

УДК 552:550.4

## НТ/ЛР МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА: ВОЗРАСТ, УСЛОВИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ

© 2015 г. К. А. Савко\*, А. В. Самсонов\*\*, Е. Б. Сальникова\*\*\*,  
А. Б. Котов\*\*\*, Н. С. Базиков\*

\*Воронежский государственный университет

Университетская пл., 1, Воронеж, 394006, Россия; e-mail: ksavko@geol.vsu.ru

\*\*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

Старомонетный пер., 35, Москва, 109017, Россия; e-mail: samsonov@igem.ru

\*\*\*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034, Россия; e-mail: katesalnikova@yandex.ru

Поступила в редакцию 24.11.2014 г.

Получена после доработки 30.01.2015 г.

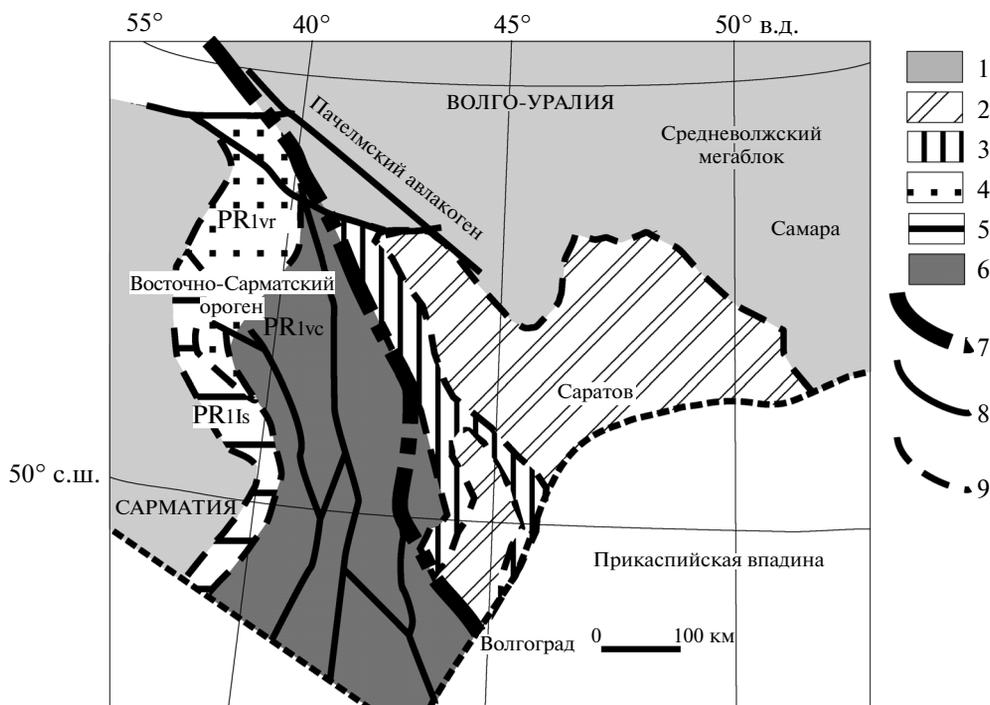
Воронцовский террейн Восточно-Сарматского орогена характеризуется НТ/ЛР зональным метаморфизмом в интервале температур 430–750°C и давлений 3–5 кбар. Его возраст, определенный классическим методом TIMS по монациту, составляет  $2067 \pm 9$  млн лет и соответствует наиболее вероятному интервалу (2050–2080 млн лет) внедрения большого объема базитовых и гранитоидных интрузий. Периоды магматической активности и метаморфизма сближены во времени, что предполагает, казалось бы, очевидный вывод о магматическом источнике тепла для метаморфизма. Однако геологические данные о конфигурации метаморфических зон (самые крупные базитовые, диоритовые и гранитоидные интрузии находятся в зонах низкотемпературного метаморфизма), реликты метаморфических минеральных ассоциаций и кристаллизационной сланцеватости в ксенолитах метапелитов в интрузиях свидетельствуют об их постметаморфическом внедрении. Скорее всего, причиной НТ/ЛР метаморфизма послужило увеличение теплового потока при вязких деформациях и складчатости в теплой литосфере молодого палеопротерозойского Воронцовского террейна в ходе коллизионных процессов.

DOI: 10.7868/S0869590315050040

### ВВЕДЕНИЕ

Метаморфизм высоких температур и умеренных давлений (НТ/ЛР) характерен для многих складчатых поясов от архейского до кайнозойского возраста и обычно связан с растяжением коры увеличенной мощности, образовавшейся в результате предшествующей коллизии (Lux et al., 1986; Henk et al., 1997; Millonig et al., 2010 и многие другие), или анорогенного магматизма (Gibson, Stevens, 1998). Для проявления НТ/ЛР метаморфизма необходимо резкое увеличение термального градиента в средней и верхней коре (обычно  $>30^\circ\text{C}/\text{км}$ ). В большинстве случаев метаморфизм НТ/ЛР типа сопровождается коровым анатексисом и выплавлением значительных объемов гранитоидных магм, тогда как производные мантийных расплавов далеко не всегда широко распространены в областях метаморфизма этого типа (например, Gerdes et al., 2000; Catalan et al., 2014; Morrissey et al., 2014). Обычно о тепловом источнике метаморфизма в НТ/ЛР метаморфических поясах судят по наличию или отсутствию в их пределах значительных объемов пород основного состава. Присутствие большого объема ба-

зитов является признаком внедрения крупных порций мантийных магм в нижнюю и среднюю кору, которое приводит к широкомасштабному плавлению на средних и верхних уровнях коры (Lux et al., 1986; Henk et al., 1997; Millonig et al., 2010). В областях НТ/ЛР метаморфизма, где широко развиты гранитоиды, а основные породы встречаются редко, в качестве его теплового источника рассматривается радиоактивный распад в основании мощной коры, сформировавшейся в результате континентальной коллизии (Ruppel, Hodges, 1994). Косвенным признаком реализации того или иного механизма проявления НТ/ЛР метаморфизма является его продолжительность. Кратковременное повышение теплового потока (первые млн лет до 10 млн лет) обычно связывают с магматическим андерплейтингом (Sandiford, Powell, 1986; Lux et al., 1986), в то время как продолжительный по времени НТ/ЛР метаморфизм рассматривается как следствие радиоактивного распада на нижних уровнях континентальной коры (Sandiford, Hand, 1998; Morrissey et al., 2014). Однако несколько последовательных мощных



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта зоны сочленения Сарматии и Волго-Уралии (по Бибиковой и др., 2009, с изменениями).

1 – архейская кора; 2–6 – палеопротерозойские структурно-вещественные комплексы: 2 – южновожский комплекс глиноземистых гнейсов, включая рахмановский комплекс анатектических гранитов, 3 – терсинский комплекс, 4 – Воронежский блок, 5 – Лосевская шовная зона, 6 – воронцовская серия; 7 – предполагаемая сутура (?) Сарматии и Волго-Уралии; 8 – главные зоны разломов; 9 – границы структурно-вещественных комплексов.

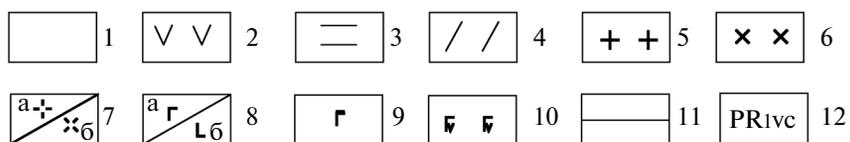
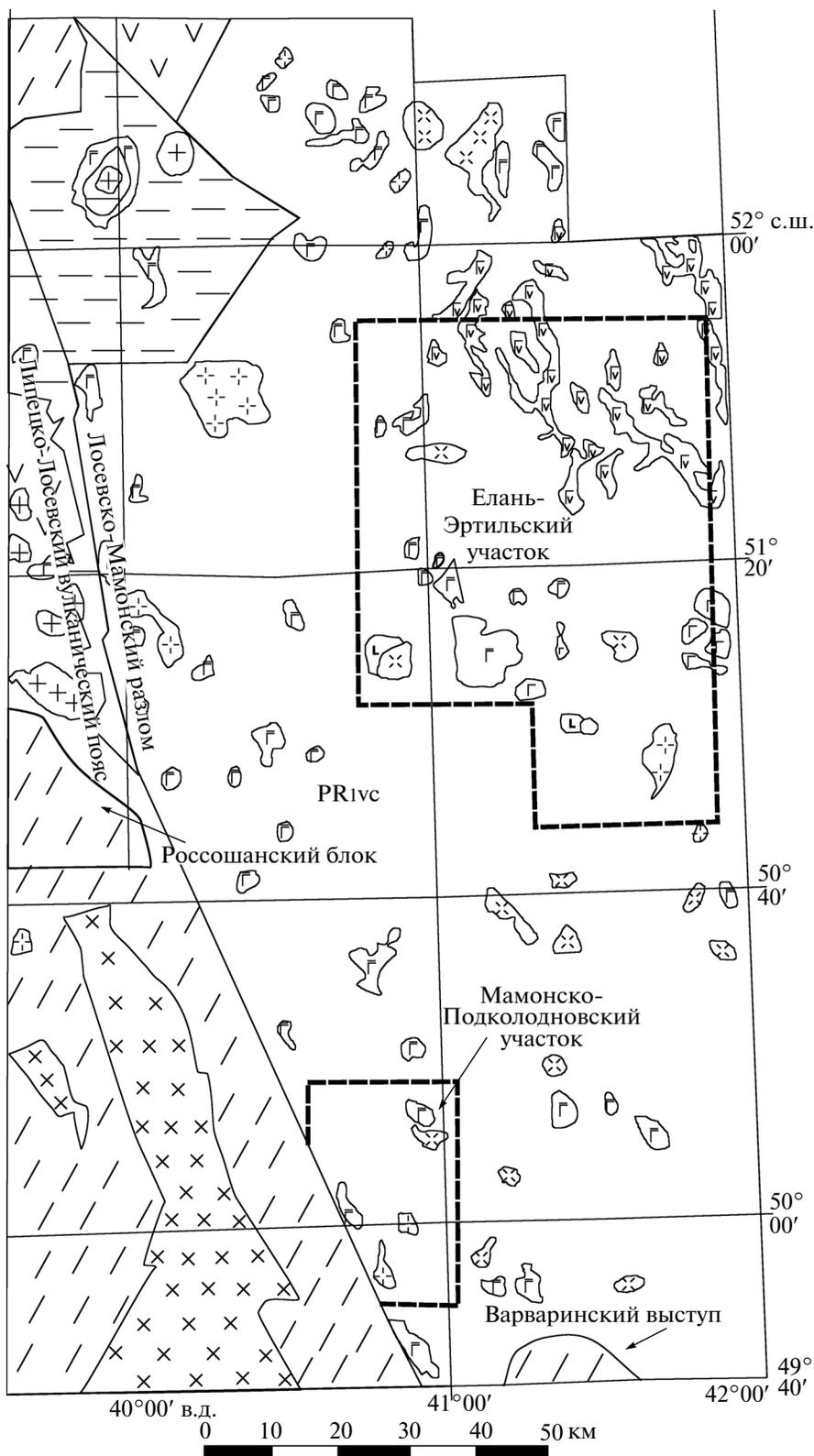
магматических импульсов внедрения мантийных пород могут исказить эту закономерность.

