

ALLIN IPPERPAREIR- HIT COURSE

**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

### (2-27 АПРЕЛЯ 2012 г.)

Воронеж

2012 г.

http://www.minsoc.ru/FilesBase/voronezh2012-1.pdf

Доклады научной сессии геологического факультета Воронежского государственного университета (2-27 апреля 2012 г.). ФГБОУ ВПО ВГУ. 317 с.

Тезисы докладов не проходили рецензирования и представлены в авторской редакции.

#### Оглавление

6

#### СЕКЦИЯ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

Th-U-Pb возраст метаморфизма пород воронцовской серии по данным микрозондового датирования монацитов *Acn. H.C. Базиков. PhD-student N.S. Bazikov.* <u>nickolasss@yandex.ru</u>

#### СЕКЦИЯ ОБЩЕЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОДИНАМИКИ

Сравнительная характеристика мамонской и псевдомамонской толщ для уточнения палеотектонических условий их формирования <i>Асп. F. H. Буравлева, доц. Г. С. Золотарева</i>	
PhD-student E.N. Buravleva, Assoc. Prof. G.S. Zolotareva. <u>lenavrn@mail.ru</u>	32
Тектонические и диагенетические факторы формирования селенита в гипсоносных толщах новомосковского бассейна Соиск. О.Н. Кобилица	
PhD candidate O.N. Kobylina <u>ollyabuh@yandex.ru</u>	47
СЕКЦИЯ РУДООБРАЗОВАНИЯ В ДОКЕМБРИИ ВКМ	
К вопросу о первичных источниках (продуцентов) при формировании благороднометалльного оруденения в железорудных месторождениях КМА On the primary sources (producers) in the formation of precious metals mineralization in iron-ore deposits of Kursk magnetic anomaly <i>Члкорр. РАН, проф. Н.М. Чернышов, асп. М.М. Понамарёва</i> <i>Corresponding member of RAS, Prof. N.M. Chernyshov, PhD-student M.M. Ponamareva.</i> <i>marichka</i> 15@mail.ru	58
	50
Формационно-генетические типы даек Елань-Вязовского плутона Formational-genetic types of dikes of the Elan-Viazovskiy pluton <i>Проф. М.Н. Чернышова, асп. А.И. Овсянников</i> <i>Prof. M.N. Chernyshova, A.I. Ovsyannikov. PhD-student.</i> <u>ChernyshovaMN@gmail.com</u>	74
Геохимические критерии расчленения метавулканитов нижней и верхней толщ неоархейского зеленокаменного комплекса KMA Geochemical criteria of partition of metamorphic volcanic rocks of low and upper layer of neoarchean green-stone complex of Kursk magnetic anomaly <i>Доц. М.В. Рыборак, доц. А.Ю. Альбеков</i> <i>Assoc. Prof.</i> M.V. Ryborak, <i>Assoc. Prof.</i> A.Yu. Al'bekov. <u>Ryborak.MV@gmail.com</u>	83
Крупные изверженные провинции (LIPs) и их отражение в геологической эволюции Воронежского кристаллического массива Large igneous provinces (LIPs) and their reflection in the geological evolution of the Voronezh crystalline massif	
Доц. А.Ю. Альбеков, доц М.В. Рыборак Assoc. Prof. A.Yu. Al'bekov, Assoc. Prof. M.V. Ryborak. <u>sashaalb@list.ru</u>	125
Минералого-петрографические и петрогеохимические особенности пород и признаки	

