

Министерство образования и науки Российской Федерации ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ «ВОРОНЕЖСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Геологический факультет Воронежское отделение Российского минералогического общества

ДОКЛАДЫ НАУЧНОЙ СЕССИИ

ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ФАКУЛЬТЕТА

ВОРОНЕЖСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА

(8-29 АПРЕЛЯ 2013 г.)

Воронеж

2013 г.

Доклады научной сессии геологического факультета Воронежского государственного университета (8-29 апреля 2013 г.). ФГБОУ ВПО ВГУ. 101 с.

Тезисы докладов не проходили рецензирования и представлены в авторской редакции.

Оглавление

Реперное U-Pb датирование палеопротерозойских габброидных формаций Курского блока Сарматии (Воронежский кристаллический массив) Tetrad U-Pb dating of Paleoproterozoic gabbroic formations of the Kursk unit of Sarmatia (Voronezh crystalline massif)	
Доц. А.Ю. Альбеков, доц М.В. Рыборак, преп. П.С.Бойко sashaalb@list.ru	3
Минералого-петрографические и петрохимические особенности габброидных разновидностей пород Вязовского массива Mineralogical, petrographic and petrochemical characteristics of the gabbroic rocks varieties of the Viazovskiy intrusive massif <i>Acn. T.B. Белькова</i> gladneva_tv89@mail.ru	28
Золотухинский комплекс КМА (геология, состав, условия формирования) Paleoproterozoic magmatic complex Zolotukhinskiy on the Kursk magnetic anomaly (geology, composition, conditions of formation) <i>Преп. П.С.Бойко</i> plekhanov.lsk@mail.ru	41
Распределение редкоземельных и малых элементов в мафитах и ультрамафитах Елань-Коленовского плутона The distribution of rare earth and trace elements in mafic and ultramafic rocks of the Elan- Kolenovskiy intrusive massif <i>Acn. A.U. Овсянников</i> <i>ругатidal_mines@mail.ru</i>	61
Архейские возраста цирконов магматических комплексов Курского блока ВКМ по данным U-Pb (SHRIMP II) датирования Archean age of magmatic zircons of the Kursk block of the Voronezh crystalline massif according U-Pb (SHRIMP II) dating Доц. М.В. Рыборак, доц. А.Ю. Альбеков ryborak.mv@gmail.com	72
Ультрамафит-мафитовые породы Льговско-Ракитнянского позднеархейского зеленокаменного пояса Курской гранит-зеленокаменной области The ultramafic-mafic rocks of the Lgovsko-Rakitnyanskiy greenstone belt of the Neoarchaean Kursk granite-greenstone region. <i>Acn. E.M. Соловьева samorodok2006@mail.ru</i>	82

РЕПЕРНОЕ U-Pb ДАТИРОВАНИЕ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГАББРОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ КУРСКОГО БЛОКА САРМАТИИ (ВОРОНЕЖСКИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ МАССИВ)

А.Ю. Альбеков, М.В. Рыборак, П.С. Бойко Воронежский государственный университет 2013

пикриты – Fe-Ti толеиты – low-Ti толеиты





OI + Opx + Aug + Pig + PI + HbI + Qu + Fe-Tioxides + Ap + Bd + Zr

Rb-Sr и Sm-Nd – породообразующие минералы U-Pb – бадделеит и циркон



Датирование основных пород: **Rb-Sr метод**

WR-1412+Pig+Aug+HbI + PI Age = 2243 ± 680 Ma Initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0.7014 ± 0.0035 MSWD = 2930





По материалам чл.-корр. РАН А.В. Самсонова



Циркон очень устойчив к наложенным процессам, он сохраняется как минерал и сохраняет U-Pb изотопную систему при высоких Р-Т условиях

Высокое содержание U и очень низкие концентрации обыкновенного Pb в цирконе делают его идеальным геохронометром

НЕТИПИЧЕН для МАФИЧЕСКИХ и других

недосыщенных кремнеземом интрузивных

пород

Датирование основных пород: U-РЬ метод по циркону -



ЦИРКОН ОЧЕНЬ ЧАСТО ЯВЛЯЕТСЯ КСЕНОГЕННЫМ

во всех магматических породах, и, главным образом, в породах

основного состава

По материалам чл.-корр. РАН А.В. Самсонова

Датирование основных пород: **U-Pb метод по бадделеиту** - ZrO₂



Типичный магматический акцессорный минерал МАФИЧЕСКИХ и других недосыщенных кремнеземом интрузивных пород Высокое содержание U и низкие концентрации обыкновенного Pb в бадделеите делают его хорошим геохронометром

Бадделеит, слабо устойчивый к наложенным процессам, не бывает ксеногенным. Его датирование позволяет определить время кристаллизации интрузивных пород основного состава

HO!!!!!!!!!!!

Выделение бадделеита классическим методом в достаточном количестве и в обозримые сроки возможно только из обогащенных Zr пород щелочного состава, где он формирует крупные зерна Выделение бадделеита из низко-Zr толеитов с использованием стандартных методик деления требует очень большого объема проб – от 5 до 100 кг и обычно дает неудовлетворительный результат

Датирование основных пород: **U-Pb метод по бадделеиту** - ZrO₂



"Water-based" методика выделения бадделеита разработана Ульфом Содерлундом (университет

* - Soderlund U. Vohanes or Bernals var at to extract baddeleyite (ZrO₂) (2002)

Датирование основных пород: **U-Pb метод по бадделеиту** - ZrO₂

<u>Главные особенности метода:</u>

- Измельчение образца до < 0.5 мм
- активное использование концентрационного стола
- вода используется на всех стадиях выделения, включая отбор зерен бадделеита под бинокуляром
- используются навески около 100 г
- общий объем пробы не превышает 1.5 кг

Ограничения метода

- Выделяется только бадделеит
- Используются только интрузивные породы основного состава
- Мощность тел должна быть НЕ МЕНЕЕ 10 м
- Полнокристаллические среднезернистые и крупнозернистые породы внутренних частей тел
 По материалам чл.-корр. РАН А.В. Самсонова

1. Отбор образцов из центральных частей мощных тел

2. Оценка степени сохранности главных минералов в шлифах

Ограничения на возможность U-Pb датирования по бадделеиту: высокая степень сохранности пород!!!

Датирование основных пород: U-РЬ метод по бадделеиту - ZrO₂









Поскольку основы этих методов датирования фундаментально отличаются, каждому из них присущи свои преимущества и недостатки



Выбор инструментального метода датирования ID-TIMS

Классический метод изотопного разбавления (ID- Isotope Dilution). Предполагает использование трассера, имеющего искусственно обогащенный относительно природного изотопный состав U-Pb, с последующим массспектрометрическим анализом изотопного состава смеси исследуемого материала с трассером при помощи прецизионных анализаторов с твердофазной ионизацией (TIMS– Thermal Ionization Mass Spectrometry). Это позволяет получить беспрецедентную точность датирования с погрешностью не превышающую 0,5%. Преимуществом ID-**ТІМЅ** перед SIMS-методами является то, что изотопный состав свинца и урана в исследуемом веществе определяются непосредственно по соответствующим ионным токам изотопов этих элементов, исключая процедуру калибровки по стандарту с известным возрастом.

Выбор инструментального метода датирования SIMS И LA-ICP/MS

Локальные, «in situ» методы, позволяющие анализировать U-Рь изотопный состав нанограммовых объемов вещества. Инструменты основаны на масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS- Secondary Ion Mass Spectrometry) и лазерной абляции LA-ICP/MS. Инструментом U-Pb SIMS-датирования цирконов является SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Micro Probe) – прецизионный вторично-ионный микрозонд высокого разрешения. При ионной бомбардировки мишени производится U как в виде металлических, так и окисных и двуокисных ионов, в то время как Pb представлен металлической формой. Поэтому получаемые ионные отношения Pb⁺/U⁺ являются искаженными, что предполагает реализацию измерений по принципу "стандарт-образец". В качестве стандарта используется гомогенные по всему объему цирконы с аттестованным U/Pb отношением



По материалам Е.Б. Сальниковой

Выбор инструментального метода датирования



TEMORA 1

Результаты изучения кристаллов цирконов Temora с помощью оптического и электронного микроскопов.

а, б – в проходящем и отраженном свете (видны кратеры после U-Pb SHRIMP датирования); в – катодолюминесценция.

Black L.P., Kamo S.L., Allen S.M. et al. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // Chemical Geology. 2003. V. 200 (1-2). P. 155– 170.

По материалам Ю.Л.Ронкина и др.

Accuracy & precision		
	правил	ьность и
ID TIMS	SIMS	LA ICP MS
	Заявленн	ая точно
0.5%	1.5-2.5%	2-2.5%
Дейст	вительна.	яточнос
M	ожетдост	игать
1-1.5%	2.5-5%	3.5-10%

Погрешности возраста переоценены в несколько



Не существует метода, позволяющего 0 e н Ν Ь том 2000 млн. циркон B a С С 0 3 D T СТЬЮ ле 0 Ч Η В Ы Попатериалам Е. Сальниковрй СТ 0

Выбор инструментального метода датирования



U-Pb-данные для цирконов стандарта Te-mora Общее количество кратеров 45 шт.; а – U-Pb-SHRIMP, шайба Z3673 [1], аналитические погрешности по осям координат ±10; б – U-Pb – ID-TIMS [2], аналитические погрешности по осям координат ±20, слева вверху вставка в увеличенном масштабе, возраст 416.86 ± 0.23 млн. лет. Для сравнения а и б основной масштаб пред-ставления одинаков.

