>2</sub>O, фугитивность кислорода, температура и давления кристаллизации. Первое исследование, посвященное вопросам условий кристаллизации высокомагнезиальных гранитоидных магм, опубликовано недавно [7].

В статье речь пойдет о высокомагнезиальных гранитах/диоритах Новомеловатского массива палеопротерозойского возраста на территории Воронежского кристаллического массива (ВКМ). Для расшифровки условий кристаллизации рассматриваемых гранитоидов было проведено минералогическое, химическое и изотопное исследования.

### Геологическая позиция

ВКМ (рис. 1) представляет собой одну из наиболее крупных положительных структур Восточно-Европейского кратона (ВЕК), перекрытую осадочным чехлом мощностью 0–500 м. Новомеловатский интрузив прорывает метаморфизованные терригенные породы воронцовской серии. Воронцовская серия литологически однородна и представлена флишом чередованием метапесчаников и сланцев с различной долей углеродистого материала. Метаморфизованные песчано-сланцевые отложения прорываются постколлизийными высокомагнезиальными субвулканическими телами мафит–гранитоидного состава еланского комплекса ~2090 млн лет [8]; интрузиями серпентинизированных ультрамафитов, дифференцированными плутонами от плагиоультрамафитов до кварцевых диоритов, отнесенных к мамонскому комплексу ~2070 млн лет [8]; и гранитоидами бобровского комплекса, среди которых выделяются S- и А-типы ~2050–2070 млн лет [9].



**Рис. 1.** Схема структурно-тектонического районирования докембрийского фундамента ВКМ: 1 – палеопротерозойские вулканогенно-осадочные образования Лосевского (а) и Донского (b) террейнов, 2 – палеопротерозойские метаосадки Воронцовского террейна, 3 – архейские образования Сарматии, 4 – синклиновые структуры, выполненные палеопротерозойскими породами, 5 – изогипсы абсолютных отметок поверхности докембрийского фундамента, 6 – геотраверс 1-ЕВ и номера пикетов.

[Fig. 1. Structural-tectonic scheme of the VKM Precambrian basement: (1) – Paleoproterozoic volcano-sedimentary formations of the Losevo (a) and Don (b) terranes, (2) – Paleoproterozoic metasediments of the Vorontsovka terrane, (3) – Archean formations of Sarmatia, (4) – synclinal structures comprising Paleoproterozoic rocks, (5) – isohypses of absolute elevations of the Precambrian basement surface, (6) – geotransverse 1-EB and picket numbers.]

### Новомеловатский массив: строение, полевые взаимоотношения, химизм

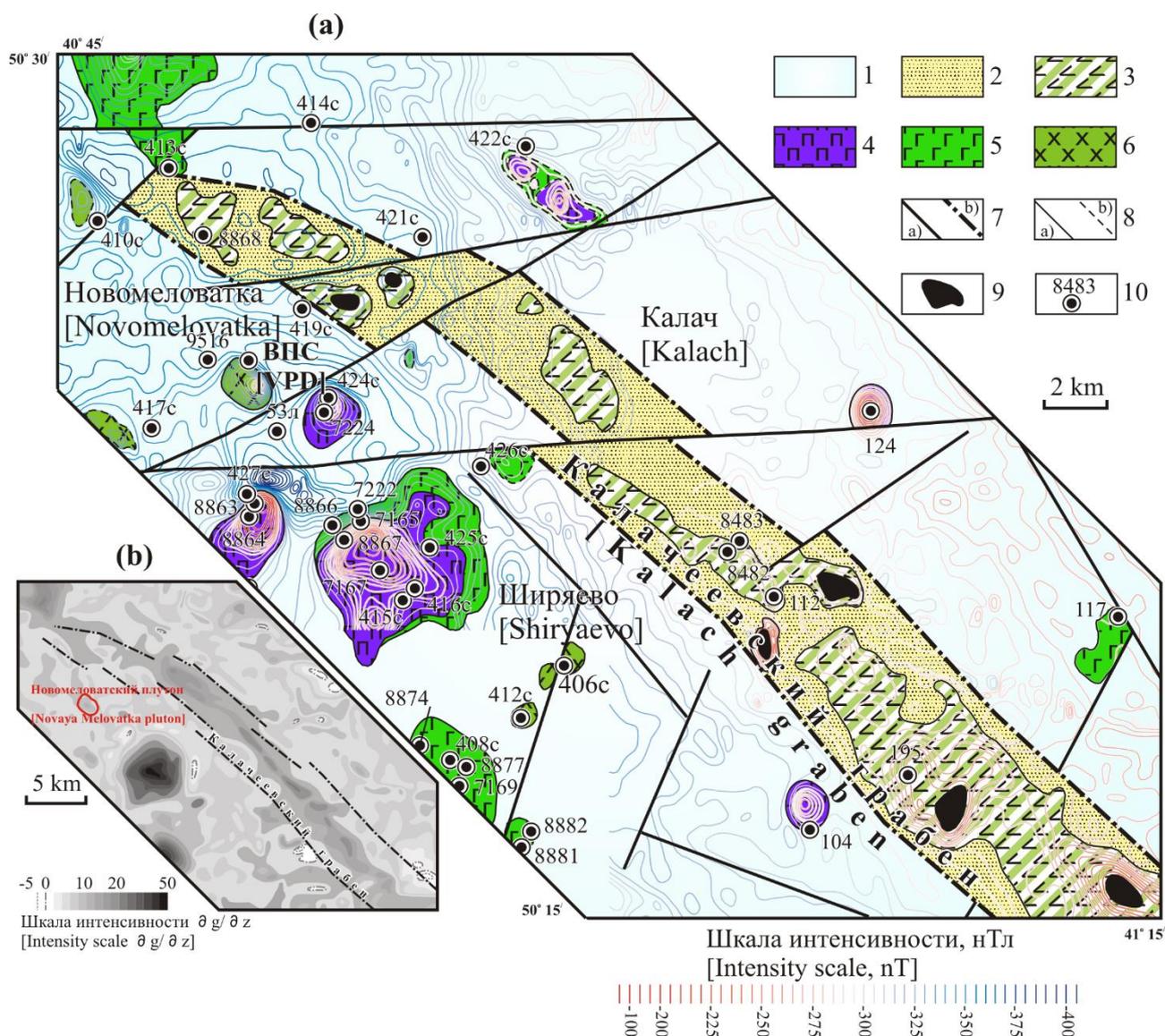
Новомеловатская интрузия (рис. 2) вскрыта в верхней части разреза Воронежской параметрической сква-

жины (ВПС, глубиной 3006 м), имеет двухфазное строение. Первая фаза представлена кварцевыми биотит-гиперстеновыми, биотит-двупироксеновыми диоритовыми порфиритами и монцодиоритовыми порфи-

ритами, породы второй фазы варьируют от кварцевых диоритов и тоналитов до кварцевых монцодиоритов и гранодиоритов вплоть до монцогранитов. Породы этих интрузивных фаз четко различаются по цвету, структурно-текстурным особенностям и составу пород, а последовательность их внедрения определяется по характеру контактовых взаимоотношений и присутствию ксенолитов ранней фазы в породах более поздней фазы.

Породы первой фазы слагают тело в верхней части разреза Новомеловатской интрузии, прослеживающееся до глубины 680 м, а также присутствуют в виде останца (интервал 696–702 м) мощностью 6 м среди образований второй фазы внедрения и серии маломощных (0.1–5 м) жил во вмещающих метатерригенных породах (глуб.

1830–1835 м, 1915–1920 м, 1933–1936 м, 1945–1947 м, 1958–1960 м, 1976 м, 1979.6–1980.6 м, 2185–2185.1 м). Породы первой фазы имеют зеленовато-темно-серую, темно-серую окраску и представлены биотит-гиперстеновыми диоритами. Резкая, порфировидная структура и тонкозернистость основной массы в породах первой фазы свидетельствуют о малоглубинных условиях формирования Новомеловатской интрузии. При этом средний размер кристаллов основной массы в верхних частях разреза наименьшая, что указывает на незначительную степень эродированности интрузивного массива. Наиболее ярко эндоконтактовая закалка проявлена в маломощных жильных телах, секущих вмещающие метатерригенные образования воронцовской серии.



**Рис. 2.** Геолого-геофизическая схема строения докембрийского фундамента района Воронежской параметрической скважины (ВПС) (а): 1 – метаморфизованные песчано-сланцевые отложения воронцовской серии; Калачевский грабен: 2 – груботерригенные отложения и 3 – базальт-андезиобазальты; 4 – ультрамафиты; 5 – габброиды и диориты; 6 – гиперстеновые, биотит-роговообманковые кварцевые диориты и гранодиориты Новомеловатского массива; 7 – тектонические нарушения (а) и предполагаемые границы грабена (b); 8 – границы, вскрытых скважинами (а) и предполагаемых (b) геологических тел; 9 – предполагаемые жерла палеовулканов; 10 – положение и номер скважин. Схема трансформированных локальных аномалий силы тяжести (b). Использованы неопубликованные аэрогеофизические данные (Левин Ф.Д. и др., 2011).

[Fig. 2. Simplified geological and geophysical architecture of the Precambrian basement of the Voronezh parametric drill hole (VPD) area (a): (1) – metamorphosed sandy-shale rocks of the Vorontsovka series; Kalach graben: (2) – coarse terrigenous rocks and (3) – basalts, basaltic andesites; (4) – ultramafic plutons; (5) – gabbroid and diorite plutons; (6) – hypersthene, biotite-hornblende quartz diorites and granodiorites of the Novaya Melovatka pluton; (7) – tectonic faults (a) and supposed boundaries of the graben (b); (8) – geological boundaries discovered by drill holes (a) and supposed (b); (9) – supposed paleovolcanic conduits; (10) – position and number of drill holes. Summary of local gravity anomalies (b). Unpublished airborne geophysical data were used (Levin F.D. et al., 2011).]