Воронцовский террейн, расположенный в восточной части Воронежского кристаллического массива, является типичным примером областей проявления НТ/LP метаморфизма. Этот террейн, сложенный палеопротерозойскими метатерригенными породами воронцовской серии и разнообразными интрузиями основного, среднего и кислого состава, занимает огромную площадь между двумя раннедокембрийскими коровыми сегментами Восточно-Европейской платформы – Сарматией и Волго-Уралией (рис. 1, 2). Метаосадочные породы воронцовской серии представляют собой мощную флишоидную толщу, претерпевшую зональный НТ/LP метаморфизм с пиковыми параметрами 750°C и 4–5 кбар. Причины, вызвавшие аномально высокий тепловой поток, до сих пор остаются дискуссионными. Недавние

исследования (Савко и др., 2014) позволяют предполагать, что НТ/LP метаморфизм связан с постколлизонным магматизмом, когда в сравнительно узком интервале с 2050 до 2070 млн лет произошло формирование гранитов А- и S-типа. Гранитоидный магматизм, возможно, был вызван плавлением нижней коры при внедрении крупных объемов мафитовой магмы в обстановке постколлизонного коллапса и деляминации литосферы (Савко и др., 2014). По аналогии с хорошо изученными регионами, такими как, например, Итальянские Альпы (Henk et al., 1997 и др.), кратон Слэйв (Davis et al., 2003), метаморфические пояса Хидака в Японии (Kemp et al., 2007), Лимпопо в ЮАР (Millonig et al., 2010), Анаполис-Итаку в Центральной Бразилии (Giustina et al., 2011) и рядом других, можно предположить, что именно с постколлизонным растяжением литосферы и плавлением в нижней коре был связан ме-

**Рис. 2.** Схематическая геологическая карта востока ВКМ.

1 – метаосадочные породы воронцовской серии; 2 – вулканиты лосевской серии; 3 – вулканомиктовые песчаники воронцовской свиты; 4 – серые гнейсы (ТТГ) Россошанского блока и Варваринского выступа; 5 – гранитоиды усманского комплекса; 6 – граниты-мигматиты павловского комплекса; 7 – (а) гранитоиды S-типа, (б) гранитоиды А-типа бобровского комплекса; 8 – (а) нориты, (б) диориты еланского комплекса; 9 – основные и ультраосновные интрузии мамонского комплекса; 10 – габбро-долериты новогольского комплекса; 11 – геологические границы; 12 – индекс воронцовской серии.



таморфизм высоких температур и низких давлений осадочных пород воронцовской серии. Такое предположение, однако, сложно согласовать с имеющимися данными о возрасте метаморфизма.

Ранее полученная при U-Pb датировании цирконов из мусковит-биотитовых гнейсов воронцовской серии оценка возраста метаморфизма в  $2104 \pm 4$  млн лет (TIMS, дискордия, по трем навескам циркона) (Бибикова и др., 2009) оказалась существенно древнее возраста постколлизийного магматизма 2050–2080 млн лет (табл. 1), что, по-видимому, связано с присутствием в гнейсах не только метаморфических, но и детритовых цирконов. В результате химического датирования (SHIME) монацитов (Савко и др., 2012) были получены существенно более молодые по сравнению с гранитами оценки возраста метаморфизма воронцовской серии ( $2004 \pm 19$  млн лет). Для того чтобы разрешить это противоречие были выполнены термобарометрические и U-Pb геохронологические исследования наиболее высокотемпературных метapelитов воронцовской серии и на этой основе разработана геодинамическая модель формирования HT/LP метаморфической зональности Воронцовского террейна.

#### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И МЕТАМОРФИЗМ ВОРОНЦОВСКОГО ТЕРРЕЙНА

Воронцовский террейн является частью палеопротерозойского Волго-Донского складчатого пояса, который разделяет архейские ядра Сарматского и Волго-Уральского сегментов Восточно-Европейского кратона (Bogdanova et al., 2012). Его площадь составляет более 100 000 км<sup>2</sup> при ширине 100–300 км и длине более 600 км (рис. 1). С запада он ограничен Лосевско-Мамонским глубинным разломом, отделяющим его от Лосевского вулканогенного пояса и Донского террейна, а с юга – Варваринским выступом архейского фундамента (рис. 2). На востоке Балашовский блок Воронцовского террейна, сложенный породами воронцовской серии, граничит с палеопротерозойскими структурами Волгоуральи – Терсинским поясом метаморфизованных вулканитов и южноволжским супракрустальным комплексом (Бибикова и др., 2009).

Метаморфические породы воронцовской серии повсеместно перекрыты фанерозойским осадочным чехлом мощностью от 80 до первых тысяч метров. Их протолитами послужили породы мощной флишоидной толщи, накопление которой происходило в активной тектонической обстановке со слабо проявленным химическим выветриванием пород разнообразного состава – от кислых до основных (Савко и др., 2011). Воронцовская серия прорвана многочисленными интрузиями разнообразных по составу магматиче-

ских пород палеопротерозойского возраста (2.05–2.1 млрд лет). Более поздний платформенный магматизм представлен габбро-долеритами трапповой формации новогольского комплекса (Савко, Бочаров, 1988) с возрастом  $1805 \pm 14$  млн лет (Чернышов и др., 2001) и кембрийскими дайками сиенитов артюшкинского комплекса (Скрябин и др., 2015).

Палеопротерозойские возрасты детритовых цирконов из метатерригенных пород воронцовской серии (табл. 1) и полученные для них оценки Nd-модельного возраста ( $T_{Nd}(DM) = 2.1–2.4$  млрд лет,  $\epsilon_{Nd}(T) = +1.7...+5.2$ ) свидетельствуют о том, что их образование протекало за счет разрушения пород палеопротерозойской ювенильной континентальной коры.

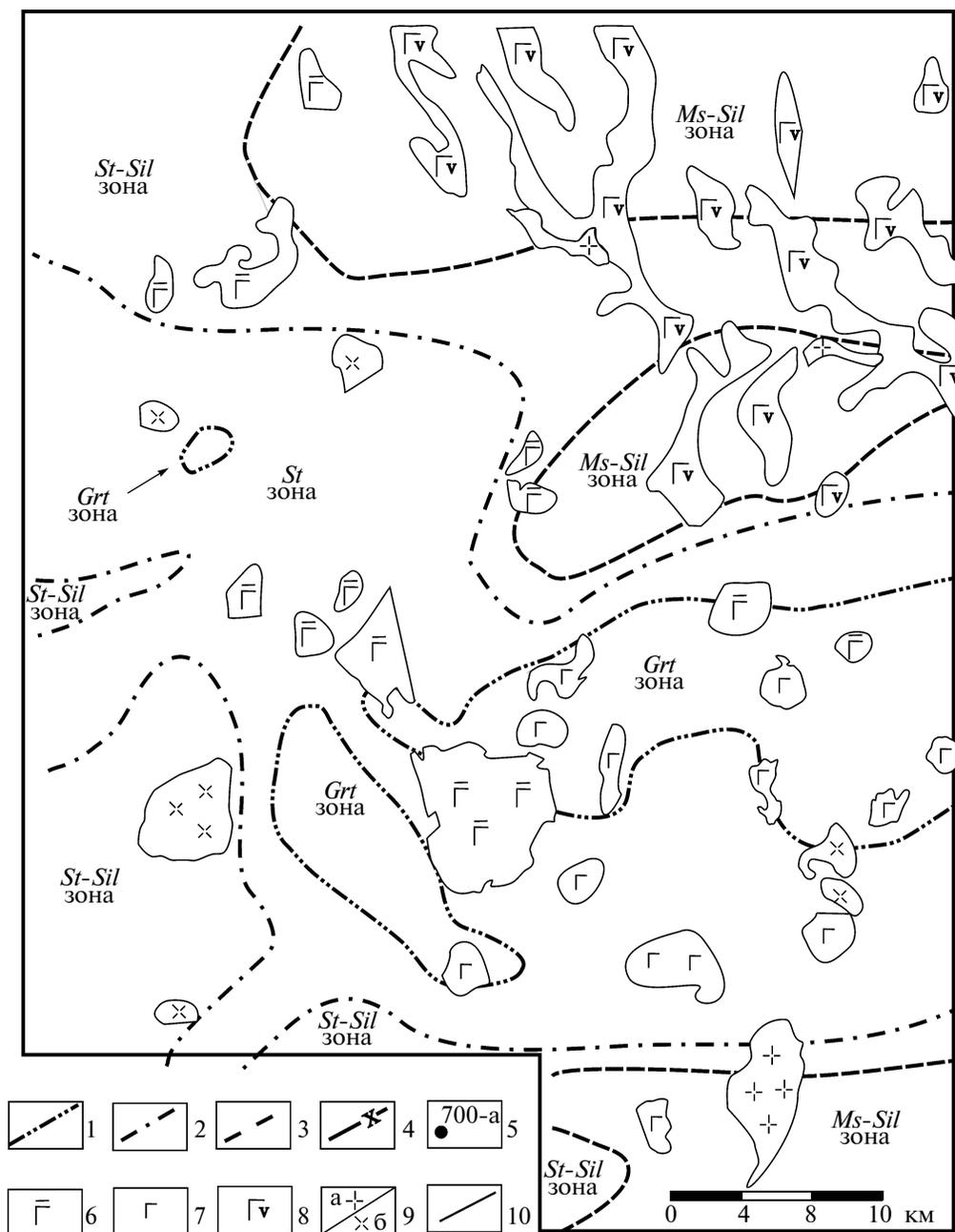
Согласно современным тектоническим реконструкциям, Воронцовский, Лосевский и Донской террейны относятся к Восточному крылу Волго-Донского складчатого пояса, сформированного при коллизии архейских ядер Сарматии и Волгоуральи (Бибикова и др., 2009). По данным А.А. Щипанского с соавторами (Щипанский и др., 2007), в тыловой части Лосевского террейна существовала обширная преддугловая область, которая была заполнена мощными толщами незрелых турбидитовых осадков буквально за 25 млн лет.