1. Dunphy J.M., Fletcher I.R., Cassidy K.F. et. al. Compilation of SHRIMP U–Pb geochronological data, Yilgarn Craton, Western Australia, 2001–2002. 2003. Geoscience Australia, Record 2003/15. 139 p.

2. Black L.P., Kamo S.L., Allen S.M. et al. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // Chemical Geology. 2003. V. 200 (1-2). P. 155– 170.

По материалам Ю.Л.Ронкина и др.

ЕЖЕГОДНИК-2008, Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 156, 2009, с. 337–343



По материалам Е.Б. Сальниковой

Выбор инструментального метода датирования LA ICP MS SIMS **ID TIMS** Большая Высокая точность производительнос тьи ЗАДразранственное доступность Изучение Реперное циркона со датирование, сложным калибровка» внутренним атиграфической строением, ілы, аттестация получение стандартов предварительн Приатериалам Е.Б. Сальниковой

Положение Воронежского кристаллического массива (ВКМ) в структуре ВЕК



Объекты исследования



Диаграмма с конкордией для U-Pb возраста циркона (2) и бадделеита (3) из габброноритов золотухинского комплекса и бадделеита (4) из габбродолеритов смородинского комплекса



Выводы:

 U-Pb изотопное реперное прецизионное датирование ID-TIMS методом по циркону и бадделеиту, проведенное в разных лабораториях, убедительно доказало, что формирования габброноритовых тел золотухинского комплекса произошло 2066 – 2069 млн. лет назад.

Прорывающие их с четким интрузивных контактом габбродолериты смородинского комплекса, относятся к более позднему этапу эволюции Курского блока. Их образование произошло около 1787 млн. лет назад, после предполагаемого сочленения двух крупных кратонов – Сарматии и Волго-Уралии (включая Хоперский блок) в интервале 2050-2000 млн. лет [34]. Сделанный вывод подтверждает определенный ранее [Чернышов Н.М., Баянова Т.Б., Альбеков А.Ю.] U-Рb прецизионный изотопный возраст троктолит-габбродолеритовых массивов новогольского комплекса Хоперского блока, что позволяет говорить о синхронности внутриплатформенных магматических габбродолеритовых проявлений в период 1787-1805 млн. лет назад в границах Курского и Хоперского блоков, образующих единую крупную трапповую провинцию, отражающую процессы вероятного одновозрастного сочленения кратонов Сарматии и Волго-Уралии (Волго-Сарматии) с Балтией.

Благодарим за внимание!!!



Минералого-петрографические и петрохимические особенности габброидных разновидностей пород Вязовского массива

> Научный руководитель чл.-корр. РАН, д. г.-м. н., проф. Чернышов Н.М. Аспирант Белькова Т.В.

Актуальность:

- Вязовский массив, площадью 80 км², является частью Елань-Вязовского плутона, в котором установлены крупномасштабное медно-никелевое оруденение (Еланское месторождение), а также перспективы обнаружения платинометалльного оруденения
- Изучение Вязовского плутона позволит установить критерии оценки рудоносности на обнаружение в его пределах сульфидно-медно-никелевых и платинометалльных месторождений

Цели и задачи:

- Изучение минералого-петрографических и геохимических особенностей наиболее распространенных габброидных разновидностей пород Вязовского массива
- Выяснение формационной принадлежности пород, т.е. возможное нахождение пород еланского комплекса

Схема геологического строения Вязовского интрузива (по Н.М. Чернышову)



Условные обозначения: 1-2 - ультрамафит-мафитовые породы кумулятивной серии I интрузивной фазы: 1 - ритмичнорасслоенные серии перидотит - пироксенит- меланократовый габбронорит (троктолит) габбронорит; 2 - чередование троктолитов и оливиновых габброноритов с редкими слоями перидотитов; 3 - ультрамафиты мамонского типа интрузий; 4-6 - мафитовые породы дифференцированной серии габброноритов II интрузивной фазы: 4 - оливиновые и оливин-ортоклазовые габбронориты, 5 - биотит-амфиболовый габбронорит, 6 - биотит-амфиболовый габбронорит и биотитовое габбро; 7- метапесчанники воронцовской серии, 8-11 - контакты интрузивных пород: 8 интрузивные контакты с вмещающими метапесчанниками воронцовской сериии, 9 - межфазо-вые интрузивные контакты, 10 - постепенные петрографические границы, 11 - тектонические разрывные нарушения.

Габброидные разновидности пород:

Название породы	Количественно-минералогический состав (%)
Оливиновый габбронорит	оливин -10-40, ортопироксен- 15-20, клинопироксен - 5-10, плагиоклаз - 15- 35, биотит - 0-3, рудные.
габбронорит	Плагиоклаз – 45-55, ортопироксен – 20- 30, клинопироксен – 10-25, биотит – 0- 3, рудные.
Биотит-амфиболовый габбронорит	Плагиоклаз – 20-30, ортопироксен – 10- 20, клинопироксен – 10-25, биотит – 5- 20, амфибол – 10-15, рудные.
Роговообманковое габбро	Роговая обманка – 30-35, плагиоклаз – 55-60; биотит, рудные.
Норит	ортопироксен 30-40; плагиоклаз – 50- 55, кварц, биотит, сульфиды.





Габбронорит (скв. 8469, гл. 439,8 м; николи ||-слева; николи ×-справа)





Оливиновый габбронорит (скв. 7623, гл. 437,8 м; николи ||слева; николи ×-справа)



Биотит-амфиболовый габбронорит (скв. 7629, гл. 274.0 м; николи ||-слева; николи ×-справа)





Роговообманковое габбро (скв. 8469, гл. 486,7 м; николи ||слева; николи ×-справа)


Норит (скв. 8020, гл. ; николи ||-слева; николи ×-справа)

Средние химические составы габброидных разновидностей пород Вязовского массива (в мас. %)

компонент	1(2)	2(3)	3(8)	4(4)
SiO ₂	45,52	51,88	50,87	53,15
TiO ₂	0,50	0,48	0,44	0,58
Al ₂ O ₃	10,02	13,08	11,83	14,34
Cr ₂ O ₃	0,31	0,10	0,11	0,15
Fe ₂ O ₃	7,95	9,01	4,06	1,41
FeO	3,73	-	7,03	8,55
MnO	0,14	0,11	0,15	0,13
MgO	11,90	12,66	12,95	14,82
CaO	7,35	6,06	6,60	6,29
Na ₂ O	1,58	1,82	1,88	2,76
K ₂ O	1,16	1,67	1,69	1,78
P_2O_5	0,16	0,24	0,50	0,20
сумма	100	100	100	100
Ni/Cu	0,31/0,05	0,03/0,01	0,02/0,01	0,01/0,005

Примечание: 1оливиновый габбронорит; 2-амфиболизированный габбронорит; 3габбронорит; 4-норит. В скобках количество анализов. Анализы пересчитаны на безводный состав и приведены к 100%.

Заключение:

- Габброидные разновидности пород Вязовского массива имеют характерные структурнотекстурные, минералогические и геохимические особенности
- Среди габброидных пород Вязовского массива наблюдаются жильные роговообманковые габбро и нориты

БЛАГОДАРЮ ЗА ВНИМАНИЕ!

Золотухинский комплекс КМА (геология, состав, условия формирования)

П.С. Бойко кафедра минералогии, петрографии и геохимии Воронежского госуниверситета boyko@geol.vsu.ru

Воронеж, 2013

Схема размещения интрузий в пределах Курской ГЗОс указанием Смородинского и Золотухинского участков



Схематическая карта Смородинского и Золотухинского участков



ультраосновные и основные породы золотухинского комплекса; 17 – габбродиориты, гранодиориты стойло-николаевского комплекса; 18 – габбродолериты, долерит-пегматиты смородинского комплекса;

19 - тектонические нарушения; 20 - скважина и ее номер

Геологический разрез Смородинского плутона



Породные ассоциации золотухинского комплекса

Ультрамафитовая ассоциация первой фазы включает:

- Аподунитовые и
- Апоперидотитовые серпентиниты;
- Амиболизированные оливиновые пироксениты;
- тремолититы (контактовые образования)

Мафитовая ассоциация второй фазы:

- а) крупно-среднезернистые габбронориты в разной степени амфиболизированные биотит-кварцсодержащие, среди них:
- Мезократовые габбронориты (нориты) свежие и амфиболизированные;
- лейкогаббронориты, без Рх или с их содержанием (или amf по ним) до 10-15% -

б) дайковые образования:

- мелко-среднезернистые габбронориты интермагматических даек
- микрогаббро (нориты)