Породы второй фазы Новомеловатской интрузии слагают основное тело мощностью 870.5 м (инт. 680–1550.5 м), содержащее в своей верхней части останец пород первой фазы мощностью 6 м (инт. 696–702 м), а в нижней части – останец вмещающих метатерригенных пород мощностью 4 м (инт. 1415.5–1419.5 м). Кроме основного тела, породы второй фазы образуют три апофизы среди пород первой фазы мощностью 24 м (инт. 516–540 м), 29.5 м (инт. 546.5–576 м), 5 м (инт. 606–611 м) и две апофизы во вмещающих метатерригенных породах мощностью 63 м (инт. 1622–1685 м) и 64 м (инт. 1701–1765 м). Такое положение второй интрузивной фазы свидетельствует о ее внедрении по контактовой поверхности между породами первой фазы и вмещающими метатерригенными образованиями.

Контакты между породами первой и второй интрузивных фаз резкие, четкие, часто с заливообразными инъекциями в диоритовые порфириды и уменьшением зернистости пород второй фазы по мере приближения к контакту. Довольно часто на контакте в породах второй фазы наблюдается обособление более лейкократового материала, вплоть до образования полевошпат-кварцевых жил, что связано, вероятно, с инфильтрацией остаточного расплава. Такой характер контактов, а также присутствие ксенолитов диоритовых порфиритов в породах второй фазы однозначно свидетельствуют о последовательности формирования интрузивных фаз.

Образования второй фазы имеют серую до светло-серой окраску и представлены биотит-амфиболовыми гранитоидами. Преобладают кварцевые диориты, тоналиты и гранодиориты, породы состава кварцевых монцодиоритов и монцогранитов встречаются редко. Переходы между вещественными разновидностями пород постепенные.

В магматических образованиях второй фазы Новомеловатского массива присутствуют многочисленные ксенолиты, представленные обломками изометричной, овальной и неправильной формы размером 3×5, 5×10 см и более 50 см с четкими границами. Ксенолиты подразделяются на три группы [10]: (1) ортометаморфические ультрамафит-мафитовые с возрастом 2138±25 млн лет, (2) породы первой интрузивной фазы и (3) в различной степени ороговикованные вмещающие метатерригенные породы воронцовской серии. Ксеногенные образования в породах первой фазы плутона представлены микроксенолитами клинопироксенитов, часто со значительной примесью кальциевого плагиоклаза и редкими кристаллами оливина.

U-Pb изотопный возраст по цирконам пород первой и второй фаз внедрения Новомеловатского массива дал близкие значения от 2053 ± 10 до 2058 ± 22

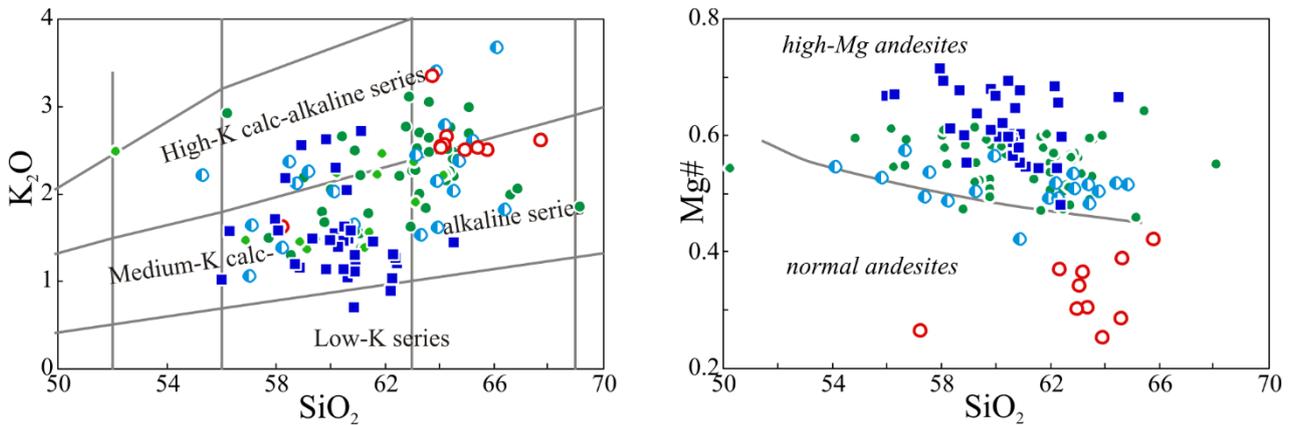
млн лет [8]. Дайковые породы аналогичного состава и возраста вскрыты глубокими скважинами в пределах Калачеевского грабена. Кроме того, массивы (например, Романовский) схожие по химизму предполагаются намного севернее Новомеловатского массива, в грабен-синклинорных структурах.

Образцы биотит-ортопироксеновых кварцевых диоритовых и монцодиоритовых порфиритов из Новомеловатского плутона демонстрируют умеренные вариации кремнезема (53.64–62.88 мас.%). Порфириты первой фазы имеют высокие содержания MgO и, соответственно, магнезиальности (Mg# = 0.48–0.71) не коррелирующей с SiO<sub>2</sub>. По химическому составу породы второй фазы относятся к габбродиоритам, диоритам и тоналитам+гранодиоритам [11] нормальной щелочности с вариациями SiO<sub>2</sub> от 50.25 до 68.12 мас.% (рис. 3). Диорит-тоналит-гранодиоритовая серия пород обогащена MgO (до 5.88 мас.%) и Mg# (0.46–0.64), что характерно для высокомагнезиальных гранитоидов. Резкое падение магнезиальности Mg# до 0.25 наблюдается в некоторых гранодиоритах и тоналитах, которые выделены в отдельную группу низкомагнезиальных гранитоидов второй фазы [12]. Высокомагнезиальные граниты второй фазы, кроме того, подразделены на низкотитанистые TiO<sub>2</sub> = 0.4–0.8 мас.% и высокотитанистые TiO<sub>2</sub> = 0.8–1.25 мас.% [12].

#### Методы исследования

Анализ Rb-Sr системы пород и минералов (ортопироксен, роговая обманка, биотит, плагиоклаз) производился с применением метода изотопного разбавления для определения концентраций рубидия и стронция. Для этого в предварительно растертые навески проб (100–150 мг) добавлялись взвешенные количества растворов смешанных индикаторов <sup>84</sup>Rb-<sup>84</sup>Sr. Затем подготовленные таким образом пробы разлагались в смеси азотной и плавиковой кислот. Выделение стронция для изотопного анализа производилось путем катионообменной хроматографии на смоле марки AG50W-X8. Изотопный анализ Rb и Sr производился на девятиколлекторном масс-спектрометре TRITON в статическом режиме. Коррекция на изотопное фракционирование стронция производилась при помощи нормализации измеренных значений по отношению <sup>88</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 8.37521. Нормализованные отношения приводились к значению <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 0.71025 в международном изотопном стандарте NBS-987. Погрешность определения содержания Rb и Sr составила 0.5 %. Анализы выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ.

Локальные анализы минералов выполнены на электронном микроскопе Jeol 6380LV с системой количественного энергодисперсионного анализа «Inca» (ВГУ, аналитик Н. С. Базиков). Условия анализа: ускоряющее



- первая фаза [first phase]
- вторая фаза [second phase]:
- высоко-Mg, низко-Ti [high-Mg, low-Ti]
- высоко-Mg, высоко-Ti [high-Mg, high-Ti]
- низко-Mg [low-Mg]

**Рис. 3.** Вариации  $K_2O$  и  $Mg\#$  ( $Mg/(Mg+Fe)$ ) относительно  $SiO_2$  в породах Новомеловатского плутона.  
**[Fig. 3.** Variations of  $K_2O$  and  $Mg\#$  ( $Mg/(Mg+Fe)$ ) versus  $SiO_2$  in the Novaya Melovatka pluton rocks.]