Метаморфизм Волго-Донского складчатого пояса изучался многими исследователями (Лебедев, 1977; Савко, 1990, 1994а, 1994б; Герасимов, Савко, 1995; Савко, Скрябин, 1999; Савко, Полякова, 2001; Polyakova et al., 2005). Для Лосевского и Донского террейнов данные по метаморфизму весьма скудны и схематичны. Пока можно только констатировать, что гнейсы Донского террейна метаморфизованы в условиях амфиболитовой, а породы Лосевского террейна, главным образом, в условиях эпидот-амфиболитовой фации. В восточной части Курского блока, примыкающего к Лосевскому террейну, в палеопротерозойских синформах, “вложенных” в архейское основание, отмечается зональный низкотемпературный метаморфизм от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации (Тим-Ястребовская структура) (Савко, Полякова, 2001; Polyakova et al., 2005) или более высокотемпературный метаморфизм амфиболитовой фации (Уколовские аномалии).

Наиболее хорошо изученный Воронцовский террейн характеризуется зональным метаморфизмом. Здесь были закартированы гранатовая (430–480°C), ставролитовая (490–520°C), ставролит-силлиманитовая (520–560°C) и мусковит-силлиманитовая зоны (560–600°C) (рис. 3) (Савко, 1990; 1994а, 1994б; Герасимов, Савко, 1995). В юго-западной части террейна в пределах Мамонско-Подколлодновского участка также выделяется наиболее высокотемпературная (до 750°C) силлиманит-калишпат-кордиеритовая зона (рис. 4),

Таблица 1. Возраст пород востока Воронежского кристаллического массива

Объект датирования	Метод	Возраст, млн лет	Интерпретация	Источник
Метатерригенные породы воронцовской серии				
Мусковит-силлиманитовый кристаллический сланец, циркон, обр. 8240	U-Pb по трем навескам	2104 ± 4	Детритовый циркон, возраст протолита	Бибикова и др., 2009
Сланцы и метапесчаники из Воронежской параметрической скважины (ВПС), циркон	U-Pb (SHRIMP)	2107–2240	Детритовый циркон, возраст протолита	Наши неопубликованные данные
Гранат-кордиеритовый гнейс, монацит, обр. 700-а/544	U-Pb TIMS	2067 ± 9	Возраст метаморфизма	Настоящая статья
Магматические породы				
Диорит, еланский комплекс, циркон, Еланский массив, обр. 9201/725.9-733.5	U-Pb по трем навескам	2065 ± 5	Возраст кристаллизации	Чернышов и др., 1998
Кварцевый диорит, еланский комплекс, циркон, Елkinский массив, обр. 8897/296-311	U-Pb по пяти навескам	2050 ± 14	Возраст кристаллизации	Чернышов и др., 1998
Габбро-норит, мамонский комплекс, циркон, Вязовский массив, обр. 5/95	U-Pb по двум навескам	2080 ± 10	Возраст кристаллизации	Чернышов и др., 1998
Габбро-норит, мамонский комплекс, циркон, массив Большой Мартын, обр. 7101/1	U-Pb (SHRIMP)	2079 ± 19	Возраст кристаллизации	Лохов и др., 2009
Биотит-роговобманковые диориты и андезибазальты (Новомеловатский комплекс ?)				
Кварцевый диорит, Новомеловатский массив, циркон, обр. ВПС-1128	U-Pb (SHRIMP)	2057 ± 12	Возраст кристаллизации	Кременецкий и др., 2006
Кварцевый диорит-порфирит, Новомеловатский массив, циркон, обр. ВПС-305	U-Pb (SHRIMP)	2052 ± 10	Возраст кристаллизации	Кременецкий и др., 2006
Кварцевые диориты, Таловский массив, циркон, обр. 8034/287	U-Pb (SHRIMP)	2050 ± 7	Возраст кристаллизации	Савко, Скрябин, 2012
Андезибазальты, Калачеевский грабен, циркон, обр. 8483/481.6–628.3	U-Pb (SHRIMP)	2050 ± 11	Возраст кристаллизации	Терентьев, Скрябин, 2014
Гранитоиды А-типа				
Кварцевые монцониты Таловский массив, циркон, обр. 8051/285.8	U-Pb (SHRIMP)	Каймы: 2066 ± 6	Возраст кристаллизации	Савко и др., 2014
		Ядра: 2096–2166		
Кварцевые монцониты, Красненский массив, циркон, обр. 8634/6	U-Pb (SHRIMP)	2070 ± 7	Возраст кристаллизации	Наши неопубликованные данные
Граниты S-типа				
Биотит-мусковитовые граниты, Ворошиловский массив, циркон, обр. 8696/335	U-Pb (SHRIMP)	Каймы: 2055 ± 7	Возраст кристаллизации	Савко и др., 2014
		Ядра: 2094–2111; 2133–2155		
Биотит-мусковитовые граниты, Панинский массив, циркон обр. 062/325	U-Pb (SHRIMP)	2051 ± 14	Возраст кристаллизации	Савко и др., 2014
Биотит-мусковитовые граниты, Коршевский массив, циркон, обр. 062/325	U-Pb (SHRIMP)	2050 ± 13	Возраст кристаллизации	Кременецкий и др., 2006



**Рис. 3.** Карта метаморфической зональности воронцовской серии в пределах Елань-Эртильского участка по (Савко, Герасимов, 2002).

Изограды: 1 – ставролитовая, 2 – ставролит-силлиманитовая, 3 – силлиманитовая, 4 – силлиманит-калишпат-кордиеритовая. 5 – местоположение скважины, из которой был отобран датированный образец. Интрузивные породы: 6 – основные и ультраосновные породы мамонского комплекса, 7 – нориты еланского комплекса, 8 – габбро-долериты новогольского комплекса, 9 – (а) гранитоиды S-типа, (б) гранитоиды А-типа бобровского комплекса, 10 – геологические границы.

в породах которой мусковит не устойчив. Давление при метаморфизме изменялось от 3 кбар в гранатовой зоне до 4–5 кбар в силлиманит-калишпат-кордиеритовой. С увеличением температуры в верхней части мусковит-силлиманитовой зоны происходит разложение мусковита в результате реакции  $Ms + Qtz \rightarrow Kfs + Sil + H_2O$ . При уме-

ренных давлениях (3–5 кбар) линии реакций  $Ms + Qtz \rightarrow Kfs + Sil + H_2O$  и  $Sil + Bt + Qtz \rightarrow Crd + Kfs + H_2O$  сближаются, и первое появление кордиерита происходит почти одновременно с исчезновением проградного мусковита. В результате реакции  $Sil + Bt + Qtz \rightarrow Crd + Kfs + H_2O$  между силлиманитом и биотитом образуются корди-

еритовые каймы. В отсутствие кварца кордиерит содержит включения шпинели ( $Sil + Bt \rightarrow Crd + Kfs + Spl + H_2O$ ). Кордиеритовые каймы вокруг граната предполагают реакцию  $Grt + Sil + Qtz \rightarrow Crd$  (рис. 5).

Простирание метаморфических зон в пределах Елань-Эртильского участка (рис. 3) характеризуется субширотной ориентировкой, причем наибольшую площадь занимает ставролитовая зона. Увеличение степени метаморфизма и развитие ставролит-силлиманитовой и мусковит-силлиманитовой зон отмечается в участках развития гранитоидов. Гранатовая зона закартирована в виде трех изолированных полей. Наибольшее по размерам поле простирается от северо-восточной части Еланского плутона габбро-норитов в восточном направлении к Новохоперской зоне глубинных разломов (рис. 3) и имеет ширину 8–18 км. В пределах этого поля находятся крупные интрузии магнезиальных диоритов и норитов. Второе поле локализовано между крупными Еланским и Таловским диоритовыми интрузивами, имеет северо-западное простирание и максимальную ширину до 10 км. Третье поле очень незначительно по размерам и является областью локального понижения температуры метаморфизма в пределах ставролитовой зоны. Таким образом, как это не парадоксально, но низкотемпературные породы в метаморфической зональности Воронцовского террейна пространственно приурочены к наиболее крупным базитовым массивам. Массивы гранитоидов в пределах гранатовой зоны не встречаются.

В метаморфической зональности воронцовской серии метапелиты наиболее высокотемпературной силлиманит-калишпат-кордиеритовой зоны были установлены только в юго-западной части Воронцовского террейна в районе Подколдновского медно-никелевого и Сухоярского графитового месторождений. Данная зона закартирована в виде почти овального поля развития силлиманит-кордиеритовых гнейсов (часто с графитом) размером 13 × 17 км (рис. 4). С запада оно ограничивается полукольцевой интрузией габбро-диоритов (Донской массив), с севера небольшим перидотитовым массивом, а с востока областью распространения метапелитов мусковит-силлиманитовой зоны. Распределение метаморфических зон имеет здесь субмеридиональную ориентировку, субпараллельную Лосевско-Мамонскому разлому, который является западной границей Воронцовского террейна. Метаморфические породы воронцовской серии в зоне этого разлома надвинуты на породы Донского и Лосевского террейнов. Южная граница зоны неизвестна, так как этот район не изучен бурением. В пределах распространения силлиманит-кордиеритовых гнейсов установлено много мелких интрузий гипербазитов и гранитоидов.