Породы	Мин. состав п	ород (об. %), состав м	инералов					
	01	Opx	Срх	P1	Hbl	Bt	Q	Вторичные и рудные
			Ультрам	афитовая ассо	циация			
Аподунитовые серпентиниты	> 90 % (без учета Spt) Fa ₁₅₋₁₇	Энстатит (En ₉₈₋₉₂)	E.			-	-	Spt (до 100% Ol и Opx), Tlc, Act (f=19- 20 мол%), Trem (f=
Апоперидотитовые серпентиниты	40-70 % (без учета Spt) Fa ₁₀₋₁₇	5-50%, бронзит En ₈₂₋₈₅ Wo ₂ Fs ₁₃₋₁₆	5-35%; авгит En ₄₅ Wo _{36,3} Fs _{18,7}		3-10% f=16-29 мол%		-	4-5 мол%); Mag – 1-3% Sulph – 2% Crsp – 0,5%
Оливиновые пироксениты	7% Fa ₁₅₋₁₇	Нацело зам амфибо	Нацело замещены амфиболом -		60-70% f=25-27 мол.%	-	-	Act (f = 16 мол%), Trem (f = 10-24 мол%)
			Мафи	товая ассоциа	ция	0	0	
Оливиновые габбронориты	Ед. зерна Fa ₁₅₋₂₀ в оторочке Орх,	< 20%, бронзит En _{71.72} Wo _{2.3} Fs _{25.26}	< 15%, салит En ₃₂ Wo ₅₀ Fs ₁₈	50-55% An ₇₀₋₇₁	5-10%, по Орх и Срх, ƒ=35-38 мол%	3-5%, оторочки по Орх	Коронитов ые выделения среди Pl	Оторочки Hbl Mag – 1-3 %
Ср-кр. зернистые мезо-меланократ. габбронориты (в т.ч. амфиболии- зированные	-	20-40% (до 60%), бронзит (Еп ₇₁₋₇₃ Wo ₂₋₈ Fs ₂₀₋₂₇) и гиперстен (Еп ₅₈₋₆₀ Wo ₂₋₆ Fs ₃₅₋₃₉)	10-15% авгит Еп ₄₂ Wo ₃₆ Fs ₂₂ Салит Еп ₃₄ Wo ₄₉ Fs ₁₇	35-70%, два типа: 1) An ₅₀₋₇₁ 2)An ₃₂₋₄₈	5-10% в виде оторочек Hbl по Орх и Срх или нацело замещает Рх, <i>f</i> = ок. 40 мол.%	5-7%, по Орх, отдельные чешуйки и скоп-я	Ед. зерна в в интерст. кум. Орх и Pl	Оторочки Hbl Mag, Timag, Ilm – 3- 15 %; Ру, Сср, Ро – 0-5, местами 5-15%
Ср-кр. зернистые лейкоратовые габбронориты (анортозиты) (в т.ч. амфиболии- зированные)		10-15%, гиперстен (En _{67,9-735} Fs _{235- 27,9} Wo _{1,8-3,3})	5-10%, авгит En ₄₁ Wo ₄₄ Fs ₁₅ пижонит En ₇₁ Wo ₈ Fs ₂₀	75-90%, два типа: 1) Ап ₄₆₋₅₅ 2) Ап ₅₉₋₆₅	5-10% в виде оторочек Hbl по Орх и Срх или нацело замещает Рх, <i>f</i> = ок. 40 мол.%	5-7%, по Орх, отдельные чешуйки и скоп-я	Ед. зерна	Mag, Timag, Ilm – до 15%
М-ср. зернистые габбронориты интермагм. даек	-	20-40%, гиперстен Еп _{63,9} Fs _{33,2} Wo _{2,8}	10-15%, авгит Еп ₃₆₋₃₈ W0 _{41- 44} Fs ₁₈₋₂₁	35-60% An ₄₀₋₅₁	5-10% в виде оторочек Hbl по Орх и Срх, <i>f</i> = ок. 40 мол.%	Ед. зерна	-	Mag, Timag, Ilm, Py

Минеральный состав породных ассоциаций золотухинского комплекса КМА



Оливины





Оливин мафитовой породной ассоциации оливиновые габбронориты (скв. 3021, гл. 564,0) (николи скрещены)



Оливин ультрамафитовой породной ассоциации (хризолит Fao,15-0,17) апоперидотитовый серпентинит с реликтами OI (ксенолит ультрамафитов среди габброноритов Смородинского плутона, скв. 3009, гл. 522,0);



Ромбические пироксены

Микрофотографии ромбических пироксенов породных ассоциаций золотухинского комплекса (николи скрещены): а) перидотиты (скв. 3009, гл. 522,0); б) олииновые габбронориты (скв. 3021, гл. 564,0); в) среднезернистые габбронориты (скв. 3009, гл. 374,0).



Классификационная диаграмма пироксенов из пород золотухинского комплекса. Примечание: классификационная диаграмма пироксенов (по Д17, Г14, Г16): минеральные виды: Фа – фассаит, Ди – диопсид, Сал – сапит, ФСал – ферросапит, Гед – геденбергит, МАв – магнезиальный авгит, ФАв – ферроавгит: ФГед – феррогеденбергит: МГи – магнезиальный пижонит, Пи – пижонит, ФГи – ферропижонит, Энс – энстатит, Бр – бронзит, Гип – гиперстен, ФГип – феррогиперстен, Эв – звлит, ФСил – ферросилит: на ерезке: 1 – ортопироксены из дунита серпентинизированного (окв. 3009, гл. 522, 0): 2 – клино- и ортопироксены из зоны контакта ксенолита ультрамафитов и габброноритов (окв. 3009, гл. 524, 6); 3 – клинои ортопироксены из мелкозернистогогаббронорита интермагматических даек (окв. 3009, гл. 524, 6); 3 – клинои ортопироксены из мелкозернистогогаббронорита интермагматических даек (окв. 3009, гл. 524, 6); 3 – клинои ортопироксены из мелкозернистогогаббронорита интермагматических даек (окв. 3009, гл. 524, 6); 3 – клинои ортопироксены из мелкозернистогогаббронорита из габброноритов (окв. 3009, гл. 541, 5); скв. 3024, гл. 472, 8); 4 – клино- и ортопироксены из средне-крупнозернистых габброноритов (окв. 3024, гл. 574, 0, м, скв. 3024, гл. 584, 9, скв. 3030, гл. 1355, 0, м, скв. 3032, гл. 565, 0, м); 5 – ортопироксены из лейконорита (окв. 3009, гл. 613,0); 6 – зерно моноклинного пироксена с вростками ромбического (скв. 3024, 574,0); 7 – моноклинный пироксен из перидотитов (скв. 3023, гл. 640, 0, м), данные о составе по [Ч13]; 8сосуществующие пары клино- и ортопироксенов. *Параллельность линий сосуществующих орто- и клинопироксенов указывают на равновесные условия кристаллизации расплава [Д18]*.

Моноклинные пироксены



Микрофотографии моноклинных пироксенов интрузивных ассоциаций золотухинского комплекса (николи скрещены): а) интерстиционные выделения (скв. 3021, гл. 564,0); б) крупные ксеноморфные зерна с включениями ортопироксена (скв. 3024, гл. 574,0); в) ксеноморфные зерна с оторочками роговой обманки (скв. 3032, гл. 530,5).



Классификационная диаграмма пироксенов из пород золотухинского комплекса. Примечание: классификационная диаграмма пироксенов: минеральные виды: Фа – фассаит, Ди – диопсид, Сал – салит, ФСал – ферросалит, Гед – геденбергит, МАв – магнезиальный авгит, ФАв – ферроавгит; ФГед – феррогеденбергит; МГи – магнезиальный пижонит, Пи – пижонит, ФГи – феррогижонит, Энс – энстатит, Бр – бронзит, Гип – гиперстен, ФГип – феррогиперстен, Эв – эвлит, ФСил – ферросилит; на врезке: 1 – ортопироксены из дунита серпентинизированного (скв. 3009, гл. 522,0); 2 – клино- и ортопироксены из зоны контакта ксенолита улътрамафитов и габброноритов (скв. 3009, гл. 524,6); 3 – клино- и ортопироксены из мелкозернистогогаббронорита интермагматических даек (скв. 3009, гл. 541,5, скв. 3024, гл. 572,0 м); 5 – ортопироксены из пейконорита (скв. 3024, гл. 584,9, скв. 3030, гл. 1355,0 м, скв. 3032, гл. 565,0 м); 5 – ортопироксены из пейконорита (скв. 3009, гл. 613,0); 6 – зерно моноклинного пироксена с вростками ромбического (скв. 3024, 574,0); 7 – моноклинный пироксен из перидотитов (скв. 3023, гл. 640,0 м), данные о составе по [Ч13]; 8 - сосуществующие пары клино- и ортопироксенов. *Параллельность линий* сосуществующих орто- и клинопироксенов указывают на равновесные условия кристаллизации расплава [Д18].

Полевые шпаты



Микрофотографии плагиоклазов интрузивных ассоциаций золотухинского комплекса (николи скрещены): а) оливиновые габбронориты (скв. 3021, гл. 564,0); б) среднезернистые амфиболизированные габбронориты (скв. 3017, гл. 481.0); в) крупнозернистые габбронориты (скв. 3030, гл. 1139,0); г) сильноизмененные габбронориты (скв. 3030, гл. 1355,0)Примечание: PI1 и PI2 – плагиоклазы первого и второго типов, соответственно





Классификационная диаграмма плагиоклазов из интрузивных и жильных пород Смородинского плутона: 1 – плагиоклазы с границы ксенолита и габбронаорита (скв. 3009, гл. 524,6); 2 – среднезернистые габбронориты (скв. 3021, гл. 569,0; скв. 3024, гл. 574,0; 3024, гл. 584,9); 3 – мелкозернистые габбронориты интермагматических даек (скв. 3009, гл. 481,5; скв. 3021, гл. 460,0; скв. 3024, гл. 472,8); 4 – амфиболизированные габбронориты (скв. 3009, гл. 508,5; скв. 3009, гл. 589,0; скв. 3012, гл. 430,0; скв. 3021, гл. 303,5; скв. 3021, гл. 328,0; скв. 3022, гл. 303,5; скв. 3022, гл. 310,0; скв. 3022, гл. 380,0; скв. 3022, гл. 486,0; скв. 3030, гл. 564,3; скв. 3030, гл. 565,5; скв. 3030, гл. 1094,0; скв. 3030, гл. 1139,0; скв. 3030, гл. 1355,0; скв. 3032, гл. 565,0); 5 – лейкоратовые нориты (скв. 3009, гл. 613,0; скв. 3009, гл. 625,0; скв. 3032, гл. 522,5).