напряжение 20 кв, ток зонда 1.2 мА, 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

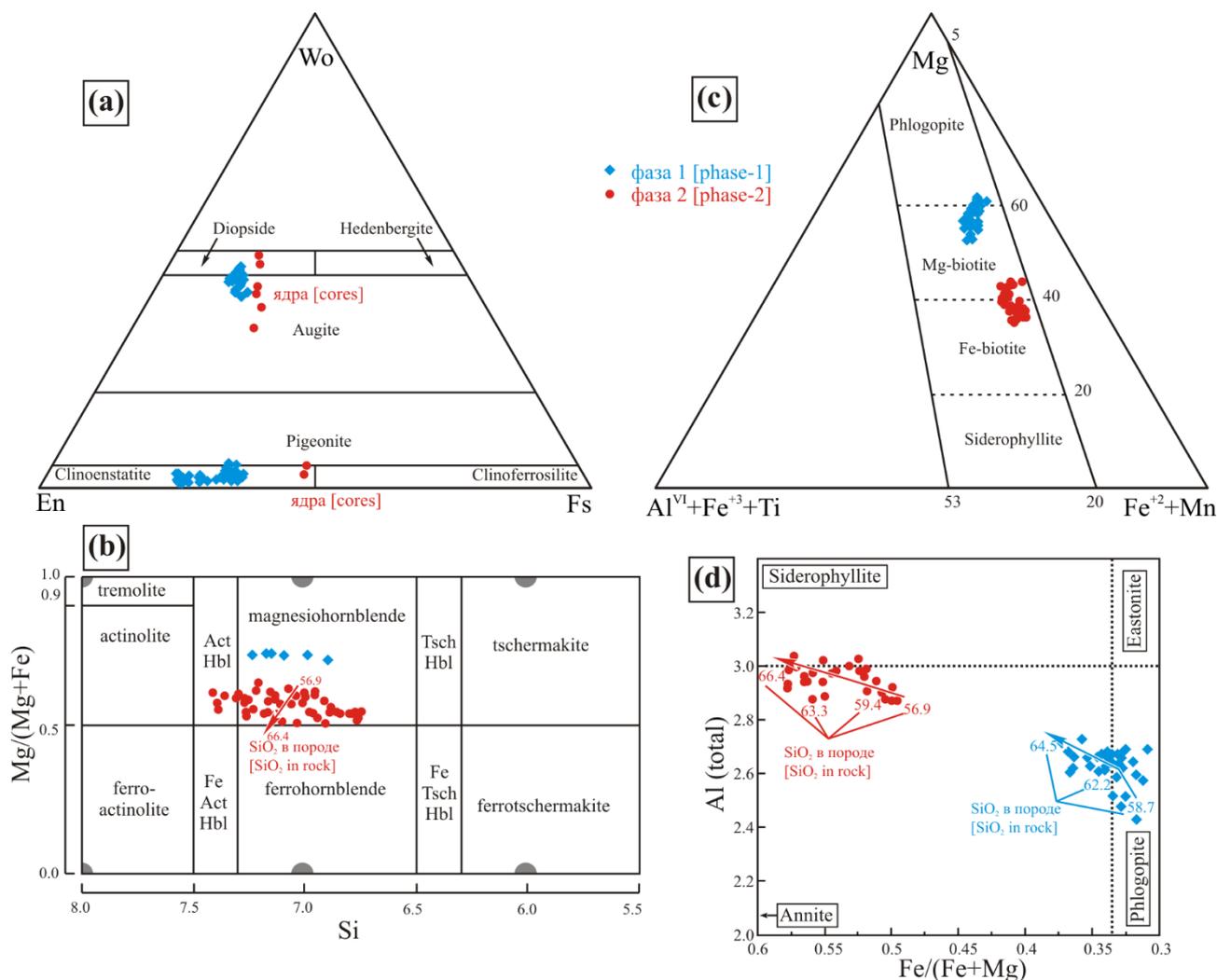
Диоритовые и монцодиоритовые порфириды первой фазы состоят из андезина-лабрадора  $An_{36-59,4}Ab_{29,6-63}Or_{0,6-2,1}$  (40–60 %), гиперстена  $Fs_{27,9-35,8}En_{61,8-70}Wo_{1,5-5,1}$  (12–33 %), биотита (7–17 %), кварца (5–12 %), калиевого полевого шпата  $Or_{82-96,7}$  (3–9 %), авгита  $Fs_{13,1-22,5}En_{39,8-48,2}Wo_{29,3-47}$  (до 5 %). Иногда суммарное содержание кварца и калиевого полевого шпата достигает 27–30 %, и этим обусловлены вариации состава пород от кварцевых диоритовых до кварцевых монцодиоритовых порфиритов. В единичных случаях присутствует роговая обманка (до 1 %). Текстура пород массивная, иногда пятнистая за счет сростков пироксенов, реже полосчатая за счет вариаций содержания меланократовых и лейкокатовых минералов и директивная, трахитоидная с предпочтительной ориентировкой лейстовидного плагиоклаза. Структура пород порфировидная, вкрапленники представлены пироксенами, биотитом, редко плагиоклазом. Вкрапленники пироксенов часто образуют гломерокристаллические сростки, в которых иногда присутствуют зерна оливина. Основная масса представлена тонко- до мелкозернистым агрегатом лейстовидного плагиоклаза с сыпью мелких зерен орто- и клинопироксена. Среди основной массы наблюдаются интерстициальные пойкилитовые выделения кварца, к которым приурочены зерна калиевого полевого шпата. Ассоциация первич-

ных аксессуарных минералов представлена цирконом, апатитом, монацитом, ильменитом и сульфидами. Вторичные изменения пород первой фазы сопровождаются хлоритизацией биотита и ортопироксена, замещением клинопироксена амфиболом актинолит-тремолитового ряда, а плагиоклаза – агрегатами кальцит-серицит-клиноцоизитового состава. Степень вторичных изменений резко возрастает в зонах повышенной трещиноватости.

Состав пород второй фазы: олигоклаз-андезин ( $An_{19-45}Ab_{50,6-79}Or_{0,2-5}$ ) = 35–70 %, актинолитовая роговая обманка = 0–40 %, биотит = 5–35 %, кварц = 5–25 %, калиевый полевой шпат ( $Or_{91-96,7}$ ) = 0–25 %. По соотношению калиевых и феррических минералов можно выделить лейко-, мезо- и меланократовые разновидности. Текстура пород чаще всего массивная, реже полосчатая за счет присутствия шпирообразных участков, обогащенных роговой обманкой и биотитом, иногда директивная с предпочтительной ориентировкой плагиоклаза, роговой обманки и биотита или пятнистая за счет скопления сростков роговой обманки. Структура мелко-, мелко-среднезернистая до среднезернистой, призматическозернистая, часто – порфировидная с более крупными выделениями плагиоклаза и роговой обманки. Аксессуарные минералы представлены цирконом, апатитом, титанитом, сульфидами, ильменитом, редко магнетитом.

### Химические составы мафических минералов

**Пироксены.** Клинопироксены в матрице кварцевых диоритовых порфиритов Новомеловатского массива по составу отвечают авгиту, а краевые части в самых лейкокатовых диоритоидах – салиту (рис. 4а). Закономерной зональности в клинопироксенах не установлено,



**Рис. 4.** Классификационные диаграммы для минералов из пород Новомеловатского плутона: (а) пироксены по [14]; (б) амфиболы по [13]; (с) биотиты по [15]; (d) биотиты по [16].  
**[Fig. 4.]** Classification of minerals from the Novaya Melovatka pluton rocks: (a) pyroxenes after [14]; (b) amphiboles after [13]; (c) biotites after [15]; (d) biotites after [16].

но магнезиальность широко варьирует Mg# 0.68–0.86. Ортопироксены, наоборот, имеют совершенно отчетливую зональность, когда центральные части кристаллов более магнезиальны, чем их края. Их составы классифицируются как гиперстены и железистые бронзиты.

Клинопироксены в центре бурых амфиболов из пород второй фазы менее магнезиальны по сравнению с пироксенами фазы-1 (Mg# = 0.65–0.69). Концентрации Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и TiO<sub>2</sub> варьируют и изменяются от 0.53 и 0.18 до 2.03 и 0.31 мас.%, соответственно. Редкие ортопироксеновые реликты в бурых роговых обманках имеют умеренную магнезиальность (Mg# около 0.51) и классифицируются как гиперстены. Их контрастно отличаются высокие содержания MnO до 1.1 мас.%

**Кальциевые амфиболы.** Амфиболы проанализированы в каждой разновидности пород: кварцевый диоритовый порфирит первой фазы, кварцевый диорит, тоналит и гранодиориты второй фазы. Согласно классификации Лика с соавторами [13], амфиболы Ново-

меловатского плутона являются магнезиальными роговыми обманками, и подчиненными актинолитовыми роговыми обманками (рис. 4b), крайне редко в ядрах диагностирован паргасит. Бурые ядра амфиболов из пород второй фазы плутона являются магнезиальными роговыми обманками с Mg# (Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)) варьирующей между 0.50 и 0.58. Содержания TiO<sub>2</sub> в них высокие, (1.14–1.16 мас.%), а содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> варьируют от 7.25 до 10.66 мас.%. По сравнению с бурыми амфиболами, зеленые амфиболы в матриксе и каймах вокруг бурых ядер характеризуются высокой магнезиальностью Mg# (0.54–0.66) и низкими содержаниями Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (2.32–7.38) и TiO<sub>2</sub> (0.19–0.97 wt.%). Магнезиальность амфиболов заметно падает от кварцевых диоритов с SiO<sub>2</sub> = 56.9 мас.% до гранодиоритов SiO<sub>2</sub> = 66.4 мас.% (рис. 4b).

**Интерстициальные** зеленые амфиболы из порфировидных кварцевых диоритов первой фазы соответствуют магнезиальным роговым обманкам и по составу отличаются от зеленых амфиболов из пород

второй фазы. Магнезиальность в них высокая ( $Mg\# = 0.73-0.74$ ) (рис. 4b). А содержания  $TiO_2$  и  $Al_2O_3$  изменяются от 0.45 до 0.49 мас.% и от 6.56 до 6.58 мас.%, соответственно.

**Биотиты.** Темная слюда в кварцевых диоритовых порфиритах Новомеловатского плутона варьирует по составу от флогопита до магнезиального биотита (рис. 4с, d).  $Fe/(Fe + Mg)$  в темных слюдах гранитоидов второй фазы закономерно увеличивается от кварцевых диоритов до гранодиоритов от 0.49 до 0.58 (рис. 4d). Биотиты пород первой и второй фаз различаются не только железистостью, но и по содержаниям  $Al_{tot}$ , которые в среднем составляют около 2.6 в кварцевых диоритовых порфиритах и около 2.9 в кварцдиорит–тоналит–гранодиоритовой серии пород.