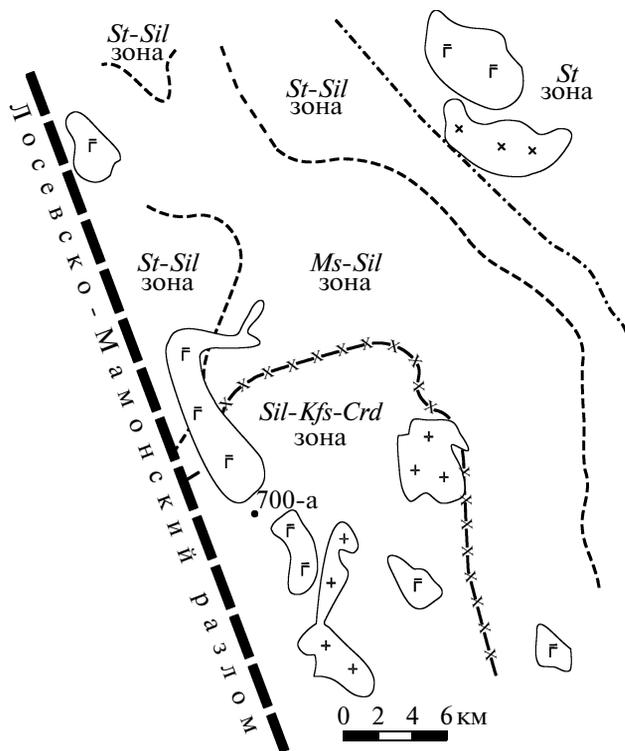
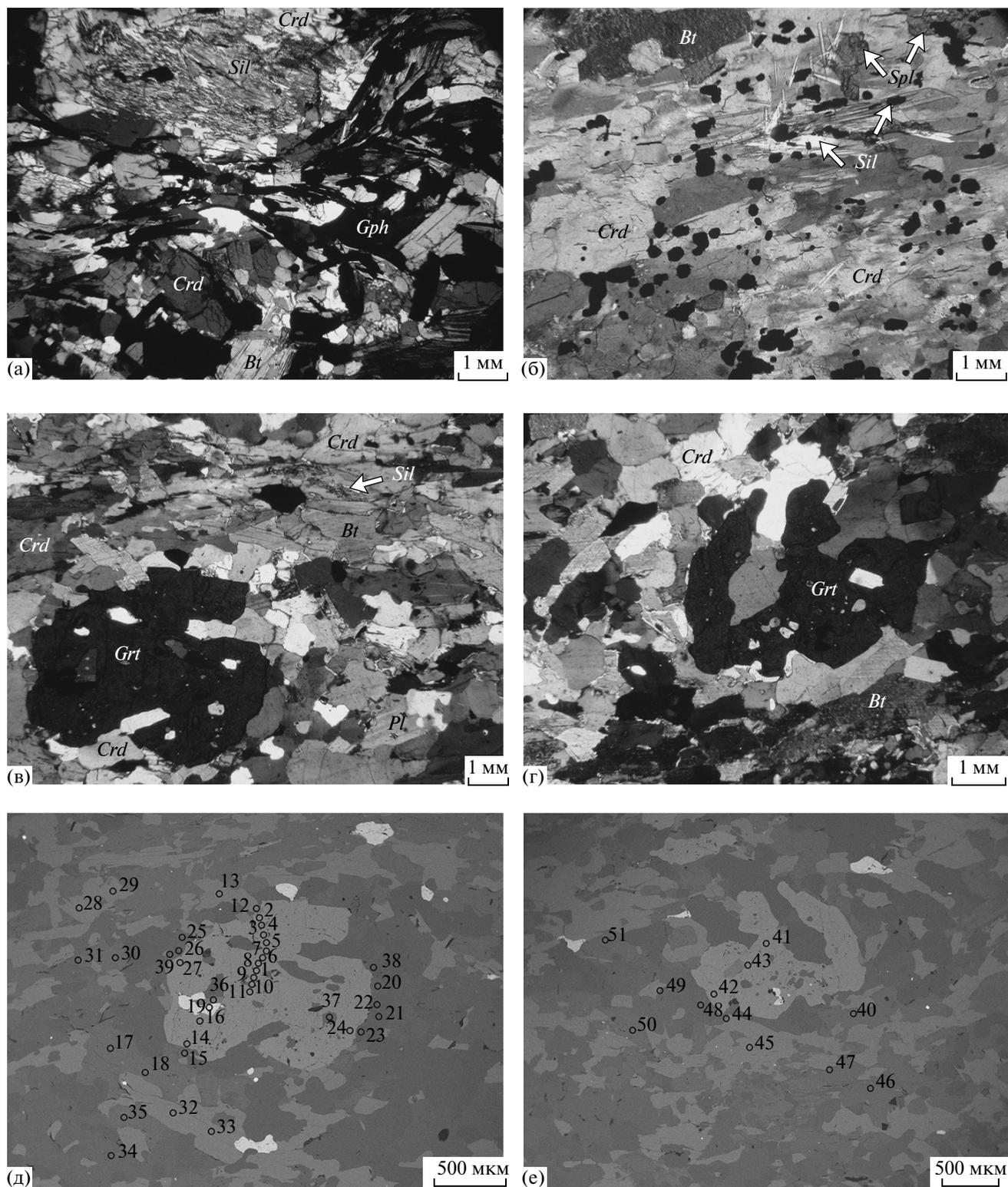


Рис. 4. Карта-метаморфической зональности воронцовской серии в пределах Мамонско-Подколдновского участка, по (Савко, Герасимов, 2002). Условные обозначения см. на рис. 3.

### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Выделение монацита проводилось по стандартной методике с использованием методов плотностной и магнитной сепарации. Химическое разложение монацита и выделение U и Pb выполнялись по модифицированной методике Т.Е. Кроу (Krogh, 1973). Для изотопных исследований использовался смешанный изотопный индикатор  $^{235}\text{U}-^{202}\text{Pb}$ . Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Содержания U и Pb, а также U/Pb изотопные отношения определены с погрешностью 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 15 пг Pb и 1 пг U. Обработка экспериментальных данных проводилась при помощи программ "PbDAT" (Ludwig, 1991) и "ISOPLOT" (Ludwig, 1999). При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана (Steiger, Jager, 1976). Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами (Stacey, Kramers, 1975). Все ошибки приведены на уровне  $2\sigma$ .

Составы минералов определялись с помощью растрового электронного микроскопа Jeol 6380 LV с энергодисперсионным анализатором INCA 250 (ВГУ). Условия локальных анализов: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток поглощения электронов



**Рис. 5.** Фото шлифов высокотемпературных гнейсов воронцовской серии:

(а) – кристаллы силлиманита в кордиерите в графитовом гнейсе, обр. 700-а/627; (б) – кордиеритовые “поля” с включениями силлиманита и шпинели, обр. 279-а/520; (в-г) – порфиробласты граната в ассоциации с кордиеритом и силлиманитом, обр. 700-а/544; (д-е) – электронно-микроскопические BSE-изображения, обр. 700-а/544 с точками микронзондовых анализов. Номера точек соответствуют номерам анализов в табл. 3–6.

Таблица 2. Составы (мас. %) и кристаллохимические коэффициенты биотитов из обр. 700-а/544

Компо- ненты	<i>Bt</i> -12	<i>Bt</i> -13	<i>Bt</i> -28	<i>Bt</i> -29	<i>Bt</i> -32	<i>Bt</i> -33	<i>Bt</i> -36	<i>Bt</i> -44	<i>Bt</i> -45
SiO <sub>2</sub>	36.23	35.07	37.45	35.11	35.41	34.99	35.13	35.89	35.67
TiO <sub>2</sub>	2.94	2.97	3.39	2.89	3.52	3.66	1.58	3.43	3.79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.48	18.87	17.92	18.69	19.22	18.49	18.21	18.59	18.77
FeO	20.69	20.20	20.14	20.60	20.42	20.13	18.63	19.74	19.94
MnO	—	0.21	—	0.19	—	—	—	—	0.24
MgO	9.01	8.52	7.63	8.49	8.14	8.16	13.45	8.92	8.40
CaO	—	—	—	—	0.23	0.20	0.23	—	—
Na <sub>2</sub> O	—	0.25	—	0.28	0.47	0.41	—	—	—
K <sub>2</sub> O	9.02	8.68	8.88	8.92	8.60	9.01	8.69	8.63	8.89
Сумма	96.37	94.77	95.42	95.18	96.01	95.04	95.93	95.19	95.71
Si	2.83	2.78	2.98	2.77	2.78	2.77	2.68	2.84	2.82
Al <sup>IV</sup>	1.17	1.22	1.02	1.23	1.22	1.23	1.32	1.16	1.18
Σ	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Ti	0.17	0.18	0.20	0.17	0.21	0.22	0.09	0.20	0.22
Al <sup>VI</sup>	0.53	0.55	0.66	0.52	0.55	0.50	0.32	0.57	0.56
Fe	1.35	1.34	1.34	1.36	1.34	1.33	1.19	1.30	1.31
Mn	—	0.01	—	0.01	—	—	—	—	0.02
Mg	1.05	1.01	0.90	1.00	0.95	0.96	1.53	1.05	0.99
Ca	—	—	—	—	0.02	0.02	0.02	—	—
Na	—	0.04	—	0.04	0.07	0.06	—	—	—
Σ	3.10	3.13	3.10	3.10	3.14	3.09	3.15	3.12	3.10
K	0.90	0.88	0.90	0.90	0.86	0.91	0.85	0.87	0.89
X <sub>Mg</sub>	0.44	0.43	0.40	0.42	0.42	0.42	0.56	0.45	0.43

на Cu 1–2 нА, диаметр зонда 5 мкм, фокусное расстояние 10 мм, время набора спектра 70 с.

### *P-T* ПАРАМЕТРЫ МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД ВОРОНЦОВСКОЙ СЕРИИ

Для оценки *P-T* параметров и возраста кульминационной стадии прогрессивного метаморфизма воронцовской серии использован образец биотит-гранат-кордиерит-силлиманитового плагиогнейса (*Qtz + Pl + Bt + Grt + Crd + Sil*), отобранный из керна скважины 700-а (глубина 544.0 м), которая пройдена на Мамонско-Подколотновском участке в пределах зоны наиболее высокотемпературного метаморфизма (рис. 2, 4). Среднезернистый гнейс характеризуется полосчатой текстурой, лепидогранобластовой структурой. Более крупные зерна граната (до 2–4 мм в поперечнике) образуют порфиробласты в кварц-плагиоклазовом матрице (рис. 5).

Состав биотита в изученном образце биотит-гранат-кордиерит-силлиманитового плагиогнейса (метапелит) изменяется в зависимости от его соот-

ношений с другими железо-магнезиальными минералами. Наиболее магнезиальными ( $X_{Mg} = 0.56$ ) и низкотитанистыми ( $TiO_2 = 1.58$  мас. %) являются биотиты из включений в гранате (рис. 5, табл. 2). Промежуточные значения магнезиальности и более высокие содержания титана имеют биотиты ( $X_{Mg} = 0.43–0.44$ ,  $TiO_2 = 2.97$  мас. %) на контакте с гранатом (рис. 5, табл. 2). Наименее магнезиальные и наиболее титанистые биотиты ( $X_{Mg} = 0.40–0.42$ ,  $TiO_2 = 3.4–3.8$  мас. %) находятся в матрице (рис. 5, табл. 2). Самые магнезиальные кордиериты ( $X_{Mg} = 0.66$ ) контактируют с гранатом, а более железистые разности ( $X_{Mg} = 0.56–0.60$ ) приурочены к матрице (рис. 5, табл. 3).