Увеличение магнезиальности в пироксенах с глубиной. 1-5 – ромбические пироксены: 1 – упьтрамафитов, скв. 3009, гл. 522,0; 2 – на контакте ультрамафитв и мафитов; 3 – интермагматических даек; 4 – средне-крупнозернистых слабоамфиболизированных и свежих габброноритов; 5 – лейкократовых габброноритов; 6-10 – моноклинные пироксены: 6 – на контакте ультрамафитов и мафитов; 7 – интермагматических даек; 8 – средне-крупнозернистых спабоамфиболизированных и свежих габброноритов; 9 – пижонит на контакте ультрамафитов и мафитов; 10 – пижонит средне-крупнозернистых слабоамфиболизированных габброноритов.

3024 3021 3032 3009 3030 0,30 0,35 0,40 ++ 0,45 0,50 ٠ 0,55 0,60 1 0,65 глубина глубина глубина глубина глубина 0,70 508,5-625,3 522.5 564.3-1355.0 472,5-584,9 203.5-460.0

> Изменение количества анортитового компонента в плагиоклазе в зависимости от расположения в разрезе массива (по профилю скважин 3024-3021-3032-3009-3030).



Диаграмма составов кальциевых амфиболов породных ассоциаций золотухинского комплекса: 1 – ультрамафиты, 2 амфиболизированные габбронориты; 3 – интермагматические дайки; 4 – лейкократовые габбронориты.

Поля составов слюд серии флогопита-биотита из породных ассоциаций зопотухинского комплекса [по Д18]: 1 – контакт ксенолита ультрамафитов и габброноритов (скв. 3009, гл. 524,6); 2 – свежие крупнозернистые габбронориты (скв. 3024, гл. 426,0; скв. 3024, гл. 584,9); 3 – амфиболизированные габбронориты (скв. 3021, гл. 303,5; скв. 3021, гл. 328,0; скв. 3030, гл. 1094,0; скв. 3030, гл. 1139,0; скв. 3032, гл. 522,5; скв. 3032, гл. 565,0); 4- дайка мелкозренистых габброноритов (скв. 3024, гл. 472,8). 5 – лейкократовые габбрононориты (скв. 3009, гл. 613,0; скв. 3009, гл. 625,0)

Петрохимические особенности пород

В петрохимическом отношении породы комплекса характеризуются повышенными магнезиальностью и железистостью при достаточно высоком содержании щелочей.

Условные обозначения к диаграммам (здесь и далее): 1 – аподунитовые серпентиниты, 2 – апоперидотитовые серпентиниты, 3–8 – габбронориты золотухинского комплекса: 3 – оливиновые габбронориты; 4 – свежие и слабоизмененные средне-крупнозернистые габбронориты; 5 – амфиболизировнные средне-крупнозернистые габбронориты; 6 – лейкогаббронориты (анортозиты); 7 – гарнитизированные габбронориты кровли массива; 8 – дайки мелкозернистых габброноритов.









Нормализованные по примитивной мантии (по [Sun, McDonough]) мультиэлементные диаграммы и диаграммы распределения РЗЭ для пород золотухинского комплекса: апоперидотитовых серпентинитов (а); мелкозернистых габброноритов интермагматических даек (б); мезо-меланократовых средне-крупнозернистых габброноритов, в различной степени амфиболизированных (в); лейкократовых крупносреднезернистых габброноритов (анортозитов) (г).

Особенности геохимии





габбронориты, скв. 3009, инт. 612,7-624,0 м

скв. 3009, инт. 526,0 - 546,0 м

Результаты U-Pb изотопных исследований циркона

№ п/п	Размер фракции (мкм) и ее	Содер: мк	кание, г/г	Изотопные отношения						В	эзраст, млн	лет
	характеристика	Pb	U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	$^{207}Pb/^{206}Pb^{1}$	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb ¹	207Pb/235U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	0.0000	²⁰⁷ Pb/235U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
1	>100, 50 зер.	U/Pb=1,95		5344	0,1278±1	0,4467±1	6,6198±90	0,3758±5	0,97	2062±3	2057±3	2067±1
2	>100, 30 зер.	101	215	2188	0,1269±1	0,3833±1	6,2367±85	0,3565±5	0,95	2010±3	1965±3	2055±1
3	>100, А=30%, 40 зер.	U/Pb=1,99		4848	0,1277±1	0,4239±1	6,6030±97	0,3749±5	0,93	2060±3	2053±3	2067±1

Примечания: 1 - изотопные отношения, скорректированные на бланк (холостая проба) и обычный свинец; 2 - коэффициент корреляции ошибок отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U - ²⁰⁶Pb/²³⁵U - ²⁰⁶Pb/²³⁸U; А=30% - количество вещества, удаленное в процессе аэроабразивной обработки циркона. Величины ошибок (20) соответствуют последним значащим цифрам.

Результаты	U-Pb изотопных	исследований	бадделента
a wayend attend	C T C HILCH CHURCH	The served o pour a a a	Cut the second second

№ Размер № фракции п/п (МКМ)	Размер фракции	U/Th P	TICEL	TIME	Pbc/	20(2) 20(2) 2	Изотопные отношения				Возраст, млн. лет				
	(мкм)		Pbtot ¹	205PD/204PD2	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ³	±2s %err	206Pb/238U3	±2s %err	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± 2s %err	Конкордантность, %		
	Определение U-Pb изотопного возраста по бадделенту из пробы габброноритов золотухниского комплекса (Смородинский плутон)														
1	80-100	86,5	0,033	1942,8	6,0550	0,50	0,37530	0,47	2060,1	2054,3	2065,9	3,3	0,994		
2	80-100	109,4	0,020	3197,7	6,5487	0,37	0,37187	0,33	2052,5	2038,2	2066,8	2,9	0,986		
3	80-100	128,7	0,032	2080,3	6,5170	0,58	0,37061	0,54	2048,2	2032,3	2064,3	3.9	0,985		

Примечания: 1 - Рbc - объжновенный Pb; Pbtot - суммарный Pb (радиогенный + холостая проба + начальный); 2 - измеренное отношение,

скорректированное на фракционирование и трассер; 3 - изотопные отношения, скорректированные на фракционирование (0,1% аем для Рb), концентрацию трассера, холостую пробу (0,8 пг Pb и <1 пг U) и обычный свинец. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [S2eng].





Установление мантийного источника

Диаграмма Ce/Nb-Th/Nb (по Polat et al., 1999) для пород первой и второй фазы золотухинского комплекса КМА. Составы геохимических резервуаров (DMM – деплетированная мантия, RSC – реститовый компонент слэбов, SDS – мобильный компонент слэбов), CC (средний состав коры) и UC (верхняя кора). Поля составов: 1 – MORB, 2 – производные Исландского плюма, 3 – Сибирские траппы, 4 – породы Марианской дуги; Условные обозначения: 1 – ультрамафиты; 2 – свежие средне-крупнозернистые габбронориты; 3 – амфиболизированные крупносреднезернистые габбронориты; 4 – лейкоратовые крупнозернистые габбронориты.



Диаграммы Nb/Th-Zr/Nb(a), и Zr/Y-Nb/Y(б) для разграничения мантийных источников с вынесением полей (по Condie, 2004).



Результаты интерпретации Sm-Nd и Rb-Sr изотопных данных



Изотопный состав Sm, Nd, Rb и Sr в валовых пробах пород золотухинского комплекса

Nº	Sm	Nd	¹⁴⁷ Sm/1 ⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ N d	+/ 	e _{Nd} (0)	e _{Nd} (T)	Rb	Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	+/- 2s	I (Sr)
1	0,26	0,96	0,1600	0,51175	6	-17,3	-7,6	0,96	8,08	0,3460	0,75415	19	0,74385
2	0,14	0,60	0,1400	0,51141	1 0	-24,0	-9,0	0,35	3,11	0,3242	0,71796	20	0,70831
3	0,13	0,54	0,1443	0,51139	7	-24,3	-10,5	1,75	7,42	0,6823	0,71613	21	0,69582
4	0,12	0,53	0,1305	0,51112	6	-29,6	-12,1	1,40	20,03	0,2024	0,71617	22	0,71014
5	0,77	2,74	0,1697	0,51194	5	-13,7	-6,6	0,75	23,58	0,0917	0,70763	23	0,70491
6	0,91	3,89	0,1408	0,51160	7	-20,3	-5,5	2,97	372,65	0,0231	0,70556	4	0,70487
7	1,42	6,02	0,1424	0,51165	1 2	-19,4	-5,0	4,33	344,83	0,0363	0,70560	5	0,70452
8	1,74	6,07	0,1727	0,51195	3	-13,4	-7,0	-	-	-	-	-	-

Примечание: e_{Nd}(T) и I (Sr) рассчитаны на возраст 2066 млн. лет, 1 - 3011/1б, 2 - 3011/2б, 3 - 3011/3б, 4 - 3011/4б, 5 - 3011/5б, 6-габбронорит, 7 – анортозит, 8 – м/з директивный габбронорит

Петролого-геодинамическая модель







- Геология и внутренняя структура массивов золотухинского комплекса определяется сочетанием слагающих его ультрамафитовой и мафитовой интрузивно-дайковыми породными ассоциациями, образовавшимися в течение многоактного внедрения.
- 2. Габбронориты мафитовой ассоциации золотухинского комплекса сформировались на этапе около 2070 млн. лет.
- 3. Геолого-петрологическая модель формирования золотухинского комплекса предполагает его образование в условиях плюмового режима при значительной роли корово-мантийного взаимодействия и частичной ассимиляции магматическим расплавом нижней базитовой континентальной коры.