**Акцессорные минералы.** Составы апатита (фторапатит), циркона, титанита, ильменита близки к идеальным формулам с незначительными примесями других компонентов, например Mo (до 8.9 %) в пирротине, Mn (2.2–4.6 %) в ильмените, Al (до 2.2 %) и Fe (до 1.3 %) в титаните. Отметим, что цирконы встречаются как

мелкие (< 0.2 мм) эвгедральные изометричные и удлиненные кристаллы, включенные в роговой обманке, биотите и плагиоклазе и, в очень редких случаях, имеют резорбированные ядра [8]. Апатит, как и циркон, встречается повсеместно в виде изометричных более 0,1 мм кристаллов. Игольчатый апатит с удлинением более 20 обнаружен в высококальциевой промежуточной зоне фенокристаллов плагиоклаза или в непосредственной близости от нее.

#### **Rb-Sr изотопные данные**

Полученные первичные отношения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  для диоритовых порфиритов первой фазы (0.702019–0.703473) и гранитоидов второй фазы (0.702794–0.703898) перекрываются между собой (табл. 1). Рассчеты изохронной зависимости показывают, что закрытие Rb-Sr изотопной системы в диоритовых порфиритах первой фазы происходило  $2021 \pm 18$  млн лет (рис. 5а), а в гранодиоритах второй фазы –  $1994 \pm 18$  млн лет назад (рис. 5b), что соответствует последовательности формирования интрузивных фаз Новомеловатского массива.

**Табл. 1.** Результаты изотопного Rb-Sr анализа пород и минералов Новомеловатской интрузии  
[Table 1. Results of Rb-Sr isotope analysis of rocks and minerals of the Novaya Melovatka pluton]

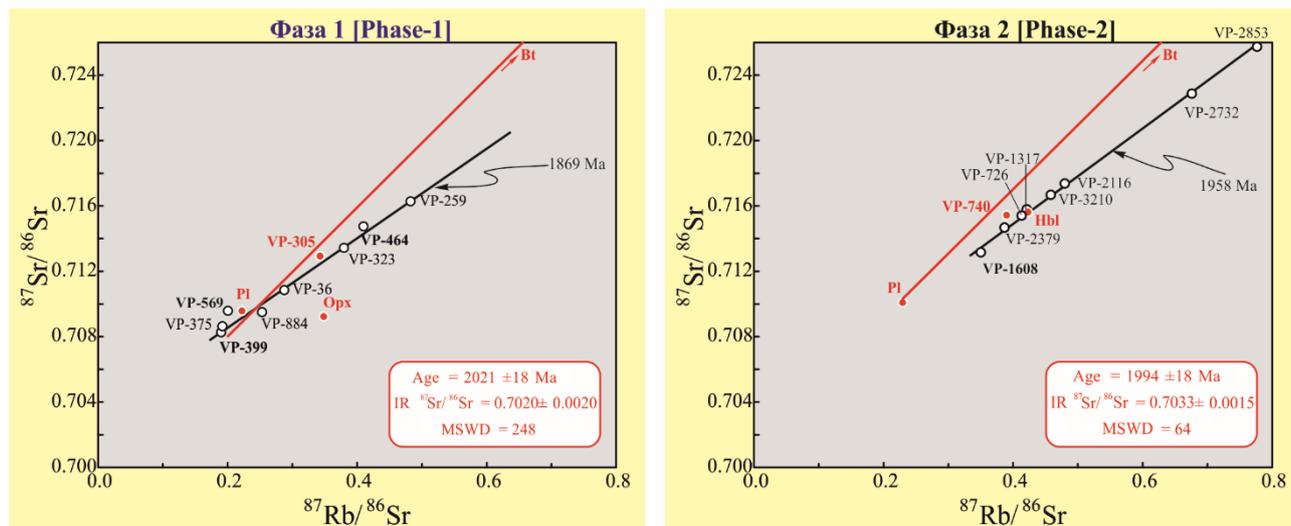
Фаза [Phase]	Образец [Sample]	Глубина, м [Depth, m]	Порода/Минерал [Rock/Mineral]	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
Первая [First]	VP-305	312.00–312.10	Диоритовый порфирит [Diorite-porphyrite]	48.80	411.6	0.3428	0.712926±20
	VP-305-Hy	312.00–312.10	Гиперстен [Hypersthene]	13.87	115.0	0.3485	0.709230±18
	VP-305-Pl	312.00–312.10	Плагиоклаз [Plagioclase]	61.89	804.9	0.2222	0.709574±21
	VP-305-Bt	312.00–312.10	Биотит [Biotite]	330.9	29.74	35.382	1.732473±20
	VP-569	484.36–484.38	Диоритовый порфирит [Diorite-porphyrite]	40.80	587.5	0.2007	0.709407±10
	VP-884	545.75–545.77	Диоритовый порфирит [Diorite-porphyrite]	42.51	483.2	0.2543	0.709627±12
Вторая [Second]	VP-726	517.61–517.84	Гранодиорит [Granodiorite]	37.91	183.6	0.5975	0.719180±10
	VP-740	520.87–521.00	Гранодиорит [Granodiorite]	64.62	478.9	0.3902	0.715418±10
	VP-740-Hbl	520.87–521.00	Роговая обманка [Hornblende]	4.631	31.66	0.4231	0.715603±24
	VP-740-Pl	520.87–521.00	Плагиоклаз [Plagioclase]	66.50	838.0	0.2294	0.710067±14
	VP-740-Bt	520.87–521.00	Биотит [Biotite]	189.6	19.56	30.401	1.576293±52

Примечание: остальные данные см. в работе [12].  
[Note: for other data, see the work [12].]

#### **Обсуждение результатов Литостатическое давление**

Оценки литостатического давления при кристаллизации пород осуществлены по содержаниям Al в роговой обманке [17]. Эти исследователи показали, что обший Al в роговой обманке из средних известково-щелочных пород увеличивается с увеличением литостатического давления. При этом, буферная ассоциация минералов должна быть представлена кварцем, кали-

евым полевым шпатом, плагиоклазом, биотитом, роговой обманкой, титанитом и Fe–Ti-оксидами [18]. Породы Новомеловатского плутона, первая и вторая фазы, удовлетворяют условию буферной ассоциации, и большая их часть являются средними и кислыми по составу. В работе использована модель Al-in-Hbl геобарометра, откалиброванная по экспериментальным данным [18], которые учитывают зависимость давления от температуры.



**Рис. 5.** Rb-Sr изохроны по валовым составам пород и минералов Новомеловатского плутона (фаза 1 и фаза 2).  
**[Fig. 5.** Rb-Sr isochrones based on the rock bulk compositions and minerals of the Novaya Melovatka pluton (phase-1 and phase-2).]

Оценки давлений в дифференциатах Новомеловатского плутона варьируют от 1.75 до 4.91 кбар, увеличиваясь от порфиридных кварцевых диоритов первой фазы до гранитоидов второй фазы. Причем максимальные давления получены по бурым ядрам амфиболов второй фазы (среднее  $3.83 \pm 0.11$  кбар). Высокие оценки давлений также характерны для реликтовых кристаллов амфиболов из мафитовых ксенолитов, они достигают 5.37 кбар при среднем значении  $4.48 \pm 0.17$  кбар. Последнее значение соответствует глубинам не менее 15 км, а если не исключать аномальные значения в центре крупных кристаллов (до 7.8 кбар), то глубины составят более 25 км. Эти данные согласуются с оценками глубинности ультрамафит-мафитовых ксенолитов из Новомеловатского плутона на уровне средней-нижней коры [10].

Кристаллизационные давления пород первой и второй фаз (по зеленым роговым обманкам) плутона хорошо соотносятся с наблюдаемым расположением интрузивного тела в верхней коре орогена, когда порфиры первой фазы гипсометрически выше гранитоидов второй фазы. Разница давлений бурых ядер и зеленой роговой обманки в гранитоидах второй фазы является минералогическим доказательством двухстадийной кристаллизации. Сначала кристаллизовались бурые амфиболы при относительно высоких давлениях, а затем образовывались зеленые амфиболы и/или каймы по бурым амфиболам при верхнекоровых давлениях. Порядок кристаллизации зеленых амфиболов и оценки давлений по их составам не оставляют сомнений, что их кристаллизация происходила на этапе внедрения Новомеловатского плутона в верхнюю кору. Тогда как происхождение бурых амфиболов возможно объяснить двумя способами: (1) кумулятивный генезис и кристаллизация в промежуточной камере с возможным частичным переуравновешиванием по отношению к вмещающей кислой магме [7, 19]; (2) унаследованность из обогащенного амфиболами мафит-ультрамафитового корового источника [20]. В работе [12] обосновывается второй вариант.