Зерна граната характеризуются отсутствием зональности по магнию и железу ( $X_{Fe} = 0.81–0.83$ ) при постоянных содержаниях CaO и MnO на уровне 1 мас. %, что довольно типично для гранулитоподобных парагенезисов, где первичная ростовая зональность обычно исчезает при температурах свыше 700°C. Диффузионная зональность, выраженная ростом железистости в гранате, появ-

**Таблица 3.** Составы (мас. %) и кристаллохимические коэффициенты кордиеритов из обр. 700-а/544

Компо- ненты	<i>Crd-15</i>	<i>Crd-17</i>	<i>Crd-18</i>	<i>Crd-30</i>	<i>Crd-31</i>	<i>Crd-35</i>	<i>Crd-40</i>	<i>Crd-46</i>	<i>Crd-47</i>	<i>Crd-50</i>	<i>Crd-51</i>
SiO <sub>2</sub>	49.62	49.53	49.58	49.17	49.72	49.42	48.63	48.76	49.37	50.16	49.14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32.54	32.41	32.49	32.60	32.96	32.67	32.42	32.28	32.26	32.58	32.16
FeO	8.14	10.02	10.16	10.05	9.40	10.00	9.97	10.24	10.26	9.15	10.18
MnO	—	—	0.20	—	—	—	0.19	—	0.21	—	—
MgO	8.99	8.05	7.32	8.02	7.85	7.56	7.78	8.20	7.83	7.61	8.08
CaO	0.16	—	—	—	—	—	—	—	—	0.16	—
Na <sub>2</sub> O	0.22	—	—	—	—	—	0.33	—	—	0.37	0.27
K <sub>2</sub> O	0.21	—	—	0.11	0.10	—	0.11	—	—	0.09	—
Сумма	99.88	100.02	99.76	99.95	100.02	99.66	99.43	99.49	99.94	100.13	99.84
Si	5.01	5.04	5.08	5.01	5.05	5.06	4.97	4.99	5.04	5.08	5.00
Al	3.87	3.89	3.92	3.91	3.95	3.94	3.90	3.89	3.88	3.89	3.86
Fe	0.69	0.85	0.87	0.85	0.80	0.85	0.85	0.87	0.87	0.77	0.86
Mg	1.35	1.22	1.12	1.22	1.19	1.15	1.18	1.25	1.19	1.15	1.22
Mn	—	—	0.02	—	—	—	0.02	—	0.02	—	—
Ca	0.02	—	—	—	—	—	—	—	—	0.02	—
Na	0.04	—	—	—	—	—	0.07	—	—	0.07	0.05
K	0.03	—	—	0.01	0.01	—	0.01	—	—	0.01	—
$X_{Mg}$	0.66	0.59	0.56	0.59	0.60	0.57	0.58	0.59	0.57	0.60	0.59

ляется только на его контактах с другими железо-магнезиальными минералами (до  $X_{Fe} = 0.90$ ), в том числе и на контакте с включениями биотита (табл. 4).

Плагноклаз имеет довольно постоянный состав ( $X_{An} = 0.21–0.24$ ) за исключением включений этого минерала в гранате, в которых возрастает содержание анортитового компонента ( $X_{An} = 0.33$ ) (табл. 5).

*P-T* условия метаморфизма гранат-кордиеритовых метapelитов можно оценить по взаимосогласованным термометрам и барометрам с независимой процедурой вычисления температуры и давления (Aranovich, Podlesskii, 1989; Perchuk et al., 1984). Гранат-биотитовый термометр не использовался, так как высокая скорость диффузии Fe и Mg в гранат-биотитовых парах ограничивает его возможности для определения температур пиковой стадии (выше 700°C). Близкие к пиковым температуры и давления оценивались по составам центральных частей крупных зерен магнезиальных гранатов и центральных частей зерен кордиеритов. Оценки *P-T* параметров, полученные для краев зерен гранатов, а также центральных и периферических участков зерен кордиеритов в контакте с гранатами, отражают ретроградную *P-T* эволюцию метapelитов. Максимальные оценки *P-T* параметров, близкие к пиковым, составляют

$T = 750^\circ\text{C}$  и  $P \approx 4–5$  кбар (табл. 6). Близкие оценки получены по *Grt-Pl-Sil-Qtz* геобарометру (табл. 7). О невысоких давлениях при метаморфизме также свидетельствуют сохранившиеся в гнейсах из той же скважины андалузит и шпинель, замещающие реликты цинкового ставролита (Савко, 1997).

*P-T* тренд ретроградной эволюции гранат-кордиеритовых метapelитов воронцовской серии соответствует геотермальному градиенту 1.4 кбар/100°C, что отвечает его промежуточному положению между типичными трендами изотермальной декомпрессии и изобарического охлаждения (рис. 6). Субизотермическая декомпрессия предполагает появление все более железистого граната в ассоциации с все более железистым кордиеритом в системе *Grt-Sil-Qtz-Crd* вплоть до полного разложения граната в результате реакции  $Grt + Sil + Qtz \rightarrow Crd$  (Aranovich, Podlesskii, 1989), что противоречит петрологическим данным. Субизобарическое охлаждение, наоборот, предполагает рост магнезиальности граната за счет разложения кордиерита. Всего этого не наблюдается, что, очевидно, говорит в пользу промежуточного варианта — аплифта, вдоль геотермы (Герасимов, Савко, 1995).

**Таблица 4.** Составы (мас. %) и кристаллохимические коэффициенты гранатов из обр. 700-а/544

Компо- ненты	<i>Grt-1</i>	<i>Grt-2</i>	<i>Grt-3</i>	<i>Grt-4</i>	<i>Grt-5</i>	<i>Grt-6</i>	<i>Grt-7</i>	<i>Grt-8</i>	<i>Grt-9</i>
		край							
SiO <sub>2</sub>	37.75	37.31	36.69	38.64	38.04	38.57	38.52	37.66	38.56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.69	19.93	20.49	19.96	20.34	21.20	19.76	20.63	20.34
FeO	34.79	37.48	36.58	34.26	35.12	33.96	34.81	34.48	34.84
MnO	0.89	1.51	1.58	1.40	1.35	1.14	1.30	1.23	1.47
MgO	4.52	2.60	3.39	4.18	4.34	4.18	4.47	4.21	4.18
CaO	1.14	0.83	0.96	1.06	0.88	0.83	0.91	0.98	0.83
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	0.44	—	—	—	—	—
K <sub>2</sub> O	—	0.17	—	0.14	—	—	—	—	0.12
Сумма	99.77	99.83	99.69	100.07	100.06	99.87	99.77	99.19	100.34
Si	3.00	3.00	2.97	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Σ	3.00	3.00	2.97	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Si	0.02	0.04	—	0.08	0.05	0.08	0.09	0.04	0.08
Al	1.95	1.91	1.96	1.88	1.92	1.92	1.87	1.96	1.91
Σ	1.97	1.95	1.96	1.96	1.97	2.00	1.96	2.00	1.99
Al	—	—	—	—	—	0.07	—	—	—
Mg	0.54	0.32	0.41	0.50	0.52	0.50	0.53	0.51	0.50
Fe	2.33	2.55	2.47	2.28	2.35	2.26	2.33	2.32	2.32
Mn	0.06	0.10	0.11	0.09	0.09	0.08	0.09	0.08	0.10
Ca	0.10	0.07	0.08	0.09	0.08	0.07	0.08	0.08	0.07
Σ	3.03	3.04	3.07	2.96	3.04	2.91	3.03	2.99	2.99
<i>X</i> <sub>Fe</sub>	0.82	0.90	0.86	0.82	0.82	0.82	0.81	0.82	0.82
<i>Pyr</i>	0.18	0.11	0.14	0.17	0.17	0.17	0.18	0.17	0.17
<i>Spes</i>	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
<i>Alm</i>	0.85	1.00	0.90	0.82	0.87	0.85	0.86	0.86	0.86
<i>Gros</i>	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02
	<i>Grt-10</i>	<i>Grt-11</i>	<i>Grt-14</i>	<i>Grt-16</i>	<i>Grt-24</i>	<i>Grt-27</i>	<i>Grt-41</i>	<i>Grt-42</i>	<i>Grt-43</i>
			край		край	край			
SiO <sub>2</sub>	38.15	37.91	37.70	37.76	38.22	37.28	37.96	37.69	37.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.55	18.84	20.44	20.54	20.23	19.98	20.67	20.51	20.60
FeO	35.11	36.57	36.12	35.38	34.91	36.63	35.09	35.88	36.02
MnO	0.76	1.55	1.19	1.42	1.73	1.01	1.28	1.18	0.99
MgO	4.20	2.99	3.71	3.93	3.92	3.70	4.20	3.55	3.88
CaO	0.98	1.25	1.12	1.00	1.07	1.07	0.75	0.84	1.05
Na <sub>2</sub> O	—	1.01	—	—	—	—	0.26	—	—
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99.75	100.12	100.28	100.03	100.07	99.67	100.21	99.64	99.59
Si	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	2.99
Σ	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	2.99
Si	0.06	0.04	0.03	0.03	0.07	0.02	0.03	0.05	—
Al	1.94	1.78	1.93	1.94	1.91	1.90	1.94	1.95	1.96
Σ	2.00	1.82	1.96	1.97	1.98	1.92	1.97	2.00	1.96
Al	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mg	0.50	0.36	0.44	0.47	0.47	0.45	0.50	0.43	0.47
Fe	2.35	2.45	2.43	2.37	2.34	2.48	2.34	2.42	2.42
Mn	0.05	0.11	0.08	0.10	0.12	0.07	0.09	0.08	0.07
Ca	0.08	0.11	0.10	0.09	0.09	0.09	0.06	0.07	0.09
Σ	2.98	3.03	3.05	3.03	3.02	3.09	2.99	3.00	3.05
<i>X</i> <sub>Fe</sub>	0.82	0.84	0.85	0.83	0.83	0.85	0.82	0.85	0.84
<i>Pyr</i>	0.17	0.13	0.15	0.16	0.16	0.15	0.17	0.14	0.16
<i>Spes</i>	0.02	0.04	0.03	0.03	0.04	0.02	0.03	0.03	0.02
<i>Alm</i>	0.88	0.83	0.91	0.88	0.86	0.91	0.86	0.93	0.89
<i>Gros</i>	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03

**Таблица 5.** Составы (мас. %) и кристаллохимические коэффициенты плагиоклазов из обр. 700-а/544

Компо- ненты	<i>Pl-20</i>	<i>Pl-25</i>	<i>Pl-34</i>	<i>Pl-37</i>	<i>Pl-38</i>	<i>Pl-39</i>	<i>Pl-48</i>	<i>Pl-49</i>
				включение				
SiO <sub>2</sub>	62.50	61.95	62.30	59.99	62.20	60.85	62.21	60.92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.12	22.92	23.07	24.40	23.28	23.78	23.32	23.23
FeO	—	—	—	0.29	—	0.38	—	1.00
MnO	—	—	—	0.29	—	0.38	—	—
MgO	—	—	—	—	—	—	—	0.32
CaO	4.93	5.24	5.32	7.01	4.73	5.09	5.05	4.87
Na <sub>2</sub> O	9.57	9.74	9.26	7.78	9.87	9.35	9.59	9.25
K <sub>2</sub> O	0.11	0.17	0.25	0.35	—	0.21	0.12	0.19
Сумма	100.23	100.02	100.20	99.83	100.08	100.05	100.29	99.77
Si	2.75	2.73	2.75	2.67	2.73	2.68	2.73	2.70
Al	1.20	1.19	1.20	1.28	1.21	1.24	1.21	1.21
Σ	4.05	4.02	3.95	3.95	3.94	3.92	3.94	3.91
Fe	—	—	—	0.01	—	0.01	—	0.04
Mn	—	—	—	0.01	—	0.01	—	—
Mg	—	—	—	—	—	—	—	0.02
Ca	0.23	0.25	0.25	0.33	0.22	0.24	0.24	0.23
Na	0.82	0.83	0.79	0.67	0.84	0.80	0.82	0.79
K	0.01	0.01	0.01	0.02	—	0.01	0.01	0.01
Σ	1.06	1.09	1.05	1.04	1.06	1.07	1.07	1.09
<i>An</i>	0.22	0.23	0.24	0.33	0.21	0.23	0.22	0.22
<i>Ab</i>	0.77	0.76	0.75	0.65	0.79	0.76	0.77	0.77