Благодарю за внимание

Павел Сергеевич Бойко, кафедра минералогии, петрографии и геохимии ВГУ boyko@geol.vsu.ru

Распределение редкоземельных и малых элементов в мафитах и ультрамафитах Елань-Коленовского плутона



Автор-докладчик: асп. Овсянников А.И. Руководитель: чл-корр. РАН, проф. Чернышов Н.М.

Схема геологического строения Елань-Коленовского интрузива (по Чернышову Н.М. с изменениями):

12



Условные обозначения: 1-зоны чередования основных и ультраосновных пород мамонского комплекса; 2-4 - мафитовые породы дифференцированной серии габброноритов II интрузивной фазы: 2 - оливиновые и оливинортоклазовые габбронориты, 3 биотит-амфиболовые габбронориты, 4 - биотит-амфиболовые габбронориты и амфиболовое габбро; 5 – ортопироксениты; 6 – нориты; 7 - диориты еланского комплекса; 8 - метапесчаники воронцовской серии; 9рудопроявления (а) и месторождения (б); 10-12 - контакты интрузивных пород: 10 - интрузивные контакты с вмещающими метапесчаниками воронцовской серии; 11 межфазовые интрузивные контакты; 12 - постепенные петрографические границы; 13 - тектонические разрывные нарушения; 14 – буровые скважины, керн которых был опробован на анализ ICP-MS.

Содержание петрогенных элементов в исследованных образцах пород Елань-Коленовского плутона

1	76461	7650/	7650/	7210/	7210/	7604/	7604/	7650/	7604/	7210/
	238 0ICP	279 5ICP	278 5ICP	394 3ICP	484 OICP	409 5ICP	413 5ICP	280 0ICP	579 0ICP	370 0ICP
Macc %	Лерио-	279,510г Вебсте-	Вебсте-	Δντάμδο-	Δνήμος-	Вебстерит	но,лог Вебстерит	Оливино-	575,0101 Tabbno-	570,0101 Габбро-
Macc., 70	лит	рит	рит	лизирова-	лизирова-	плагиокла-	плагиокла-	вый	норит	норит
		1	1	нный	нный	зовый	зовый	габбро-		
				вебстерит	вебстерит			норит		
SiO ₂	39,4	41,24	39,99	48,00	47,91	44,18	46,12	52,54	51,66	53,17
TiO ₂	0,12	0,45	0,32	0,20	0,22	0,42	0,28	0,18	0,28	0,71
Al ₂ O ₃	4,00	6,70	5,70	2,90	2,90	9,40	8,80	13,2	12,4	16,1
Cr ₂ O ₃	0,26	0,28	0,27	0,32	0,30	0,23	0,22	0,14	0,18	0,10
Fe ₂ O ₃	21,3	19,1	20,6	13,3	13,7	13,3	12,7	10,3	10,3	8,40
MnO	0,19	0,21	0,22	0,19	0,19	0,18	0,19	0,12	0,13	0,10
MgO	29,4	23,3	24,7	24,8	26,6	21,9	20,6	11,2	13,8	8,80
CaO	3,40	5,60	5,50	9,80	7,90	7,60	9,10	8,10	8,10	5,40
Na ₂ O	0,63	0,66	0,72	0,28	0,17	0,76	0,76	2,20	1,40	2,60
K ₂ O	1,20	2,2	1,70	0,15	0,07	1,30	0,61	1,50	1,20	4,10
P ₂ O ₅	0,07	0,26	0,28	0,06	0,04	0,73	0,62	0,52	0,55	0,52
S	0,45	0,30	0,17	0,03	0,25	0,006	0,03	0,06	0,01	0,02
Ni	0,07	0,06	0,06	0,05	0,06	0,04	0,04	0,03	0,03	0,02
Со	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,006	0,007	0,003
Cu	0,03	0,04	0,03	0,01	0,002	0,002	0,03	0,01	0,007	0,001

Распределение РЗЭ, нормированное к хондриту С1.



Распределение РЗЭ в породах ранней ассоциации (нормализовано

Распределение РЗЭ в породах Елань-Коленовского массива (нормализованок хондриту С1)









Распределение РЗЭ, нормированное к базальтам океанических островов (OIB).



Распределение РЗЭ в породах Елань-Коленовского плутона

При нормализации к ОІВ значения содержаний РЗЭ в породах Елань-Коленовского массива имеют малые вариации и попадают в узкую область от 0,1 до 0,7. При детальном анализе кривых распределения здесь также выделяется две группы образцов, к которым относятся те же образцы, что и при нормализации к ходриту С1.





Мультиэлементная диаграмма (нормировано к примитивной мантии по S.-s. Sun & W. F. McDonough)



Для пород Елань-Коленовского массива в целом характерен большой разброс содержаний крупноионных (Cs, Rb, Ba, K) и высокозарядных (Hf, Zr, Ti) элементов.

Крупноионные некогерентные и лёгкие редкоземельные элементы, равно как и U и Th, преобладают над тяжёлыми РЗЭ, причём наибольшее преобладание характерно для крупноионных элементов.

Такое поведение крупноионных литофильных элементов (LILE), Th и U в породах обусловлено либо тем, что происхождение исходного расплава связано с плавлением погружающейся океанической коры или осадка, либо с воздействием флюда на расплав, образовавшегося в результате дегидратации метасоматически проработанной океанической коры и осадка. Также на кривых распределения наблюдается отчётливая отрицательная аномалия Nb и Ta.

Дискриминационные отношения содержаний малых элементов в породах Елань-Коленовского плутона.

• (La/Yb)n и (Ce/Yb)n

Для пород Елань-Коленовского массива характерны высокие отношения (La/Yb)n и (Ce/Yb)n, что свидетельствует либо о вхождении в первичный расплав пород материала коры, либо о недеплетированности источника этого расплава (мантии). Такой результат также говорит о низкой степени плавления гранатсодержащего вещества при образовании первичного расплава.

• *Eu/Eu**

Значение отношения Eu/Eu* подразделяет породы Eлань-Коленовского массива на два типа: имеющие показатель на уровне 0,4 – 0,6 (т.е. отрицательная аномалия) и на уровне 0,7 – 1,2 (т.е. близкий к единице). Это свидетельствует об интенсивном процессе фракционирования (уходе в остаточную фазу) плагиоклаза в случае пород 1-ой группы («ранняя породная ассоциация») и гораздо слабее проявленном, а иногда и не проявленном у пород 2-ой группы («поздняя породная ассоциация»). Стоит отметить, что породы этих групп отличаются также петрографически: во вторую группу не входят оливиновые ультрамафиты, а в первую – мафиты, пироксениты второй группы являются либо роговообманковосодержащими либо роговообманковыми (роговая обманка первично-магматического происхождения) и пространственно тяготеют к восточной части массива. Отмечается также породносто к восточной части массива. Отмечается также породносточной половине Елань-Коленовского массива.

• Ba/Th, U/Th, Cs/Th

Для пород Елань-Коленовского массива характерно повышенное отношение Ba/Th (83 – 628 (в среднем порядка 100 – 200), за исключением амфиболизированных и высокомагнезиальных пород). Отношение U/Th довольно высокое и постоянное – 0,3 – 0,6. Несколько выше отношение Cs/Th – 0,3 – 1,4. Известно, что относительные концентрации Ba, U, Cs, Sr, Pb считаются индикаторами флюидного субдукционного компонента. Отдельные высокие значения отношений Ba/Th (более 200), U/Th (более 0,4) и Cs/Th (более 1) позволяют говорить о высокой вероятности того, что на расплав Елань-Коленовского массива оказал влияние флюид субдукционного происхождения.

Дискриминационные отношения содержаний малых элементов в породах Елань-Коленовского плутона.

• Nb/Ta

Фракционное (неравновесное или частичное) плавление приводит к появлению магматического рестита (остатка) с отношением Nb/Ta меньше 17 (значение для хондрита) при низких концентрациях Nb. В результате повторного плавления рестита выплавляются более деплетированные магмы с относительно низким Nb/Ta отношением. Для пород Елань-Коленовского плутона отношение Nb/Ta колеблется в пределах 5,5 – 14,5. Следовательно, породы Елань-Коленовского плутона образовались в результате фракционного плавления различной степени.

Zr/Hf

٠

Отношение Zr/Hf в исследуемых породах различное (27 – 45) и отчетливых закономерностей не прослеживается. Однако стоит отметить, что низкое значение этого параметра свидетельствует о деплетированности первоначального источника расплава. Учитывая петрографические особенности пород (высокое содержание оливина в породах на определенных участках плутона и др.), схематично выделяются следующие группы: район Абрамовского рудопроявления (скв. 7318) и северный участок ультраосновных пород (скв. 7646) – Zr/Hf = 42 – 45, западный участок чередования габброноритов и пироксенитов (скв. 7658) – Zr/Hf = 33 – 37, центральный блок распространения роговообманковых пород (скв. 7319, 7694) – Zr/Hf = 27 – 36.

• Rb/Sr u Nd/Sm

Отношение Rb/Sr в породах Елань-Коленовского плутона сильно варьирует, но не превышает 1 и определённых закономерностей не отмечается. В данном случае, поведение этих элементов, возможно, было обусловлено вторичными процессами. Отношение Nd/Sm является практически постоянной величиной и укладывается в узкий коридор значений от 3,8 до 5,5. Исследователями установлено, что низкие концентрации некогерентных элементов и низкие отношения более некогерентного элемента к менее когерентному (Rb/Sr) являются признаками того, что магматический источник испытал процесс предшествующего плавления (т.е. считается деплетированным). Анализируемые данные не позволяют однозначно утверждать, что магматический источник Елань-Коленовского массива испытал такой процесс.