### Температура

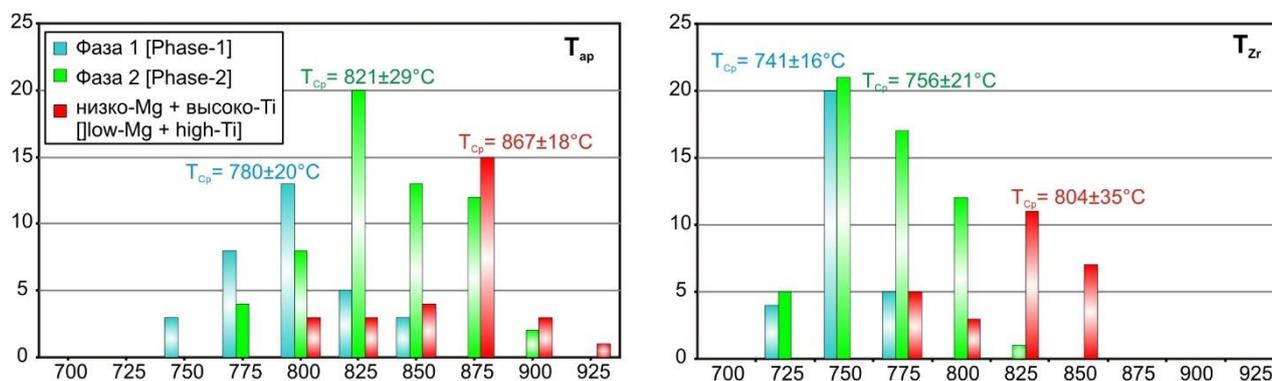
Ограничения температур кристаллизации плутона осуществлены по двум группам пород (фаза-1 и фаза-2) с использованием различных геотермометров (табл. 2, рис. 6). Согласно порядка кристаллизации минералов внутри групп интерпретирована эволюция температурного режима в магматической камере. В кварцевых диоритах первой фазы двупироксеновый термометр дает оценки температур ликвидусных фаз, а двуполевошпатовый и амфибол-плаггиоклазовый геотермометры – температуры солидуса. Так как пироксеновые реликты и бурые амфиболы пород второй фазы могли быть унаследованы из магматического источника, являются контаминатами или продуктами кристаллизации в промежуточной камере, то температуры полученные по их составам отражают параметры кристаллизации унаследованные от предыдущих магматических процессов. Минеральные геотермометры для пород первой фазы дали широкий диапазон температур от 902 до  $\sim 700^\circ\text{C}$ , тогда как для пород второй фазы получены ликвидус-субсолидус температуры в более узком интервале  $713\text{--}792^\circ\text{C}$  (табл. 2). Так как клинопироксен пород первой фазы ксеноморфен относительно фенокристаллов ортопироксена, т.е. кристаллизуется вторым, то оценки по двупироксеновому термометру хорошо соотносятся с минимальными температурами ликвидуса для пород аналогичной основности [26]. Если исключить температуры по унаследованным от предыдущих магматических событий минералам, то результат по амфибол-плаггиоклазовому геотермометру около  $754^\circ\text{C}$  является средним значением для пород второй фазы. Геотермометр с использованием формульных единиц Ti и Na+K в амфиболах [27] позволяет нам проследить термальную эволюцию пород второй фазы от  $\sim 800^\circ\text{C}$  до  $\sim 700^\circ\text{C}$ . Причем наиболее высокие значения характерны для зеленых амфиболов обрастающих бурые ядра, наиболее идиоморфных кристаллов и некоторых включений в плаггиоклазе, а наиболее низкие значения имеют амфиболовые каймы и ксеноморфные зерна из наиболее кислых пород (гранодиоритов).

**Табл. 2.** Оценки температур кристаллизации пород Новомеловатского плутона по данным различных геотермометров  
**[Table 2.** Estimations of crystallization temperatures of the Novaya Melovatka pluton rocks based on data from various geothermometers]

Группа пород [Rock type]	Температура, °C среднее (от...до) [Temperature, °C average (from...to)]	Интерпретация [Interpretation]	Геотермометр [Geothermometer]	Ссылки [References]
Фаза-1 [Phase-1]	902±37 (832–1006)	ликвидус [liquidus]	Орх-Срх	[21, 22]
	780±20 (744–821)	субсолидус [subsolidus]	Apatite saturation	[23]
	741±16 (703–766)	солидус [solidus]	Zircon saturation	[24]
	708–711	солидус [solidus]	Amp-Pl	[25]
	~700–720	солидус [solidus]	Two-Feldspar	[22]
Фаза-2 [Phase-2]	921±32 (875–964)	унаследованная [inherited]	Орх-Срх	[21, 22]
	828±4 (800–866)	унаследованная (коричневый амфибол) [inherited (brown amphibole)]	Amp-Pl	[25]
	754±5 (713–792)	ликвидус (зеленый амфибол) [liquidus (green amphibole)]	Amp-Pl	[25]
	821±29 (762–883)	ликвидус–субсолидус [liquidus -subsolidus]	Apatite saturation	[23]
	756±21 (716–794)	солидус [solidus]	Zircon saturation	[24]

Примечание: в таблицу не вошли оценки  $T_{Zr}$  и  $T_{Ap}$  по высокотитанистым и низкомагнезиальным разновидностям второй фазы плутона.

[Note: the table does not include estimations of  $T_{Zr}$  and  $T_{Ap}$  for high-Ti and low-Mg rocks of the second phase.]



**Рис. 6.** Гистограммы, демонстрирующие расчетные Zr-насыщения [24] и Ap-насыщения [23] температуры для отдельных типов пород Новомеловатского плутона.

**[Fig. 6.** Histograms showing the calculated Zr-saturation [24] and Ap-saturation [23] temperatures for the rock types of the Novaya Melovatka pluton.]

Дополнительные ограничения на температуры кристаллизации определены расчетом температур насыщения пород апатитом ( $T_{Zr}$ ) и цирконом ( $T_{Ap}$ ). Расчетные  $T_{Ap}$  варьируют от 744 до 821°C и от 762 до 883°C в породах первой и второй фаз, соответственно, и повышаются до 820–902°C в высоко-Ti и низко-Mg группах пород второй фазы.  $T_{Zr}$  рассчитанные по модели [24] для всех групп пород стабильно ниже на 50–100°C чем  $T_{Ap}$  и составляют 703–766°C и 716–794°C в поро-

дах первой и второй фаз, соответственно, и повышаются до 762–838°C в высоко-Ti и низко-Mg группах пород второй фазы. Следует заметить, что в более магнезиальных и магнезиальных породах первой фазы оценки температур обоими методами меньше чем в кислых породах второй фазы, особенно относительно высоко-Ti и низко-Mg групп. Предлагается [28], что  $T_{Zr}$  рассчитанные по составу пород дают минимальные оценки температур, если магма была недосыщена Zr

(породы без признаков унаследованного циркона) и максимальные, если магма насыщена Zr (породы с унаследованным цирконом). Тогда отсутствие ядер в цирконах и корреляции Zr с SiO<sub>2</sub> и MgO в породах фазы-1 свидетельствуют о недосыщенности их Zr и, следовательно, о тождественности T<sub>Zr</sub> низкотемпературной солидусной области. И наоборот, присутствие ядер в цирконах, отрицательная корреляция Zr с SiO<sub>2</sub> в высоко-Ti группе пород фазы-2, сначала увеличение концентраций Zr до SiO<sub>2</sub>=64%, а затем уменьшение Zr в породах фазы-2 доказывают пересыщенность Zr первых и насыщенность Zr в определенную стадию дифференциации вторых и, следовательно о тождественности T<sub>Zr</sub> высокотемпературной солидусной области. Примерно такие же соотношения в породах Новомеловатского плутона наблюдаются для фосфора и главных оксидов SiO<sub>2</sub> и MgO. Учитывая раннюю кристаллизацию апатита во всех типах пород оценки T<sub>Ap</sub> соответствуют субсолидусной области. Наличие относительно крупного апатита в зоне сочленения бурых и зеленых роговых обманок пород фазы-2 наряду с резким уменьшением P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> от средних к кислым породам свидетельствуют о пересыщенности апатитом [29] и о возможной кристаллизации апатита в области ликвидуса.

#### **Фугитивность кислорода**

Многочисленные исследования продемонстрировали, что фугитивность кислорода оказывает влияние на Fe/(Fe+Mg) в темноцветных силикатах [18, 27, 30]. Поэтому многие авторы при вычислении fO<sub>2</sub> опираются на составы амфиболов, пироксенов, биотитов. Если следовать этой логике, то при фиксированной температуре и согласно составам зеленых амфиболов с Mg# = 0.50–0.66 в породах второй фазы fO<sub>2</sub> должна быть высокой, по крайней мере выше буфера NNO+2.5 [27]. Однако, этому противоречит практически повсеместное отсутствие магнетита, который в кислых системах кристаллизуется при высокой фугитивности кислорода. Обилие ильменита в гранитоидах Новомеловатского и других плутонов мира интерпретируется как признак ильменитовой серии гранитоидов, кристаллизующихся при низкой fO<sub>2</sub> [31, 32, 33]. Отсутствие или малое количество магнетита в оксидированных магмах объясняется замещением его эпидотом во время магматической кристаллизации [7]. Однако, магматический эпидот в породах Новомеловатского плутона не обнаружен. Как мы видим, единственно возможным объяснением наблюдаемых высокомагнезиальных составов как амфибола, так и биотита может быть добавление в расплав серы. Сцаиллет и Эванс [27] показали, что добавление серы в расплав приводит к увеличению магнезиальности роговой обманки. В присутствии пирротина (часто встречающийся сульфид в породах обеих фаз плутона) fO<sub>2</sub> не превышает NNO+1,4 [27]. Состав биотитов (Mg# = 0.42–0.52) второй фазы соответствует фугитивности около NNO+0.5, что подтверждает близкие к восстановительным редокс условия кристаллизации расплавов второй фазы Новомеловатского плутона. Проанализировав