**Таблица 6.** *P-T* оценки метаморфизма гранат-кордиерит-силлиманитового гнейса (обр. 700-а/544) по *Grt-Crd* термометрии и *Grt-Crd-Sil-Qtz* термобарометрии

Ассоциация и номера анализов в табл.	$X_{Mg}$		Термобарометры				$P_{ср}$ , кбар	<i>Grt-Crd</i> термометр					$T_{ср}$ , °C
			AP*		P(1)			T	HL	P(2)	E	B	
	<i>Grt</i>	<i>Crd</i>	<i>T</i> , °C	<i>P</i> , кбар	<i>T</i> , °C	<i>P</i> , кбар	Температура, °C						
<i>Grt</i> (1)- <i>Crd</i> (18)- <i>Sil-Qtz</i>	0.18	0.56	755	5.8	722	5.7	5.8	762	728	774	747	752	753
<i>Grt</i> (5)- <i>Crd</i> (47)- <i>Sil-Qtz</i>	0.17	0.57	751	5.7	718	5.5	5.6	762	730	770	748	750	752
<i>Grt</i> (4)- <i>Crd</i> (35)- <i>Sil-Qtz</i>	0.17	0.57	753	5.7	716	5.4	5.6	760	728	766	746	750	750
<i>Grt</i> (24)- <i>Crd</i> (40)- <i>Sil-Qtz</i>	0.16	0.58	716	5.2	681	4.8	5.0	716	690	728	707	724	713
<i>Grt</i> (16)- <i>Crd</i> (17)- <i>Sil-Qtz</i>	0.15	0.59	702	5.1	665	4.6	4.8	700	678	710	694	714	699
<i>Grt</i> (14)- <i>Crd</i> (30)- <i>Sil-Qtz</i>	0.16	0.59	682	4.8	645	4.2	4.5	676	656	690	671	696	678
<i>Grt</i> (27)- <i>Crd</i> (46)- <i>Sil-Qtz</i>	0.15	0.59	675	4.7	641	4.2	4.5	670	650	686	665	690	672
<i>Grt</i> (42)- <i>Crd</i> (51)- <i>Sil-Qtz</i>	0.14	0.59	668	4.6	636	4.1	4.3	666	648	680	661	688	669
<i>Grt</i> (3)- <i>Crd</i> (31)- <i>Sil-Qtz</i>	0.14	0.60	637	4.3	600	3.5	3.9	628	615	642	627	667	636
<i>Grt</i> (11)- <i>Crd</i> (50)- <i>Sil-Qtz</i>	0.13	0.60	610	3.9	569	2.9	3.5	592	584	610	594	642	604
<i>Grt</i> (2)- <i>Crd</i> (15)- <i>Sil-Qtz</i>	0.11	0.66	505	2.9	471	1.5	2.2	480	485	502	491	576	507

Примечание. В таблице приняты следующие сокращения для геотермобарометров и геотермометров: AP – Aranovich, Podlesskii (1989); P(1) – Perchuk et al. (1984); T – Thompson (1976); HL – Holdaway, Lee (1977); P(2) – Перчук (1989); E – Ellis (1986); B – Bhat-tacharya et al. (1988).

\* Модель расчета – водная.

**Таблица 7.** Оценки давлений (кбар) метаморфизма гнейса (обр. 700-а/544) по *Grt-Pl-Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-Qtz* барометрии

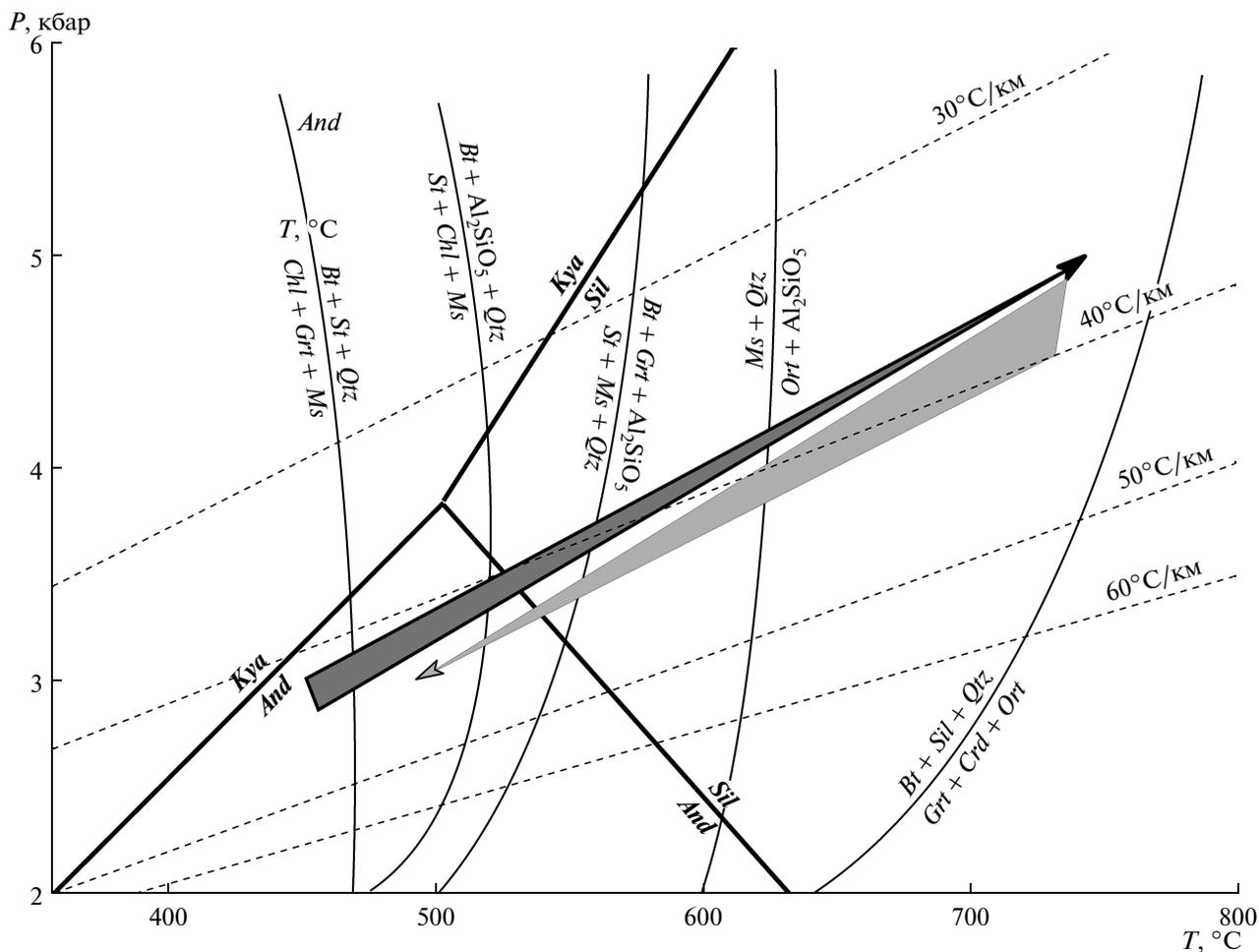
Ассоциация и номера анализов	<i>T<sub>ср</sub></i> , °C	Геобарометры			
		AP(1)	A	AP(2)	NH
<i>Grt(1)-Pl(34)-Sil-Qtz</i>	753	6.0	6.9	4.1	6.6
<i>Grt(4)-Pl(39)-Sil-Qtz</i>	750	5.7	6.7	3.9	6.6
<i>Grt(42)-Pl(48)-Sil-Qtz</i>	669	4.5	3.4	1.2	4.2
<i>Grt(5)-Pl(49)-Sil-Qtz</i>	624	3.2	4.0	0.8	3.6
<i>Grt(6)-Pl(25)-Sil-Qtz</i>	615	2.9	3.7	0.5	3.2
<i>Grt(11)-Pl(38)-Sil-Qtz</i>	604	4.1	5.0	1.8	4.8
<i>Grt(10)-Pl(20)-Sil-Qtz</i>	522	2.3	2.9	—	2.3

Примечание. В таблице приняты следующие сокращения гранат-силикат глинозема-плагноклаз-кварцевого геобарометра (GASP): AP(1) – Аранович, Подлесский (1980); AP(2) – Aranovich, Podlesskii (1989); A – Аранович (1983); NH – Newton, Haselton (1981).

**РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb  
ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ**

Аксессуарный монацит, выделенный из биотит-гранат-кордиерит-силлиманитового плагногнейса воронцовской серии (проба 700-а/544)

представлен прозрачными и полупрозрачными бесцветными и светло-желтыми кристаллами размером от 50 до 300 мкм, а также их фрагментами. Монацит часто содержит включения непрозрачных минералов.



**Рис. 6.** Прогрессивный и ретроградный *P-T* тренды метаморфизма метапелитов воронцовской серии востока ВКМ. Линии изоградных реакций нанесены по (Кориковский, 1979).

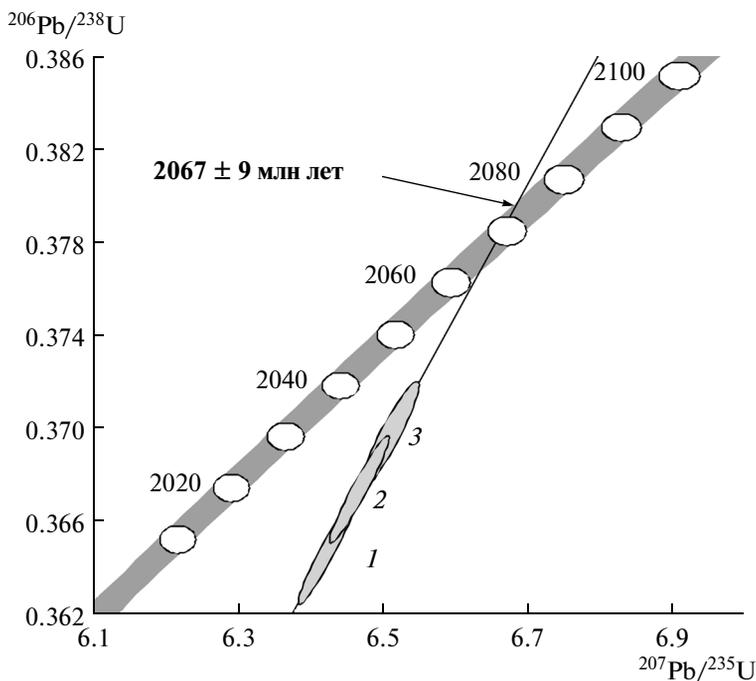


Рис. 7. Диаграмма с конкордией для монацита из биотит-гранат-кордиерит-силлиманитового плагиогнейса воронцовской серии (проба 700-а/544).

Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 8.

Для U-Pb геохронологических исследований использованы единичные крупные кристаллы монацита и их фрагменты, отобранные из размерной фракции >150 мкм. Они характеризуются незначительной (2–3%) возрастной дискордантностью (№ 1–3, табл. 8), а точки их изотопных составов (рис. 7) располагаются на дискордии, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту  $2067 \pm 9$  млн лет (нижнее пересечение с конкордией  $61 \pm 650$  млн лет, СКВО = 0.08).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Главным подходом к выяснению причин проявления НТ/LP метаморфизма в коллизионных

орогенах является реконструкция последовательности эндогенных событий в истории их геологического развития с помощью анализа геологических и структурных данных, а также изотопного датирования.

Учитывая “насыщенность” Воронцовского террейна интрузиями базитов, в качестве причины высокого теплового потока и, соответственно, НТ/LP метаморфизма можно было бы рассматривать внедрение большого объема мантийных магм основного состава в нижнюю кору в условиях постколлизионного растяжения, вызвавшее появление обширных очагов плавления и образование гранитоидных интрузий в средней и верхней коре. Казалось бы, что на это указывают:

Таблица 8. Результаты U-Pb геохронологических исследований монацита (проба 700-а/544)

Номер п/п	Размерная фракция (мкм) и характеристика монацита	Навеска, мг	Pb, мкг/г	U, мкг/г	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
					$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	>150, 6 зер.	0.04	1169	1012	4263	$0.1278 \pm 1$	$2.4773 \pm 1$	$6.4396 \pm 77$	$0.3654 \pm 2$	0.96	$2038 \pm 2$	$2008 \pm 2$	$2068 \pm 1$
2	>150, 5 зер.	0.03	1832	1524	4131	$0.1277 \pm 1$	$2.6355 \pm 1$	$6.4825 \pm 73$	$0.3680 \pm 2$	0.96	$2044 \pm 2$	$2020 \pm 2$	$2068 \pm 1$
3	>150, 3 зер.	*	U/Pb = 0.73		1964	$0.1278 \pm 1$	$3.2223 \pm 1$	$6.5229 \pm 79$	$0.3702 \pm 2$	0.93	$2049 \pm 2$	$2030 \pm 2$	$2068 \pm 1$

Примечание. <sup>a</sup> Изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам после запятой. \* Навеска циркона не определялась.

(1) возраст зонального НТ/LP ( $750^{\circ}\text{C}$  и 4–5 кбар) метаморфизма, который составляет  $2067 \pm 9$  млн лет, т.е. соответствует наиболее вероятному интервалу (2050–2080 млн лет) внедрения базитовых и гранитоидных интрузий.

(2) характер прогрессивного метаморфизма: увеличение температуры при слабо увеличивающемся давлении ( $P$ - $T$  параметры метаморфизма отвечают геотерме около  $40^{\circ}\text{C км}^{-1}$  на средне- и верхнекоровом уровнях).

(3) характер ретроградного тренда и охлаждения после пика метаморфизма, в ходе которого в результате деградации теплового источника произошло охлаждение пород близко к геотерме, без значительной изотермальной декомпрессии (эксгумации). На ретроградной стадии метаморфических преобразований пород Воронцовского террейна (рис. 6), начиная с температуры  $670^{\circ}\text{C}$ , они охлаждались со скоростью  $3^{\circ}\text{C/млн лет}$  при давлениях не более 4 кбар, а скорость подъема составляла 0.03 км/млн лет (Герасимов, Савко, 1995).

(4) Пространственное совмещение наиболее высокотемпературных метаморфических зон и массивов гранитов S-типа.

Однако такое предположение плохо согласуется с имеющимися геологическими и структурными данными. Действительно, самые низкотемпературные породы (зеленосланцевая фация) в метаморфической зональности пространственно приурочены к ареалам распространения наиболее крупных массивов базитов, диоритов и высокотемпературных гранитов А-типа (рис. 3), которые могли бы служить главным источником тепла при метаморфизме. И, напротив, среди высокотемпературных метаморфических пород присутствуют лишь массивы сравнительно низкотемпературных гранитоидов S-типа и мелкие массивы ультраосновных пород. Такие соотношения показывают, что зональный НТ/LP метаморфизм предшествовал внедрению основных и кислых интрузий, которые, соответственно, не могут рассматриваться как фактор, определяющий метаморфическую зональность Воронцовского террейна. Этот вывод подтверждается данными о посттектонической позиции указанных интрузивных тел, внедрению которых предшествовали структурные преобразования вмещающих пород, с которой, вероятно, был сопряжен метаморфизм, а также отсутствие в магматических породах признаков метаморфических изменений (рассланцевания и новообразованных высокотемпературных метаморфических минералов). Следует также отметить, что в крупных ксенолитах сланцев воронцовской серии в базитовых интрузиях, несмотря на ороговикование, сохраняется кристаллизационная сланцеватость, а в небольших ксенолитах, наряду с контактными высокотемпературными минеральными ассоциациями, включающими силлиманит, шпинель, гранат, кордиерит и ортопироксен, встречаются реликты

ставролита (Савко, 1992). Это свидетельствует о том, что контактовому воздействию подверглись ранее метаморфизованные породы. Другими словами, в геологической истории Воронцовского террейна складчатость и метаморфизм предшествовали магматической активности. Соответственно, мы не можем рассматривать ее как причину формирования НТ/LP метаморфической зональности.

Альтернативой магматическому тепловому источнику зонального НТ/LP метаморфизма пород воронцовской серии является разогрев при вязких деформациях “viscous heating” (Burg, Gerya, 2005), который привлекается рядом исследователей для объяснения метаморфической зональности коллизионных орогенов (Burg, Gerya, 2005; Burg, Schmalholz, 2008). Идея такого источника тепла непопулярна среди геологов из-за отсутствия наглядных доказательств, таких, например, как большое количество интрузий для магматического разогрева. Тем не менее термодинамические процессы преобразования механической энергии в тепло при пластических деформациях являются объективной реальностью. В коллизионных орогенах они позволяют обеспечить локальное превышение температуры (до  $200^{\circ}\text{C}$ ) над региональным фоном. Такой механизм является, по-видимому, наименее противоречивым объяснением зонального НТ/LP метаморфизма Воронцовского террейна.

В холодной литосфере при коллизии отмечается резкое увеличение давления в коре (Burg, Schmalholz, 2008). В горячей литосфере есть тенденция к гомогенному увеличению мощности при коллизии. Значительные деформации и развитие складчатости в ходе коллизии характерны для теплой литосферы. При этом давление в средней коре не превышает литостатическое. Учитывая невысокие давления при метаморфизме метасадочных пород воронцовской серии и хорошо проявленную складчатость, в данном случае наиболее вероятен вариант разогрева пород при вязких деформациях, вызванных складчатостью на этапе коллизии в условиях “теплой” литосферы молодого палеопротерозойского Воронцовского террейна. Давления и температуры резко возрастают рядом с зонами надвигов (Burg, Schmalholz, 2008), что мы и видим в районе Лосевско-Мамонского разлома, где возрастает интенсивность метаморфизма с  $\approx 500^{\circ}\text{C}$  и 3 кбар до  $750^{\circ}\text{C}$  и 5 кбар, а изограды субпараллельны зоне надвига. Метаморфизм фактически обусловлен деформациями, но разогрев продолжается и после окончания деформаций (Burg, Schmalholz, 2008). Это может объяснить син- и постдеформационный характер метаморфической кристаллизации, например, порфиробластов граната и, возможно, монацита в породах воронцовской серии.

## ВЫВОДЫ

Возраст зонального НТ/LP (490–750°C и 3–5 кбар) метаморфизма воронцовской серии составляет  $2067 \pm 9$  млн лет и перекрывается с временным интервалом (2050–2080 млн лет) внедрения большого объема базитовых и гранитоидных интрузий. Периоды магматической активности и метаморфизма сближены во времени, что предполагает, казалось бы, очевидный вывод о магматическом источнике тепла для метаморфизма. Однако геологические данные о конфигурации метаморфических зон (самые крупные базитовые, диоритовые и гранитоидные интрузии находятся в зонах низкотемпературного метаморфизма), присутствие реликтовых метаморфических минеральных ассоциаций и кристаллизационной сланцеватости в метапелитах из ксенолитов в интрузиях свидетельствует об их постметаморфическом внедрении. Исходя из этого, наиболее вероятной причиной НТ/LP метаморфизма послужило увеличение теплового потока при вязких деформациях и складчатости в теплой литосфере молодого палеопротерозойского Воронцовского террейна в ходе коллизионных процессов.

*Благодарности.* Авторы выражают признательность Л.Я. Арановичу (ИГЕМ РАН) за полезную дискуссию.