Дискриминационные треугольные диаграммы Th-Hf/3-Ta и La/10-Y/15-Nb/8

• Практически все (кроме одной) точки нормированных к 100 % содержаний Th, 1/3*Hf и Ta

попадают в поле островодужных лав диаграммы Th-Hf/3-Ta . Такой результат был ожидаем, исходя из положительной аномалии Th и U, и отрицательной – Ta на мультиэлементной диаграмме данных, нормированных к примитивной мантии.

 Породы Елань-Коленовского плутона, исходя из диаграммы La/10-Y/15-Nb/8, относятся к серии известково-щелочных базальтов. Образцы, которые попадают в область толеитов вулканических дуг, представляют собой амфиболизированные породы. Интерпретация на диаграмме этих данных может являться не достоверной.

Обобщение результатов

- Весьма вероятно, что исходный расплав Елань-Коленовкого массива сформировался в зоне активной плитной окраины, вобрал в себя переплавленный материал погруженной океанической коры или осадка, либо был под воздействием флюида, образовавшегося в результате дегидратации такого метасоматически проработанного материала. При кристаллизации массива в его расплаве происходило перераспределение лантаноидов и одни породы («ранняя» ассоциация) несут более выраженные следы фракционного плавления и уход (отсутствие) плагиоклаза из среды, а другие («поздняя» ассоциация) – менее выраженные следы такого плавления и отсадку плагиоклаза в среде. Это явление находит петрографическое и минералогическое подтверждение.
- Согласно представлениям множества авторов (Н.М. Чернышов, В.М. Ненахов, И.П. Лебедев, Ю.Н. ٠ Стрик) природа мафит-ультрамафитов мамонского и пород еланского комплекса внутриплитная рифтогенная. Но в 2007 году А.А. Шипанским была выдвинута иная модель формирования структуры ВКМ, основные идеи и проблемы которой освещены в недавней работе В.М. Ненахова (В.М. Ненахов, С.В. Бондаренко, Г.С. Золотарева, 2012). Согласно этой модели формирование части лосевской серии связано с процессом субдукции океанической коры, в результате чего возникают парадоксальные сочетания плюмовых и субдукционных геохимических характеристик у сопряженных метариолитов и метабазальтов. А.А. Шипанский с соавторами предполагает также формирование воронцовского комплекса на океанической коре за счёт размыва вулканической дуги (А.А. Шипанский, А.В. Самсонов, А.Ю. Петрова, О.Ю. Ларионова, 2007). Выводы по анализу геохимических данных Елань-Коленовского плутона, предложенные в данной работе, обнаруживают определённое соответствие с описанной моделью. Однако, спорность этой модели обозначена в работе В.М. Ненахова с соавторами (В.М. Ненахов, С.В. Бондаренко, Г.С. Золотарева, 2012), но также в этой работе указана необходимость дальнейшего уточнения геодинамической модели развития ВКМ.
- Геодинамические выводы об условиях формирования Елань-Коленовского массива являются результатом частного случая интерпретации небольшого числа анализов ICP и, поэтому не могут однозначно подтверждать или опровергать ни одну из геодинамических моделей строения ВКМ или моделей образования указанного плутона. Автор данной работы полагает, что описанные в ней результаты могут служить фактическим материалом для дальнейших исследований, как частный случай интерпретации геохимических данных по Елань-Коленовскому массиву.

СПАСИБО ЗА ВНИМАНИЕ...




В 2006 году в рамках проведения ФГУП ВСЕГЕИ им. Карпинского работ по объекту «Изотопногеохимическое и геохронологическое обеспечение государственного геологического картирования масштаба 1:1 000 000» в кернохранилищах Курска, Брянска, Павловска были опробованы магматические комплексы Воронежского кристаллического массива. Было отобрано около 100 проб архейских и палеопротерозойских магматических формаций Курского, Хоперского блока и Лосевской шовной зоны. Также при датировании использовался каменный материал из коллекций сотрудников ВСЕГЕИ. Аналитические данные получены из отчета «Изотопно-геохимическое и геохронологическое обеспечение Босударственного геологического картирования масштаба 1: 1 000 000 2005-2008 гг »



Цирконы показавшие архейские возраста были выделены из

- амфиболитов обоянской серии в районе Золотухинской группы интрузий,

- метагабброидов (бесединский комплекс) Курско-Бесединского блока,

- серпентинитов сергиевского комплекса центральной части Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса,

- метариодацитов лебединской свиты восточнее Новоялтинско-Михайловской структуры,

- габбродолеритов смородинского комплекса, исследованных в пределах Курско-Бесединского блока, Гремячинского участка, Смородинского плутона,

- плагиогранитов Курско-Бесединского блока, относимых к салтыковскому комплексу,

- гранитоидов обрамления Новоялтинско-Михайловской структуры,

- гранитоидов обрамления Тим-Ястребовской структуры

Наиболее древние U-Pb определения возраста показали цирконы из

-амфиболитов обоянской серии северо-восточной части Золотухинского участка,

-цирконы из амфиболизированных оливиновых габброноритов, плагиогранитов и габбродолеритов Курско-Бесединского блока,

-цирконы из оливиновых габбродолеритов Гремячинского участка,

- цирконы из гранитоидов западного борта Тим-Ястребовской структуры

JOAPXEŇ

3400

3500

3600

(073) № 44 Курско-Бесединский блок скв. 3800 оливиновый габбронорит амфиболизированный (с очень высокими LREE) возраст ядер 3477,7±7,8 возраст кайм 2856±17

(066) № 41 Западный борт Тим-Ястребовской структуры скв. 4083/466,2-492,5 гранит возраст ядер 3479±15, возраст кайм 2076±24

№ 47 Восточнее Новоялтинско-Михайловской структуры (Гремяченский участок) скв. 3868/835,3-868,6 оливиновый габбродолерит discord 3516+

(016) № 55 Курско-Бесединский блок скв. 2849, плагиогранит амфибол-биотитовый возраст ядер - 3523±13 - возраст кайм - 2843,7±13

335) № 39-2 Северное замыкание Тим-Ястребовской структуры, северо-восточный борт интрузии золотухинского комплекса - скв. 3016, амфиболит биотитизированный - сопсого 3570±14

В цирконах из амфиболизированных оливиновых габброноритов и плагиогранитов Курско-Бесединского блока была выявлена отчетливая зональность, показывающая различные возраста для ядер и кайм кристаллов - около 3,5 млрд.лет для ядер и 2,85 млрд.лет для кайм.

Интересно, что данные датирования монацитов также показывают возраста порядка 2,85 млрд.лет, маркирующие возраст метаморфических преобразований

Цирконы выделенные из серпентинитов сергиевского комплекса и метариодацитов лебединской михайловской серии Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса показали возраст 3152 – 3136 млн.лет, близкий наиболее древним определениям возраста апогаббровой кварц-клинопироксен-магнетитовой породы Курско-Бесединского блока – 3159 млн.лет, традиционно относимой к раннеархейскому бесединскому комплексу

068.2.2

068.1.1

068.2

2800

2900

3200

ME3OAPXEŇ

APXEŇ

Цирконы выделенные из габбродолеритов смородинского комплекса Гремячинского участка и Смородинского плутона показывают возраст 2908 – 2914 млн.лет. Имеющиеся геологические данные и данные TIMS датирования бадделеитов из траппов позволяют предположить ксеногенную природу изученных цирконов.

Цирконы из метасоматически переработанных и диафторированных гранитоидов обрамления Новоялтинско -Михайловской структуры показывают разброс возрастов 3029 – 2680 млн. лет.

Цирконы из гранитизированных габброидов западной части Льговско-Ракитнянского пояса показывают возраста 2924 – 2885 млн. лет.

выводы

- Наиболее древние возраста цирконов Курского блока Воронежского кристаллического массива располагаются в диапазоне 3570<u>+</u>14 – 3478<u>+</u>8 млн.лет

- Габброиды, гранитоиды и траппы Курско-Бесединского блока содержат ксеногенный циркон, захваченный из вмещающих пород с возрастом 3523<u>+</u>13 – 3478<u>+</u>8 млн.лет

-Структурно-вещественные комплексы Курско-Бесединского блока испытали метаморфические преобразования, зафиксированные изотопными характеристиками кайм кристаллов циркона, в возрастном интервале 2856<u>+</u>17 – 2844<u>+</u>13 млн.лет

- Возраст формирования интрузивных ультрабазитов и кислых метаэффузивов Льговско-Ракитнянского пояса может быть оценен как 3152<u>+</u>10 – 3136<u>+</u>10 млн.лет

- Цирконы из метагабброидов Курско-Бесединского блока формировались 3159<u>+</u>14 млн.лет близко одновременно с цирконами из интрузивных ультрабазитов и кислых метаэффузивов Льговско-Ракитнянского пояса

-Вмещающими породами траппов Гремячинского участка и Золотухинского плутона являются образования с цирконами, имеющими возраст 2908<u>+</u>10 и 2920<u>+</u>12 млн.лет, тогда как траппами Курско-Бесединского блока были захвачены цирконы с возрастом 3516<u>+</u>28 млн.лет

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ «ВОРОНЕЖСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫЕ ПОРОДЫ ЛЬГОВСКО-РАКИТНЯНСКОГО ПОЗДНЕАРХЕЙСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА КГЗО

аспирант Соловьева Е.М.

специальность 25.00.11 - Геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых, минерагения

научный руководитель чл.-корр. РАН, проф. Чернышов Н.М.

Курская гранит-зеленокаменная область (КГЗО) или Курский мегаблок (КМА) входит в состав Воронежского кристаллического массива (ВКМ), составляя его западную часть, относимую [44,24,45] к Сарматскому сегменту Восточно-Европейского кратона

Геологическая карта КМА

Составлена Молотков С.П. и др., 1999г. Под ред Чернышов Н.М.