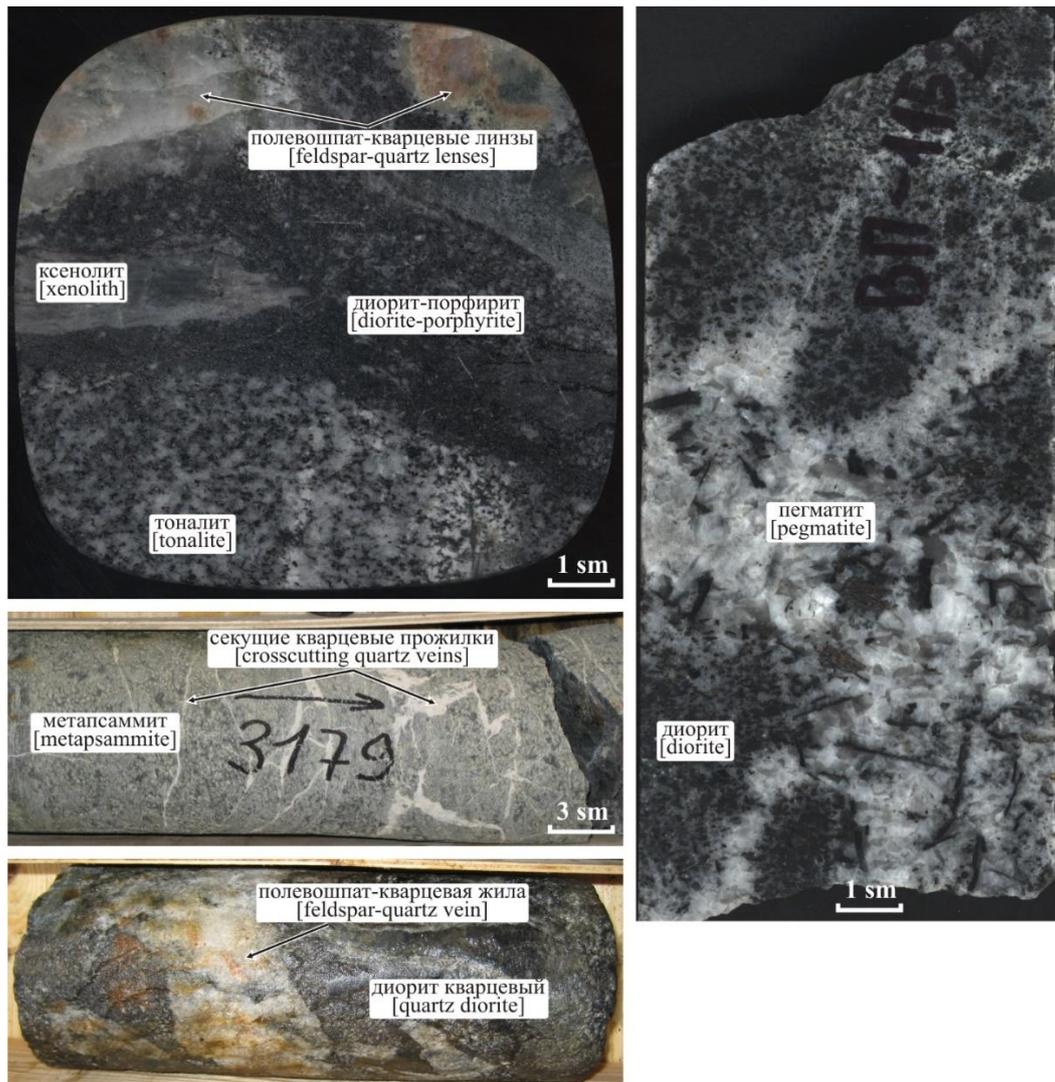
выше изложенные доводы заключаем, что породы фазы-2 кристаллизовались при fO<sub>2</sub> между NNO и NNO +1. Такие же признаки (отсутствие магнетита, присутствие пирротина) характерны для высокомагнезиальных пород фазы-1, что при более высокой магнезиальности биотита (Mg# = 0.63–0.69), амфибола (Mg# около 0.74) и клинопироксена (Mg# = 0.68–0.86) при 750, 710 и 900°C, соответственно очень близко к буферу NNO.

#### **Содержание воды**

Присутствие амфибола, незначительное в кварцевых диоритовых порфиридах и очень обильное в среднем 12.5 % (от 1.4 до 31.1 %) в породах второй фазы Новомеловатского плутона свидетельствует об определенной степени газофлюидонасыщенности магм в стадию предшествовавшую внедрению в верхнюю кору [например, 30]. Содержания воды в эту стадию были определены используя метод Ридолфи и др. [34] и метод "толеитового индекса" [35]. По методу "толеитового индекса" (ТНИ, Tholeiitic Index) прогнозируемое содержание водного флюида в средних магмах первой фазы составило 2.79 % при ТНИ = 0.93; в магмах второй фазы 5.35 % при ТНИ = 0.72. Используя параметр <sup>61</sup>Al\* вычисленный по составам афиболов, метод Ридолфи и др. [34] дал содержания воды около 2.3–2.6 % и до 9.5 % при среднем 3.7 %, соответственно. Высокое содержание воды в магмах второй фазы внедрения Новомеловатского плутона подтверждается также: ранней кристаллизацией Fe–Ti оксидов, идиоморфизмом кристаллов роговой обманки, наличием включений роговой обманки в крупных кристаллах плагиоклаза, отсутствием реликтов пироксенов в зеленой роговой обманке (относящейся к стадии кристаллизации плутона). Эти же признаки свидетельствуют о кристаллизации амфибола как ликвидусной фазы в большинстве пород кварцдиорит–тоналит–гранодиоритовой серии. И наоборот, малое количество роговых обманок, их интрестициальный характер, широкое развитие пироксенов в породах первой фазы внедрения свидетельствует о маловодности первичных магм и о кристаллизации амфиболов в качестве субсолидусной фазы.

#### **Вторичная перекристаллизация**

Вполне возможно, что вода как несовместимый компонент в магмах могла накапливаться в кислых дериватах и привести к вторичным изменениям интрузивных пород обеих фаз, проявившихся в сосюритизации плагиоклазов, актинолитизации роговых обманок, хлоритизации биотита и ортопироксенов. Нарушение Rb-Sr изотопной системы и омоложение изотопных дат в свою очередь могли быть связаны с вторичными изменениями пород плутона. Полученная Rb-Sr изохрона значительно моложе, чем возраст по данным U-Pb изотопного анализа цирконов [8], что свидетельствует, вероятно, о значительно большей подвижности изотопов рубидия и стронция в более низкотемпературных условиях и более позднем закрытии Rb-Sr изотопной системы.



**Рис. 7.** Фотографии керн Воронежской параметрической скважины, демонстрирующие жилы мелкозернистых и пегматоидных кварц-полевошпатовых пород секущих как вмещающие метаосадки, так и породы Новомеловатского плутона.  
**[Fig. 7.** Photos from the Voronezh parametric drill hole samples showing veins of fine-grained and pegmatoid quartz-feldspar rocks crosscutting both the host metasediments and the Novaya Melovatka pluton rocks.]

Ортопироксены первой фазы и роговые обманки второй фазы - наиболее подверженные вторичным изменениям породообразующие минералы Новомеловатского плутона. За ними следует сосюритизированный плагиоклаз. Вторичные изменения начинаются вдоль трещин, которыми разбиты минералы, а затем захватывают весь кристалл. Так как избежать попадания в монофракции трещиноватых и в некоторой степени измененных минералов не удалось, то ожидаемо наблюдаемое отклонение монофракций подверженных вторичным изменениям минералов на графиках эрохронной зависимости (см. рис. 5). Составы монофракций ортопироксенов и роговых обманок смещены относительно изохрон, поэтому и составы валовых проб демонстрируют аналогичное отклонение. Расчеты изохронного возраста по валовым составам оказываются еще меньше 1869 и 1958 млн лет, чем Rb-Sr возраст монофракций. Это связано с вторичной перекристаллизацией пород, инициированной, скорее всего, более поздними про-

явлениями магматизма, например, анорогенного. Примерами магматизма моложе 2000 млн лет [36] служат флюидонасыщенные, содержащие щелочные породы октябрьского пироксенит-сиенитового и южнокальчикского феррогаббро-гранитного комплексов Восточно-Приазовского блока Украинского щита, коррелирующего через Днепровско-Донецкий авлакоген с образованиями ВКМ (восточная окраина Сарматского сегмента Восточно-Европейского кратона). Вероятные проявления эндогенной активности 2000 млн лет представлены кварцевыми жилками, кварц-полевошпатовыми мелкозернистыми и пегматоидными жилами (рис. 7) секущими как вмещающие толщи воронцовской серии, так и изученные породы Новомеловатского плутона. Если очевидные магматические события отсутствуют, то аномально молодые Rb-Sr возрасты отмечают эпизоды инфильтрации флюидов в гранитоидные комплексы или их окружение как ответ на реактивацию литосферы под действием удаленных напряжений [37].

### Выводы

1) Расчеты основанные на составах пород и породообразующих минералов демонстрируют, что родоначальные расплавы высокомагнезиальных средних пород первой фазы Новомеловатского плутона были маловодны (менее чем 3 мас. % растворенной H<sub>2</sub>O), с кристаллизационными температурами в интервале 902–720°C.

2) Родоначальные расплавы второй фазы Новомеловатского плутона были водонасыщенными (более чем 6 мас. % растворенной H<sub>2</sub>O), с кристаллизационными температурами в интервале 820–716°C.

3) Обе фазы кристаллизовались при фугитивности кислорода между NNO и NNO +1.

4) Геобарометрия (Al-в-амфиболе) показывает кристаллизацию Новомеловатского плутона на верхнекоревом уровне (1.7–2.4 кбар). Унаследованные из магматического источника или контамината бурые ядра роговых обманок образовались на глубине более 25 км в нижней коре.

5) Оценен Rb-Sr возраст минеральных монофракций и валовых составов: 2021±18 млн лет (фаза-1) и 1994±18 млн лет (фаза-2). Эти изохроны интерпретируются как результат вторичной перекристаллизации пород плутона за счет реактивации литосферы под действием удаленных напряжений.