частичной контаминации габброноритов второй фазы золотухинского комплекса КМА

Mineralogical and geochemical features of rocks and signs of contamination of gabbronorites of second phase of zolotukhinsky complex of Kursk magnetic anomaly <i>Acn.</i> Π.C. <i>Бойко</i>	
PhD-student P.S. Boiko. plekhanov.lsk@mail.ru	148
Минералы группы шпинели в коматиитах Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса Spinel group minerals in komatiites of Lgovsko-Rakitnyanskiy greenstone belt	
Acn. E.M. Coловьева PhD student F.M. Salay'ay, samaradak2006@mail.ru	167
<b>ThD-student E.M. Solov ev.</b> , <u>samorodok2000@mail.ru</u>	107
Физико-химическая характеристика пирита и сопутствующих глин Нижнекошелевской термоаномалии (Южная Камчатка) Physic-chemical characteristics of pyrite and associated clays of Nizhnekoshelevskaya	
H. comp. A. B. Cenzeera	179
Research fellow A.V. Sergeeva. <u>valraf2009@yandex.ru</u>	
Возможные формы переноса платины и палладия в водной среде Possible forms of transfer of platinum and palladium in the aquatic environment <i>H comp A B Cenzeera</i>	
Research fellow A.V. Sergeeva <u>valraf2009@yandex.ru</u>	200
Студенческие доклады	
СЕКЦИЯ МИНЕРАЛОГИИ, ПЕТРОЛОГИИ И МИНЕРАГЕНИИ	
Сравнительная характеристика рудной минерализации в породах Центрального рудопроявления с рудами Елкинского рудопроявления Comparative characteristics of ore mineralization in the rocks of the Central`noye ore occurrence and the Elkinskoe ore occurrence	
Stud. E.A. Skirda. <u>miss.evgeniaskirda2010@yandex.ru</u>	209
Геологическая характеристика девонского магматизма юго-восточной части	207
Воронежской антеклизы Geological characteristics of the Devonian magmatism of south-eastern part of Voronezh anteclise <i>Студ. И.О. Ушакова</i>	
Stud. I.O. Ushakova.	227
Геологическое строение и минералого-петрографическая характеристика дунит- гарцбургитового комплекса Наранского офиолитового массива (Западная Монголия) Geology and mineralogy and petrographic characteristics of dunite-harzburgite complex of Naran ophiolitic massif (Western Mongolia)	22,
Stud. A.O. Dolgushina. <u>ahorseisananimal@mail.ru</u>	253
СЕКЦИЯ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ	

Геохимия гранитов бобровского комплекса Воронежского кристаллического массива Geochemistry of granites of Bobrovskiy complex of Voronezh crystalline massif *Студ. Е.Н. Козлова Stud. E.N. Kozlova.* 

# СЕКЦИЯ СТРАТИГРАФИИ, ГЕОЛОГИИ И ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ФАНЕРОЗОЯ

Строение и вещественный состав коры выветривания западного участка месторождения апатит-штаффелитовых руд Ковдорского массива щелочноультраосновных пород и карбонатитов

The structure and composition of the weathering crust of the western section of apatiteshtaffelites ore of Kovdor alkaline-ultrabasic and carbonatites massif

Студ. В.А. Жабин

Stud. V.A. Zhabin. <u>zhabin.v.a@gmail.com</u>

#### СЕКЦИЯ ОБЩЕЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОДИНАМИКИ

Тектоническая позиция и вещественный состав медно-никелевого месторождения Шануч (Центральная Камчатка)

Tectonic position and composition of the copper-nickel deposit Shanuch (Central Kamchatka)

Студ. К.А Лебеденко Stud. K.A. Lebedenko. <u>kirilllebedenko@gmail.com</u>

308

#### СЕКЦИЯ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

# Тһ-U-РЬ ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД ВОРОНЦОВСКОЙ СЕРИИ ПО ДАННЫМ МИКРОЗОНДОВОГО ДАТИРОВАНИЯ МОНАЦИТОВ

#### Н.С. Базиков

Воронежский государственный университет

Аннотация. По данным Th-U-Pb микрозондового датирования монацитов из палеопротерозойских метатерригенных пород воронцовской серии, занимающих огромную площадь между Сарматией и Волгоуралией, возраст зонального метаморфизма составляет: для ставролитовой зоны: 2039±26 млн. лет, для мусковит-силлиманитовой - 2015±14 млн. лет, для силлиманит-калишпат-кордиеритовой - 2004±19 млн. лет.

Ключевые слова: химическое датирование, монацит.

**Abstract.** According to the Th-U-Pb dating of monazites from paleoproterozoic metaterrigenous Vorontsovskaya series rocks, which occupy a huge area between Sarmatia and Volgouralia, the ages of zonal metamorphism are:  $2039\pm26$  Ma for the staurolite zone,  $2015\pm14$  Ma for the muscovite-sillimanite zone,  $2004\pm19$  Ma for the sillimanite-potassium feldspar-cordierite zone.

Key words: chemical dating, monazite.

#### Введение

Исследование парагенезисов акцессорных, прежде всего, редкоземельных (REE) минералов при метаморфизме началось совсем недавно, причем интерес к ним обусловлен быстро развивающимися методами химического in situ (CHIME) и локального изотопного (SHRIMP) датирования метаморфических

событий по монациту и другим редкоземельным минералам, которые могут содержать в определимых количествах Th и U. Как широко распространенный акцессорный минерал метаморфических пород монацит является наиболее часто используемым минералом-геохронометром для датирования процессов метаморфизма, так как он характеризуется переменным составом, чутко реагирующим на изменение интенсивных и экстенсивных параметров. В монаците сохраняется геохронологическая информация о его кристаллизации или росте в результате метаморфических реакций с другими акцессорными редкоземельными и породообразующими минералами. Поэтому он является идеальным геохронологическим сенсором метаморфических событий.