Общие страти- графические		UTH-	· · · · · ·	Регно-		Структурно-формационная зона КМА					
подразделения МСК, 2001 г.		Возраст	нальные страти- графичес- кие пол-				Супракрустальные образования	Инт мета	рузивные, ультра- морфические и ме- асоматические образования		
Акротема	Эонотема	Эратема	мли. лет	ниц, кне под- разделе- ния ВКМ (надгори- зонты СФЗ КМА)		Палкомплекс, серин	CINTS, TANKS	Литологические и петрографические разности	Комплекс	Фазы, петро- графические разности	
протерозой рк				Kypcĸnň · K _i ks IK		Курская-К,ks	L, Eig Стойленская - Est Коробковская - E.kr	<section-header><text><text><text><text><text><text><text><text><text><text><text><text><text></text></text></text></text></text></text></text></text></text></text></text></text></text></section-header>			
- AR I	ЙСКАЯ) - L(AR.)	A.F L. BEPXHEJOIHHICKAG-L,	<u>-2500</u>	í - L ₂₃ lb	k c - Lmh	s - L ₁₁ lb	Игнатеевская-	мутилит умерина, метар улас или, метансеними изличиствые, длялиты и илестивна краноратлинаны 2.7% 6.013 смераты да 200	Атаманский-	Konsense Stremenne Steren og senser Henre og senser Steren og senser senser Henre og senser Henre og senser He	
ЕЙ	CAM(BEPXHEAPXE	СРЕДНЕЛОПИЙСК	2000	Лебединскиј	овский компле	Лебединска		метаризата, истранзвати (2.% 0.01); средлява оконолого, рок средного остав (2.80, 0.02), словая пара блотатика, кара зауслата слова, тора с средната, пода оставувания, кара зауслата (2.97, 0.03) (2.55/2.65/2.81, 0.02, 0.04, 0.7] своия истроя	Konçkuğ-	Manufacture data integratione indexespondent antimication indexespondent antimication interact or substances integra	
РХ	лопийск	НИЖНЕЛОПИЙСКАЯ - L,	3000	Александровский - L _i al	Михайл	Александровская -		ериандоблаты (254, 6015 е. 6.15), проссилала сонятот и узаградсковкого остава (2.01; 6.1), нетановатилата правата и простоя нарко на проссила сонятот проссолова (сворблазнак) порта (проссилае жалатата) правата и простоя проценкая и просказатоское самые, побса банта регионоблазнака (2.10, 6.7), челя и правата и правата (проценка и просказатоское самые, побса банта регионоблазнака (2.10, 6.7), челя и правата и правата (проценка и просказатоское самые, побса банта регионоблазнака (2.10, 6.7), челя и праватата и правата (правата) и праватата и праватата и просказато самые, побса банта регионоблазнака (2.10, 6.7), челя и праватата и праватата и правататата и праватататататататататататататататататата	CeprneBeknit - Carm	1055. дойна толгосураанов, антлигис (2015, 201) Т-2009;45-1020кая, акт Собран, зураан сорона, соотруга, сорона, нарока соотруга, сорона, нарока с	
V	CAAMCKAB(unscue apxelicicasi) - S(AR,)		5200		Обоянский ПМК - Sob			2 Supervised the formation, space of the formation of th	netilezon ant, pean andrefio m. rwarrera rwarrera		

Нижняя толща представлена мафитультрамафитовыми метапородами, вмещающие маломощные пластовые тела дунитгарцбургитового состава (согласно «Корреляционная схема..., 2001 г.», александровская свита михайловской серии, сергиевский комплекс). Верхняя толща сложена базальт-риолитовой ассоциацией матавулканитов лебединской свиты михайловской серии.

Примерная количественная распространенность различных типов осадочно-вулканогенных пород, подсчитанная по разрезам, в ЛРЗКП составляет (по Которгин, 2001):

- Ультраосновные-основные 5-10%
- Основные до кислых 40%
- Метаосадочные породы (в т.ч. туфоосадочные)
- 50%.

Наличие двухуровнего строения осадочно-вулканогенных образований с проявлением вулканизма от ультраосновного до кислого характерно для большинства докембрийских зеленокаменных поясов мира.

Анализ приведенных материалов позволяет сравнить ЛРЗКП с зеленокаменными провинциями мира и сопоставить с разрезом поясов Барбертонсого типа.

Относительная распространенность и положение вулканитов в разрезах докембрийских зеленокаменных поясов (по Вревскому, 1986, с дополнениями автора):

Типы зеленокаменных поясов: Барбентонский (11, 12, 15, 16, 17, 18, 22, 26), Белингве (3, 6, 7, 8, 19), Хаутаваарский (13, 14, 20,21), Абитиби (1, 2, 4, 5, 9, 10, 23, 24, 25)

арабская цифра над колонками соответствует зеленокаменному поясу: 1 - Йелоунайф, 2 - Берч, 3 - Ухи, 4 - Абитиби, 5 - Кашидо, 6 - Вабигун, 7 -Белингве, 8 - Булавайо-Мудландс, 9 - Форт Виктория, 10 - Шабани, 11 – Мурчисон, 12 - Барбертон, 13 - Бандас, 14 - Ньянза, 15 - Камбуи, 16 - Калгурли-Норсеман, 17 - Марда, 18 - Варравуна, 19 - Полмос-Порос, 20 - Кухмо, 21 - Хаутаваара, 22 - Койкары, 23 - Остер, 24 - Койкары, 25 - Палая Ламба, 26 - ЛРЗКП (по данным настоящего исследования); римские цифры указывают принадлежность к щитам: I-II - Канадскому (I - провинция Слейв, II - провинция Сьюпириор), III - Родезийскому, IV - Каапвальскому, V - Центрально-Африканскому, VI - Танганьикскому, VII - Леоно-Либерийскому, VIII -Йилгарнскому, IX - Пилбара, X- XI - Балтийскому (X - Кольский блок, XI - Карельский блок); XII - **ЛРЗКП**.

А - схема геологического строении коматиитовой толщи в пределах центральной части ЛРЗКП;

Б - геологический разрез по линии I-I. Составлено с использованием материалов Юго-Западной КГРЭ, Е.М. Крестина и др. [12]: 1 -плагиоклаз-микроклиновые граниты, 2 - а) кремнистые породы, б) железистые кварциты; 3 - габбронориты; 4 - метабазиты; 5-6 - апокоматиитовые серпентиниты; 7 - гранито-гнейсы; 8 - скважина и ее номер; 9 - линия разреза.

Породы александровской серии преимущественно представлены

серпентинитами, серпентинитами амфиболизированными, породами тремолит-карбонатного состава, клинопироксенитами, амфиболитами и габбро-амфиболитами

Принадлежность пород к вулканическим образованиям однозначно фиксируется лишь в случаях обнаружения реликтовых структур.

Ультраосновные породы

0.25 мм

Серпентинит (скв. 3722, гл. 612,7 м). Структура петельчатая, реликтовая панидиоморфная

Амфиболизированный серпентинит (скв. 3719, гл. 515-521 м). Структура нематобластовая, реликтовая порфировая. Псевдоморфозы серпентина по оливину

Тремолит-карбонатная порода (скв. 3721, гл. 499-503 м). Структура нематобластовая, фибробластовая

Основные породы

Амфиболит (скв. 2546, гл. 439,1 м). Структура порфиробластовая, реликтовая порфировая

Габброамфиболит (скв. 3721, гл. 575-579 м). Структура реликтовая габбровая Породы характеризуются практически полным преобразованием первичных минералом. Обнаруженные первичные минералы представлены эндиопсидом En70,1Fs2,5Wo27,4 в амфиболизированных серпентинитах и диопсидом En46,2Fs5,7Wo48,1 в клинопироксенитах

Вторичные минералы представлены типичными для метаморфизованных разновидностей ультраосновных и основных пород – серпентин, тальк, амфиболы тремолит-актинолитового ряда, роговая обманка, хлорит, карбонат и т.д.

амфиболов [Leake, 1997]

Положение минералов группы хлоритов [Hey, 1954] Для ультраосновных пород характерно постоянное наличие серпентина, минералов группы хлорита, талька, некоторых а В разновидностях пород – минералов группы амфиболов с высоким содержанием магния. Основные породы имеют в своем составе преимущественно минералы более железистых амфиболов, средние и кислые плагиоклазы и более Минеральные железистые хлориты. ассоциации роговая обманка + плагиоклаз ± кварц, а также амфибол + плагиоклаз + эпидот + <u>± биотит в большинстве</u> образцов кварц амфиболитов свидетельствуют об условиях низкотемпературной амфиболовой фации низких давлений.

При изучении химического состава минералов установлено постоянное наличие примеси никеля и хрома в серпентинах (Ni2O до 0,23 вес.%, Cr2O3 до 0,20 вес.%), хлоритах (Ni2O=0,08-0,25 вес.% и Cr2O3=0,04-0,53 вес.%) и тальке (Ni2O до 0,31 вес.% и Cr2O3 0,06 вес.%). ультрамафитов.

Положение ультрамафитмафитовых метапород Льговско-Ракитнянского зеленокаменног о пояса КГЗО на диаграмме Al-(Fe+Ti)-Mg (Jensen, 1976).