*Конфликт интересов:* Автор декларирует отсутствие явных и потенциальных конфликтов интересов, связанных с публикацией настоящей статьи.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Heilimo E., Halla J., Hölttä P. Discrimination and origin of the sanukitoid series: geochemical constraints from the Neoproterozoic western Karelian Province (Finland) // *Lithos*. 2010. Vol. 115. P. 27–39.
2. Martin H., Smithies R. H., Rapp R., Moyen J. F., Champion D. An overview of adakite, TTG, and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // *Lithos*. 2005. Vol. 79 (1–2). P. 1–24.
3. 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. Vol. 51 (6). P. 1237–1266.
4. Smithies R. H. and Champion D. C. The Archean high-Mg diorite suite: links to Tonalite–Trondhjemite–Granodiorite magmatism and implications for early Archean crustal growth // *J. Petrol.* 2000. Vol. 41 (12). P. 1653–1671.
5. Chiaradia M., Muntener O., Beate B. Quaternary Sanukitoid-like Andesites Generated by Intracrustal Processes (Chacana Caldera Complex, Ecuador): Implications for Archean Sanukitoids // *J. Petrol.* 2014. Vol. 55(4). P. 769–802.
6. Stevenson R., Henry P., Gariépy C. Assimilation-fractional crystallization origin of Archean sanukitoid suites: Western Superior Province, Canada // *Precambrian Res.* 1999. Vol. 96. P. 83–99.
7. Oliveira M. A., Dall’Agnol R., Scaillet B. Petrological Constraints on Crystallization Conditions of Mesoarchean Sanukitoid Rocks, Southeastern Amazonian Craton, Brazil // *J. Petrol.* 2010. Vol. 51 (10). P. 2121–2148.
8. 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 // *Precambrian Res.* 2016. Vol. 273. P. 165–184.

9. 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 формирования // *Петрология*. 2014. Т. 22. № 3. С. 235–264.

10. Терентьев Р. А. Природа ксенолитов из Новомеловатской интрузии Воронежского кристаллического массива // *Геохимия*. 2015. № 12. С. 1069–1093.

11. Middlemost E.A.K. Naming materials in the magma/igneous rock system // *Earth-Science Reviews*. 1994. Vol. 37. P. 215–224.

12. Terentiev R. A., Santosh M. Post-collisional high-Mg granitoids from the Paleoproterozoic East Sarmatian Orogen (East European Craton): evidence for crust–mantle interaction // *Lithos*. 2017. Vol. 274–275. P. 271–290.

13. Leake B. E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kirsh H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral names // *Can. Mineral.* 1997. Vol. 35. P. 219–246.

14. Poldervaart A., Hess H. H. Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma // *J. Geol.* 1951. Vol. 59(5). P. 472–489.

15. Foster M. D. Interpretation of the Composition of Trioctahedral Micas // *U.S.G.S. Prof. Paper*. 1960. Vol. 354B. P. 1–49.

16. Speer J. A. Micas in igneous rocks / Bailey S.W. (ed) Micas // *Rev. Mineral.* 1984. Vol. 13. P. 299–356.

17. Hammarstrom J. M., Zen E. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer // *Am. Mineral.* 1986. Vol. 71. P. 1297–1313.

18. Anderson J. L., Smith D. R. The effects of temperature and fO<sub>2</sub> on the Al-in-hornblende barometer // *Am. Mineral.* 1995. Vol. 80. P. 549–559.

19. Janoušek V., Braithwaite C. J. R., Bowes D. R., Gerdes A. Magma-mixing in the genesis of Hercynian calc-alkaline granitoids: an integrated petrographic and geochemical study of the Sázava intrusion, Central Bohemian Pluton, Czech Republic // *Lithos*. 2004. Vol. 78. P. 67–99.

20. Tiepolo M., Langone A., Morishita, T. Yuhara M. On the recycling of amphibole-rich ultramafic intrusive rocks in the Arc Crust: Evidence from Shikanoshima Island (Kyushu, Japan) // *J. Petrol.* 2012. Vol. 53 (6). P. 1255–1285.

21. Lindsley D. H. Pyroxene thermometry // *Am. Mineral.* 1983. Vol. 68. P. 477–493.

22. Putirka K. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems // Putirka K. Tepley F. (eds.) Minerals, Inclusions and Volcanic Processes, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, Mineralogical Soc. Am. 2008. Vol. 69. P. 61–120.

23. Harrison T. M., Watson E. B. The behaviour of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1984. Vol. 48. P. 1467–1477.

24. Watson E. B., Harrison T. M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // *Earth Plan. Sci. Lett.* 1983. Vol. 64. P. 295–304.

25. Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1994. Vol. 116. P. 433–447.

26. Johannes W., Holtz F. Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks. Springer, Berlin, 1996.

27. Scaillet B., Evans B. W. The June 15, 1991, eruption of Mount Pinatubo: I. Phase equilibria and pre-eruption P–T–fO<sub>2</sub>–

- fH<sub>2</sub>O conditions of the dacite magma // *J. Petrol.* 1999. Vol. 40. P. 381–411.
28. Miller C. F., McDowell S. M., Mapes R. W. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance // *Geology.* 2003. Vol. 31. P. 529–532.
29. Hoskin, P. W. O., Kinny P. D., Wyborn D., Chappell B. W. Identifying accessory mineral saturation during differentiation in granitoid magmas: an integral approach // *J. Petrol.* 2000. Vol. 41. P. 1365–1396.
30. Bogaerts, M., Scaillet B., Auwera J. V. Phase equilibria of the Lyngdal granodiorite (Norway): implications for the origin of metaluminous ferroan granitoids // *J. Petrol.* 2006. Vol. 47. P. 2405–2431.
31. Ishihara S. The redox state of granitoids relative to tectonic setting and earth history: The magnetite–ilmenite series 30 years later // *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh.* 2004. Vol. 95. P. 23–33.
32. Shimizu M. The Tokuwa Batholith, Central Japan – An Example of Occurrence of Ilmenite-series and Magnetite-series Granitoids in a Batholith. University Museum, University of Tokyo Bulletin, 1986. Vol. 28. 143 p.
33. Terentiev R. A., Santosh M. High magnesian granitoids in the Precambrian continental crust: implication for the continuum between ferro-potassic and magnesio-potassic rock suites // *Lithos.* 2018. Vol. 314–315. P. 669–682.
34. Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: An overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2010. Vol. 160. P. 45–66.
35. Zimmer M. M., Plank T., Hauri E. H., Yogodzinski G. M., Stelling P., Larsen J., Singer B., Jicha B., Mandeville C., Nye C. J. The Role of Water in Generating the Calc-alkaline Trend: New Volatile Data for Aleutian Magmas and a New Tholeiitic Index // *J. Petrol.* 2010. Vol. 51. P. 2411–2444.
36. Щербак Н. П., Артеменко Г. В., Лесная И. М., Пономаренко А. Н., Шумлянский Л. В. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой. Киев: НАН Украины. 2008. 240 с.
37. Vandenburg E. D., Nebel O., Cawood P. A., Smithies R. H., Capitanio F. A., Miller L. A., Millet M.-A., Bruand E., Moyon J.-F., Wang X., Raveggi M., Jacobsen Y. The stability of cratons is controlled by lithospheric thickness, as evidenced by Rb-Sr overprint ages in granitoids // *Earth and Planetary Science Letters.* 2023. Vol. 621. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2023.118401>

Терентьев Роман Анатольевич, к.г.-м.н., в.н.с., Воронежский государственный университет, Воронеж, Российская Федерация; e-mail: terentiev@geol.vsu.ru; ORCID 0000-0001-9733-6085

Автор прочитал и одобрил окончательный вариант рукописи.

Roman A. Terentiev, PhD in Geol-Min., Leading Researcher, Voronezh State University, Voronezh, Russian Federation; e-mail: terentiev@geol.vsu.ru; ORCID 0000-0001-9733-6085

Author have read and approved the final manuscript.

## Crystallization conditions of high-magnesian granitoids of the Novaya Melovatka pluton, Voronezh crystalline massif

©2023 R. A. Terentiev✉

*Voronezh State University, 1 Universitetskaya pl.,  
394018, Voronezh, Russian Federation*

### Abstract

**Introduction:** The petrogenesis of high-magnesium granitoids remain debated. The crystallization conditions these magmas have been poorly studied.

**Methodology:** Mineralogical, chemical and isotopic studies of the Paleoproterozoic Novaya Melovatka pluton of high-magnesium granitites were carried out to decipher the crystallization conditions.

**Results and discussion:** The pluton is composed of biotite-orthopyroxene quartz dioritic and monzodioritic porphyrites (Phase 1) and medium-grained biotite-amphibole quartz diorite, tonalite and granodiorite (Phase 2) containing and commingled Phase 1 mafic magmatic enclaves. Computations based on mineral and rock composition show that the parental magmas of the Phase 1 were water-poor (less than 3 wt. % dissolved H<sub>2</sub>O), with crystallization temperatures in the range 902–720°C. The parental magmas of the Phase 2 were water-rich (more than 6 wt. % dissolved H<sub>2</sub>O), with crystallization temperatures in the range 820–716°C. The suite crystallized at fO<sub>2</sub> between NNO and NNO +1. Geobarometry (aluminium-in-hornblende) indicates crystallization at upper-crustal depths (i.e. 1.7–2.4 kbar). The maximum pressure was obtained from brown amphibole cores of the Phase 2 and relict amphibole crystals of the mafic xenoliths (up to 7.8 kbar). The Rb-Sr ages of mineral fractions and whole rock compositions were estimated: 2021±18 Ma (Phase 1) and 1994±18 Ma (Phase 2).