*Исследования поддержаны программой стратегического развития Воронежского государственного университета и базовых исследований ИГЕМ РАН и ИГГД РАН.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аранович Л.Я.* Биотит-гранатовые равновесия в метапелитах. I Термодинамика твердых растворов и минеральных реакций // Очерки физико-химической петрологии. Черногловка: ОИХФ АН СССР, 1983. Вып. 11. С. 121–136.
- Аранович Л.Я., Подлесский К.К.* Гранат-плагиоклазовый геобарометр // Докл. АН СССР. 1980. Т. 251. № 5. С. 1216–1219.
- Бибикова Е.В., Богданова С.В., Постников А.В. и др.* Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопно-геохронологическая характеристика супракрустальных пород и гранитоидов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. № 6. С. 3–16.
- Герасимов В.Ю., Савко К.А.* Геоспидометрия и температурная эволюция гранат-кордиеритовых метапелитов Воронежского кристаллического массива // Петрология. 1995. Т. 3. № 6. С. 563–577.
- Кременецкий А.А., Скрябин В.Ю., Терентьев Р.А. и др.* Воронежская параметрическая скважина — новый этап познания глубинного строения ВКМ // Разведка и охрана недр. 2006. № 9–10. С. 109–117.
- Кориковский С.П.* Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1979. 263 с.
- Лохов К.И., Салтыкова Т.Е., Капитонов И.Н. и др.* Корректная интерпретация U–Pb возраста по циркону на основе изотопной геохимии гафния и неодима (на примере некоторых магматических комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы) // Региональная геология и металлогения. 2009. № 38. С. 43–53.
- Лебедев И.П.* Реконструкция первичной природы и условий прогрессивного регионального метаморфизма раннепротерозойских образований воронцовской серии: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Воронеж: Воронежский ун-т, 1977. 18 с.
- Перчук Л.Л.* Взаимосогласование некоторых Fe–Mg геотермометров на основе закона Нернста: ревизия // Геохимия. 1989. № 5. С. 611–622.
- Савко К.А.* Зональность минералов и прогрессивные метаморфические реакции в среднетемпературных метапелитах воронцовской серии (Воронежский кристаллический массив) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 11. С. 79–87.
- Савко К.А.* Петрология ксенолитов метапелитов в постметаморфических габброноритах и диоритах востока ВКМ // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 10. С. 61–73.
- Савко К.А.* Низкотемпературные породы в метаморфической зональности воронцовской серии ВКМ // Геология и геофизика. 1994а. № 3. С. 50–59.
- Савко К.А.* Силлиманит-мусковитовая зона в метаморфическом комплексе воронцовской серии ВКМ // Геология и геофизика. 1994б. № 6. С. 73–86.
- Савко К.А.* Цинковый ставролит в высокотемпературных гнейсах Воронежского кристаллического массива // Вестник Воронежского ун-та. Сер. геол. 1997. № 3. С. 76–84.
- Савко К.А., Бочаров В.Л.* Петрохимия габбродолеритов восточной части Воронежского кристаллического массива // Известия вузов. Геология и разведка. 1988. № 7. С. 42–51.
- Савко К.А., Герасимов Ю.В.* Петрология и геоспидометрия метаморфических пород востока Воронежского кристаллического массива // Труды НИИГ Воронежского ун-та. Воронеж. Вып. 8. 2002. 131 с.
- Савко К.А., Полякова Т.Н.* Зональный метаморфизм и петрология метапелитов Тим-Ястребовской структуры, Воронежский кристаллический массив // Петрология. 2001. Т. 9. № 6. С. 593–611.
- Савко К.А., Скрябин В.Ю.* Петрология форстерит-клиногумитовых мраморов Воронежского кристаллического массива // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 4. С. 592–605.
- Савко К.А., Скрябин В.Ю.* Геохронология и вещественный состав габбродиорит-тоналитовых и гранодиорит-гранитных пород Таловской интрузии (Воронежский кристаллический массив) // Вестник Воронежского ун-та. Сер. геол. 2012. № 2. С. 95–104.
- Савко К.А., Самсонов А.В., Базиков Н.С.* Метатерригенные породы воронцовской серии Воронежского кристаллического массива: геохимия, особенности формирования и источники сноса // Вестник Воронежского ун-та. Сер. геол. 2011. № 1. С. 70–94.
- Савко К.А., Хиллер В.В., Базиков Н.С., Вотяков С.Л.* Th–U–Pb возраст метаморфизма пород воронцовской серии Воронежского кристаллического массива по данным микрозондового датирования монацитов // Докл. АН. 2012. Т. 444. № 3. С. 289–295.
- Савко К.А., Самсонов А.В., Ларионов А.Н. и др.* Палеопротерозойские граниты А- и S-типов востока Воронежского кристаллического массива: геохронология, петрогенезис и тектоническая обстановка формирования // Петрология. 2014. Т. 22. № 3. С. 235–264.
- Скрябин В.Ю., Савко К.А., Скрябин М.В. и др.* Кембрийская магматическая активизация Восточно-Европейской платформы // Докл. АН. 2015. Т. 463. № 5, в печати.

- Терентьев Р.А., Скрябин В.Ю.* Калачеевская постколлизийная структура Воронежского кристаллического массива // Вестник Воронежского ун-та. Сер. геол. 2014. № 3. С. 14–34.
- Чернышов Н.М., Баянова Т.Б., Чернышова Н.М., Левкович Н.В.* Возраст норит-диоритовых интрузий по изотопно-геохронологическим данным еланского никеленосного комплекса и их временные соотношения с габброноритами мамонского комплекса Воронежского кристаллического массива // Геология и геофизика. 1998. № 8. С. 1064–1071.
- Чернышов Н.М., Баянова Т.Б., Альбеков А.Ю., Левкович Н.В.* Новые данные о возрасте габбро-долеритовых интрузивов трапповой формации Хоперского мегаблока ВКМ // Докл. АН. 2001. Т. 380. № 5. С. 301–303.
- Щипанский А.А., Самсонов А.В., Петрова А.Ю., Ларионова Ю.О.* Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое // Геотектоника. 2007. № 1. С. 43–70.
- Aranovich L.Ya., Podlesskii K.K.* Geothermobarometry of high-grade metapelites: simultaneously operating reactions // Evolution of Metamorphic Belts. Daly J.S., Cliff R.A., Yardley B.W.D. (Eds). Geol. Soc. Spec. Publ. London. 1989. № 43. P. 45–61.
- Bhattacharya A., Mazumdar A.C., Sen S.K.* Fe-Mg mixing in cordierite: constraints from natural data and implications for cordierite-garnet geothermometry in granulites // Amer. Mineral. 1988. V. 73. № 3/4. P. 338–344.
- Bogdanova S.V., Postnikov A.V., Bibikova E.V.* The Volga-Don orocline stitching Volgo-Sarmatia // Geophysical Res. Abstracts 14. 2012. EGU 2012–11762.
- Burg J.-P., Gerya T.V.* The role of viscous heating in Barrovian metamorphism of collisional orogens: thermomechanical models and application to the Lepontine Dome in the Central Alps // J. Metamorph. Geol. 2005. V. 23. P. 75–95.
- Burg J.-P., Schmalhol S.M.* Viscous heating allows thrusting to overcome crustal-scale buckling: Numerical investigation with application to the Himalayan syntaxes // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. V. 274. P. 189–203.
- Catalan J.R.M., Pascual F.J.R., Montes A.D. et al.* The late Variscan HT/LP metamorphic event in NW and Central Iberia: relationships to crustal thickening, extension, orocline development and crustal evolution // Geol. Soc. London Spec. Publ. 2014. V. 405. P. 225–248.
- Davis W.J., Jones A.G., Bleeker W., Grutter H.* Lithosphere development in the Slave craton: a linked crustal and mantle perspective // Lithos. 2003. V. 71. P. 575–589.
- Ellis D.J.* Garnet-liquid Fe<sup>+2</sup>-Mg equilibria and implication for the beginning of melting in the crust and subduction zones // Amer. J. Sci. 1986. V. 286. P. 765–791.
- Gerdas A., Worner G., Henk A.* Post-collisional granite generation and HT-LP metamorphism by radiogenic heating // Geol. Soc. London. 2000. V. 157. P. 577–587.
- Gibson R.L., Stevens G.* Regional metamorphism due to anorogenic intracratonic magmatism // Geol. Soc. London Spec. Publ. 1998. V. 138. P. 121–135.
- Giustina M.E.S.D., Pimentel M.M., Filho C.F.F., de Hollanda M.H.B.M.* Dating coeval mafic magmatism and ultrahigh temperature metamorphism in the Anápolis-Itaucu Complex, Central Brazil // Lithos. 2011. V. 124. P. 82–102.
- Henk A., Franz L., Teufel S., Oncken O.* Magmatic underplating, extension, and crustal reequilibration: insights from a cross-section through the Ivrea zone and Strona-Ceneri zone, Northern Italy // J. Geol. 1997. V. 105. P. 367–378.
- Holdaway M.J., Lee S.M.* Fe-Mg cordierite stability in high grade pelitic rocks, based on experimental, theoretical and natural observations // Contrib. Mineral. Petrol. 1977. V. 63. № 2. P. 175–198.
- Kemp A.I.S., Shimura T., Hawkesworth C.J.* Linking granulites, silicic magmatism, and crustal growth in arcs: Ion microprobe (zircon) U-Pb ages from the Hidaka metamorphic belt, Japan // Geology. 2007. V. 35. № 9. P. 807–810.
- Krogh T.E.* A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
- Ludwig K.R.* PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-542. 1991. 35 p.
- Ludwig K.R.* ISOPLOT/Ex. Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley Geochronology Center Sp. Publ. 1999. № 1a. 49 p.
- Lux D.R., De Yoreo J.J., Guidotti C.V., Decker E.R.* Role of plutonism in low-pressure metamorphic belt formation // Nature. 1986. V. 323. P. 795–797.
- Millonig L., Zeh A., Gerdas A., Klemd R., Barton J.M.* Decompressional Heating of the Mahalapye Complex (Limpopo Belt, Botswana): a Response to Palaeoproterozoic Magmatic Underplating? // J. Petrol. 2010. V. 51. № 3. P. 703–729.
- Morrissey L.J., Hand M., Raimondo T., Kelsey D.E.* Long-lived high-T, low-P granulite facies metamorphism in the Arunta Region, central Australia // J. Metam. Geol. 2014. V. 32. P. 25–47.
- Newton R.C., Haselton H.T.* Thermodynamics of the garnet-plagioclase-Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-quartz geobarometer // Thermodynamics of Minerals and Melts. N.Y.: Springer, 1981. P. 131–147.
- Perchuk L.L., Lavrent'eva I.V., Kotelnikov A.R., Petrik I.* Comparative characteristics of the metamorphism thermodynamic regimes for rocks of the Major Caucasian range and Western Carpathian // Geologicky Zbornik-Geologica Carpatika. 1984. V. 35. № 1. P. 105–155.
- Polyakova T.N., Savko K.A., Skryabin V.Yu.* Evolutions of Early Proterozoic metamorphism within Tim-Yastrebovskaya Paleorift, Voronezh Crystalline Massif, East-European Platform: Metapelite Systematic, Phase Equilibrium and P-T Conditions // Metamorphism and Crustal Evolution. H. Thomas (Ed.) New Delhi: Publ. Atlantic Publishers and Distributors, 2005. P. 26–72.
- Ruppel C., Hodges K.V.* Pressure-temperature-time paths from two-dimensional thermal models: prograde, retrograde and inverted metamorphism // Tectonics. 1994. V. 13. P. 17–44.
- Sandiford M., Hand M.* Australian Proterozoic high-temperature, low-pressure metamorphism in the conductive limit // Geol. Soc. London Spec. Publ. 1998. V. 138. P. 109–120.
- Sandiford M., Powell R.* Deep crustal metamorphism during continental extension: modern and ancient examples // Earth Planet. Sci. Lett. 1986. V. 79. P. 151–158.
- Stacey J.S., Kramers I.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
- Steiger R.H., Jager E.* Subcommittee of Geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.
- Thompson A.B.* Mineral reactions in pelitic rocks: 2 Calculation of some P-T-X phase relations // Amer. J. Science. 1976. V. 276. № 4. P. 425–454.