1 — серпентиниты, амфиболизированные серпентиниты,

2 – амфиболиты, <u>габбр</u>о-амфиболиты Д

	 ,	
		$n \cap \Pi$
_		

Sample	РК	BK	HMgB	HFeB
SiO ₂	44,91	46,73	50,09	50,45
TiO ₂	0,19	0,25	0,61	1,15
Al_2O_3	2,59	10,64	13,23	12,33
Fe ₂ O _{3общ}	13,79	9,57	14,17	18,49
MnO	0,21	0,17	0,18	0,74
MgO	32,87	19,07	8,65	5,98
CaO	5,28	11,39	10,42	7,93
Na ₂ O	0,09	0,71	2,74	2,62
K ₂ O	0,04	0,25	0,37	0,19
P ₂ O ₅	0,02	0,07	0,07	0,11
Total	100,00	100,00	100,00	100,00
ATM	14,43	46,07	22,71	11,09
CaO/Al ₂ O ₃	2,04	1,07	0,79	0,64
Mg#	0,82	0,78	0,55	0,38

В основу типизации вулканических пород положена диаграмма [Jensen,76], на которой отчетливо выделяется четыре поля составов:

PK, KB, HMgB, HFeT

Главные компоненты пород ультрамафит-мафитовых пород Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса КГЗО на диаграммах: a) AFM ((Na2O+K2O) – FeO* - MgO) [51], b) MgO – CaO – Al2O3, - диаграмма, показывающая диапазон состава различных коматиитов и результаты теоретического фракционного плавления при удалении OI и OI+Cpx, c) Al2O3 – FeO*/(MgO+FeO*) [SMOLKIN *et al.* 50], d) TiO2 – MgO [18]. Условные обозначения: 1 – PK, 2 – KB, 3 –

По классификации [Jensen, 1976] ультрамафит-мафитовые породы образуют два тренда: коматиитовый и толеитовый, что также подтверждается рядом известных диаграмм, на которых перидотитовые и базальтовые коматииты и высокожелезистые толеиты образуют соответствующие поля. Высокомагнезиальные базальты преимущественно занимают промежуточное положение между породами коматиитовой и толеитовой серий. На диаграмме MgO – CaO – Al2O3 коматииты попадают в поле кумулятивных образований и формируют тренд с характерным уменьшением МдО при почти постоянном СаО/АІ2ОЗ. Это обстоятельство позволяет предположить, что фракционирование оливина было доминирующим фактором изменчивости состава этих пород.

HMgB, 4 – HFeT.

Разрыв составов между породами коматиитовой толеитовой серий наглядно подтверждается диаграммой фракционирования MgO, коэффициента (Кф) И что, вероятно, указывает на невозможность формирования пород толеитовой серии путем дифференциации коматиитовых образований

На диаграммах зависимости содержания петрогенных окислов и некоторых элементов от магнезиальности проявлено обособление полей составов ультраосновных и основных магматитов. Для ультраосновных метапород характерен типичный для этих образований непрерывный эволюционный тренд, который отражает, очевидно, дифференциацию исходного высокомагнезиального расплава. По мере возрастания степени дифференциации возрастает содержание СаО и Al2O3 относительно снижения магнезиальности. В целом дифференциация ультрамафитов подчиняется оливиновому контролю.

Геохимическая характеристика ультрамафит-мафитовых метапород Льговско-Ракитнянского ЗКП КГЗО

100,0 **НFeT/** Хондрит 10,0 1,0 100,0 La Ce Pr Nd Sm Eu Gd Tb Dy Ho Er Tm Yb Lu -*- 2574/1 10,0 + 2574/3 + 2574/4 1,0 Sr Rb Ba Th Nb Ta La Ce Pr Nd Zr Hf Sm Eu Gd Tb Dy Y Ho Er Tm Yb Lu

Компонент	PK n=5	HMgB n=4	HFeB n=8
Ti/Zr	482	176	196
Ti/Y	375	260	308
Zr/Nb	6,21	15	13
Zr/Y	0,83	1,62	1,93
Ni/Cu	>50 (100,63)	<1 (0,57)	<1 (0,75)
Ni/Co	>10 (17,21)	2,20	1,57
ΣTR	7,71	21,12	41,57
Lree	2,75	6,65	16,45
Mree	2,75	7,46	13,94
Hree	2,03	6,42	10,35
(La/Yb) _n	1,23	0,79	1,28
(La/Sm) _n	0,97	0,79	1,14
$(\overline{Gd/Yb})_n$	1,45	1,20	1,15
Eu/Eu*	0,81	1,04	0,93

Геохимическая характеристика ультрамафит-мафитовых метапород Льговско-Ракитнянского ЗКП КГЗО

Спектры распределения микроэлементов (Cr, Ni, Co, Sr, V, Rb, Ba, Th, Cu, Zn, Sc, Ga, Y, Nb, Ta, Hf) в ультрамафит-мафитовых магматитах отражают сходный характер поведения. Это также может указывать на общность происхождения (источника).

мафиты Bce изучаемые имеют графики согласованные распределения РЗЭ, что, вероятно, свидетельствует об едином UX Магматиты источнике, основного состава в целом характеризуются слабыми отрицательными, либо положительными аномалиями Eu, что указывает на незначительную роль фракционирования плагиоклаза.

Сравнительная характеристика пород коматиитовой серии различных эталонных объектов зеленокаменных провинций мира

нет

нет

1

2

2

нет

Коматииты Льговско-Ракитнянского ЗКП КГЗО являются деплетированными глиноземом (Al2O3/TiO2= 11,2, n=5), находя наибольшее

сходство с коматиитами Барбертон

	Sm, ppm	Nd, ppm	147Sm/144Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	+/-2σ	E _{Nd} (2500)
3719/1	0,64	1,74	0,2219	0,513224	14	3,3
3719/2	0,63	1,72	0,2197	0,513235	9	4,3
3719/6	0,39	1,26	0,1875	0,512556	8	1,4
2549/3	0,86	4,06	0,1284	0,511475	5	-0,7
2549/1	0,51	1,45	0,2137	0,513119	7	3,9
2546/1	1,17	2,94	0,2417	0,513345	5	-0,7
2546/2	0,97	2,98	0,1967	0,512713	5	1,5
2546/4	1,58	4,55	0,2098	0,512827	7	-0,5
2546/5	1,37	2,98	0,2776	0,514021	7	1,0

Эрохронная зависимость, построенная для коматиитов, отвечает позднеархейскому возрасту (**2,89±0,19 млрд. лет**, СКВО=13), для высокомагнезиальных базальтов **2,45±0,69 млрд. лет**, СКВО=50.

Метакоматииты характеризуются высокими значениями ε Nd(2500) = +1,4 - +4,3, отвечающими деплетированной мантии. Высокомагнезиальные базальты характеризуются пониженными значениями ε Nd(2500) = -0,7 - +1,5, указывающими на обогащённый источник этих пород.

Взаимоотношения между 147Sm/144Nd и εNd(T) в коматиитах докембрийских зеленокаменных поясов (по Smith, 1989, Sharma, 1992):

Учитывая некоторые реперные тенденции (обедненная мантия, линии плавления/ кристаллизации и коровой контаминации), можно сделать вывод, что распределение изотопных характеристик ЛРЗКП отвечает производным слабо обедненной мантии, которые процессам фракционного подвергались плавления или кристаллизации при практически полном отсутствии коровой контаминации.

Диаграмма Ce/Nb-Th/Nb (Polat et al., 1999) для пород Льговско-Ракитнянского ЗКП. *Составы геохимических резервуаров* (DMM – деплетированная мантия, RSC – реститовый компонент слэбов, SDS – мобильный компонент слэбов) по (Sauders et al., 1988), CC (средний состав коры) и UC (верхняя кора) – по (Taylor, McLennan, 1985). Поля составов: 1 – MORB, 2 – производные Исландского плюма, 3 – Сибирские траппы, по (Lightfoot et al., 1990); 4 – породы Марианской дуги, по (Polat et al., 1999);

Геодинамическая типизация ультрамафит-мафитовых пород Льговско-Ракитнянского ЗКП на основе диаграммы Ce/Nb-Th/Nb и дискриминантных функций показывает их принадлежность к внутриплитным обстановкам

Геодинамическая типизация метабазальтов. Составы: поля тектонических обстановок: базальтов островных дуг (I), базальтов континентальных рифтов (II), траппов (III); Dx = 1217,77TiO2 + 154,51Al2O3 - 63,1FeOt- 15,69MgO + 372,43CaO + 104,41Na2O - 19.96K2O-873.69P2O5 -11721,488, Dy = 94,39SiO2 - 103,3TiO2 + 417,98Al2O3 - 55,63 FeOt + 57,61MgO + 118,42CaO + 502,02Na2O + 6,37K2O +

415,31P2O5 - 13724,66.

Выводы:

Льговско-Ракитнянский зеленокаменный пояс по вещественному составу, формационной принадлежности и возрасту идентичен с известными зеленокаменными поясами мира. Особая роль в составе его нижней толщи принадлежит ультрамафит-мафитовым коматиитсодержащим породам

Ультрамафит-мафитовые метапороды характеризуются выдержанностью состава петротипов, принадлежащих к двум магматическим сериям – коматиитовой (перидотитовые и базальтовые коматииты) и толеитовой (высокомагнезиальные базальты и высокожелезистые толеиты)

Совокупность изотопных и геохимических данных позволяет предположить, что образование коматиитов связано с плавлением сублитосферной, либо астеносферной мантии. В источник родоначальных расплавов для высокомагнезиальных базальтов в значительных объемах могло входить вещество мезоархейской мафической нижней коры

Ультрамафит-мафитовые вулканогенные образования сформировались на рубеже 2,9-2,5 млрд. лет в условиях внутриконтинентальной мантийноплюмовой магматической системы, взаимодействовавшей с мафическим веществом нижних частей раннеархейской континентальной коры

Благодарю за внимание!