**Conclusion:** The two parental melts (phases) of high-magnesium rocks of the Novaya Melovatka pluton crystallized at the same oxygen fugacity, but under different temperatures and water content at the upper crustal level. The brown amphibole were inherited from mafic-ultramafic lower crustal source. The Rb-Sr isochrons are interpreted as a result of secondary recrystallization of the rocks due to lithosphere reactivation by distant stresses.

**Keywords:** paleoproterozoic, diorite porphyrites, tonalites, granodiorites, crystallization conditions, secondary recrystallization.

**For citation:** Terentiev R. A. Crystallization conditions of high-magnesian granitoids of the Novaya Melovatka pluton, Voronezh crystalline massif // *Vestnik Voronezhskogo gosudarstvennogo universiteta. Seriya: Geologiya – Proceedings of Voronezh State University. Series: Geology*, 2023, no. 4, pp. 91–105. DOI: <https://doi.org/10.17308/geology/1609-0691/2023/4/91-105>

**Conflict of interests:** The author declare the absence of obvious and potential conflicts of interest related to the publication of this article.



The content is available under Creative Commons Attribution 4.0 License.

✉ Roman A. Terentiev, e-mail: [terentiev@geol.vsu.ru](mailto:terentiev@geol.vsu.ru)

## REFERENCES

1. Heilimo E., Halla J., Hölttä P. Discrimination and origin of the sanukitoid series: geochemical constraints from the Neoproterozoic western Karelian Province (Finland). *Lithos*, 2010, vol. 115, pp. 27–39.
2. Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J. F., Champion D. An overview of adakite, TTG, and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 2005, vol. 79 (1–2), pp. 1–24.
3. 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, vol. 51 (6), pp. 1237–1266.
4. Smithies R. H. and Champion D. C. The Archean high-Mg diorite suite: links to Tonalite–Trondhjemite–Granodiorite magmatism and implications for early Archean crustal growth. *J. Petrol.*, 2000, vol. 41 (12), pp. 1653–1671.
5. Chiaradia M., Muntener O., Beate B. Quaternary Sanukitoid-like Andesites Generated by Intracrustal Processes (Chacana Caldera Complex, Ecuador): Implications for Archean Sanukitoids. *J. Petrol.*, 2014, vol. 55(4), pp. 769–802.
6. Stevenson R., Henry P., Gariépy C. Assimilation-fractional crystallization origin of Archean sanukitoid suites: Western Superior Province, Canada. *Precambrian Res.*, 1999, vol. 96, pp. 83–99.
7. Oliveira M. A., Dall’Agnol R., Scaillet B. Petrological Constraints on Crystallization Conditions of Mesoarchean Sanukitoid Rocks, Southeastern Amazonian Craton, Brazil. *J. Petrol.*, 2010, vol. 51 (10), pp. 2121–2148.
8. 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. *Precambrian Res.*, 2016, vol. 273, pp. 165–184.
9. Savko K. A., Samsonov A. V., Larionov A. N., Larionova Ju. O., Bazikov N. S. Paleoproterozojskie granity A- i S-tipa vostoka Voronezhskogo kristallicheskogo massiva: geohronologija, petrogenesis i tektonicheskaja obstanovka formirovaniya [Paleoproterozoic A- and S-granites in the eastern Voronezh Crystalline Massif: geochronology, petrogenesis, and tectonic setting of origin]. *Petrologija – Petrology*, 2014, vol. 22 (3), pp. 205–233 (In Russ.)
10. Terent'ev R. A. Priroda ksenolitov iz Novomelovatskoj intruzii Voronezhskogo kristallicheskogo massiva [Nature of xenoliths from Novaya Melovatka intrusion, Voronezh crystalline massif]. *Geohimija – Geochemistry International*, 2015, vol. 53 (12), pp. 1028–1051 (In Russ.)
11. Middlemost E. A. K. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 1994, vol. 37, pp. 215–224.
12. Terentiev R. A., Santosh M. Post-collisional high-Mg granitoids from the Paleoproterozoic East Sarmatian Orogen (East European Craton): evidence for crust-mantle interaction. *Lithos*, 2017, vol. 274–275, pp. 271–290.
13. Leake B. E., Woolley A. R., Arps C.E.S., Birch W. D., Gilbert M. C., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kato A., Kirsh H. J., Krivovichev V. G., Linthout K., Laird J., Mandarino J. A., Maresch W. V., Nickel E. H., Rock N.M.S., Schumacher J. C., Smith D. C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral names. *Can. Mineral.*, 1997, vol. 35, pp. 219–246.
14. Poldervaart A., Hess H. H. Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. *J. Geol.*, 1951, vol. 59(5), pp. 472–489.
15. Foster M. D. Interpretation of the Composition of Trioctahedral Micas. *U.S.G.S. Prof. Paper.*, 1960, vol. 354B, pp. 1–49.
16. Speer J. A. Micas in igneous rocks / Bailey S.W. (ed) Micas. *Rev. Mineral.*, 1984, vol. 13, pp. 299–356.
17. Hammarstrom J. M., Zen E. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *Am. Mineral.*, 1986, vol. 71, pp. 1297–1313.
18. Anderson J. L., Smith D. R. The effects of temperature and fO<sub>2</sub> on the Al-in-hornblende barometer. *Am. Mineral.*, 1995, vol. 80, pp. 549–559.
19. Janoušek V., Braithwaite C. J. R., Bowes D. R., Gerdes A. Magma-mixing in the genesis of Hercynian calc-alkaline granitoids: an integrated petrographic and geochemical study of the Sázava intrusion, Central Bohemian Pluton, Czech Republic. *Lithos*, 2004, vol. 78, pp. 67–99.
20. Tiepolo M., Langone A., Morishita, T. Yuhara M. On the recycling of amphibole-rich ultramafic intrusive rocks in the Arc Crust: Evidence from Shikanoshima Island (Kyushu, Japan). *J. Petrol.*, 2012, vol. 53 (6), pp. 1255–1285.
21. Lindsley D. H. Pyroxene thermometry. *Am. Mineral.*, 1983, vol. 68, pp. 477–493.
22. Putirka K. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. Putirka K. Tepley F. (eds.) Minerals, Inclusions and Volcanic Processes, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Mineralogical Soc. Am.*, 2008, vol. 69, pp. 61–120.
23. Harrison T. M. and Watson E. B. The behaviour of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 1984, vol. 48, pp. 1467–1477.
24. Watson E. B. and Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 1983, vol. 64, pp. 295–304.
25. Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1994, vol. 116, pp. 433–447.
26. Johannes W., Holtz F. Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks. Springer, Berlin, 1996.
27. Scaillet B., Evans B. W. The June 15, 1991, eruption of Mount Pinatubo: I. Phase equilibria and pre-eruption P–T–fO<sub>2</sub>–fH<sub>2</sub>O conditions of the dacite magma. *J. Petrol.*, 1999, vol. 40, pp. 381–411.
28. Miller C. F., McDowell S. M., Mapes R. W. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology*, 2003, vol. 31, pp. 529–532.
29. Hoskin, P. W. O., Kinny P. D., Wyborn D., Chappell B. W. Identifying accessory mineral saturation during differentiation in granitoid magmas: an integral approach. *J. Petrol.*, 2000, vol. 41, pp. 1365–1396.
30. Bogaerts, M., Scaillet B., Auwera J. V. Phase equilibria of the Lyngdal granodiorite (Norway): implications for the origin of metaluminous ferroan granitoids. *J. Petrol.*, 2006, vol. 47, pp. 2405–2431.
31. Ishihara S. The redox state of granitoids relative to tectonic setting and earth history: The magnetite–ilmenite series 30 years later. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, 2004, vol. 95, pp. 23–33.
32. Shimizu M. The Tokuwa Batholith, Central Japan – An Example of Occurrence of Ilmenite-series and Magnetite-series Granitoids in a Batholith. University Museum, University of Tokyo Bulletin, 1986, vol. 28, 143 p.
33. Terentiev R. A., Santosh M. High magnesian granitoids in the Precambrian continental crust: implication for the continuum between ferro-potassic and magnesio-potassic rock suites. *Lithos*, 2018, vol. 314–315, pp. 669–682.
34. Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: An overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2010, vol. 160, pp. 45–66.
35. Zimmer M. M., Plank T., Hauri E. H., Yogodzinski G. M., Stelling P., Larsen J., Singer B., Jicha B., Mandeville C., Nye C. J. The Role of Water in Generating the Calc-alkaline Trend: New Volatile Data for Aleutian Magmas and a New Tholeiitic Index. *J. Petrol.*, 2010, vol. 51, pp. 2411–2444.
36. Shherbak N. P., Artemenko G. V., Lesnaja I. M., Ponomarenko A. N., Shumljanskij L. V. *Geohronologija rannego dokembrija Ukrainskogo shhita. Proterozoj* [Geochronology of early Precambrian of the Ukrainian Shield. Paleoproterozoic]. Kiev: Nauk. Dumka publ., 2008, 240 p. (In Russ.)
37. Vandenburg E. D., Nebel O., Cawood P. A., Smithies R. H., Capitano F. A., Miller L. A., Millet M.-A., Bruand E., Moyen J.-F., Wang X., Raveggi M., Jacobsen Y. The stability of cratons is controlled by lithospheric thickness, as evidenced by Rb–Sr overprint ages in granitoids // *Earth and Planetary Science Letters*, 2023, V. 621. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2023.118401>