В 1990-х годах был разработан метод химического электронно-зондового датирования U-Th-содержащих минералов [1], популярность которого продолжает расти. Большое число публикаций посвящено применению этого метода для определения возраста этих минералов из различных геологических объектов [2, 3, 4, 5, 6, 7, 8 и многие другие]. Техника электронно-зондового анализа постоянно совершенствуется и уже сейчас позволяет измерение количеств Th, U и Pb в монаците с точностью, обеспечивающей получение прецизионных оценок возраста его кристаллизации [9, 10].

#### Геологическая ситуация и постановка задачи

Объектом настоящего исследования являются палеопротерозойские метатерригенные породы воронцовской серии, занимающие огромную площадь между двумя докембрийскими коровыми сегментами Восточно-Европейской платформы – Сарматией и Волгоуралией. Восточно-Воронежская провинция отделяет Сарматский сегмент докембрийской коры от Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейской платформы. Площадь ее распространения составляет более 100000 км<sup>2</sup> при ширине до 300 км и длине свыше 600 км (рис. 1). С запада Восточно-Воронежская провинция ограничена Лосевско-Мамонским глубинным разломом, отделяющим ее от Липецко-Лосевского вулканогенного пояса, с юга – Варваринским выступом архейского фундамента

(рис. 2). На востоке Балашовский блок, сложенный породами воронцовской серии, граничит с палеопротерозойскими структурами Волгоуралии – Терсинским поясом метаморфизованных вулканитов и Южноволжским супракрустальным комплексом [11].



Рис. 1. Схематическая карта зоны сочленения Сарматии и Волгоуралии (по Бибиковой и др., 2009, с изменениями).

1 – архейская кора; 2-8 – палеопротерозойские структурно-вещественные комплексы: 2 – южноволжский комплекс глиноземистых гнейсов, включая рахмановский комплекс анатектических гранитов, 3 – терсинский комплекс, 4 – гранитоиды Терсинского пояса, 5 – лосевский и усманский комплексы нерасчлененные, 6 – донская серия гнейсов и павловский гранитоидный комплекс, 7 – воронцовская серия, 8 – бобровский комплекс гранитоидов; 9 – предполагаемая сутура (?) Сарматии и Волго-Уралии; 10 – главные зоны разломов; 11 – границы структурно-вещественных комплексов.

Мощность отложений по сейсмическим данным изменяется от 2-3 км в юго-западной части до 6-8 км в районе Новохоперского глубинного разлома. Литологически эта серия весьма однородна и представляет собой толщу метаморфизованных песчаниково-сланцевых флишоидных отложений. Отсутствие вулканитов в разрезах воронцовской серии не позволяет получить оценки возраста ее формирования по магматическим цирконам.



Рис. 2. Схематическая карта востока Воронежского кристаллического массива.

1 – метапесчаниково-сланцевые отложения воронцовской серии; 2 – вулканогенные породы лосевской серии; 3 – вулканомиктовые песчаники воронежской свиты; 4 – серые гнейсы (TTG) Россошанского блока и Варваринского выступа; 5 – гранитоиды усманского комплекса; 6 – граниты-мигматиты павловского комплекса; 7 – гранитоиды бобровского комплекса; 8 – нориты еланьского комплекса; 9 – основные и ультраосновные интрузии мамонского комплекса; 10 – габброиды новогольского комплекса; 11 – тела железистых кварцитов; 12 – геологические границы; 13 – местоположения скважин и их номера, 14 – площади картирования метаморфической зональности: а – Елань Эртильская площадь, б – Мамонско-Подколодновская площадь.

Мощные толщи воронцовской серии метаосадков прорваны палеопротерозойского многочисленными интрузиями возраста: дунит-перидотит-габброноритовой дифференцированными массивами формации мамонского (2080±20 млн. лет [12]) и пироксенит-норит-диоритовой формации еланского комплексов (2060±20 млн. лет [12]), гранитоидами бобровского комплекса (2022±8 млн. лет [11]), габбро-долеритами трапповой формации новогольского комплексов (1805±14 млн. лет [13]) и дайками сиенитов артюшкинского комплекса.

Зональный метаморфизм пород Восточно-Воронежской провинции на отдельных участках изучен весьма детально: в пределах Елань-Эртильской (центральная часть структуры) и Мамонско-Подколодновской (юго-западная часть структуры) площадей [14, 15, 16, 17]. В пределах Елань-Эртильской площади были закартированы гранатовая (430-480 °C), ставролитовая (490-520 °С), ставролит-силлиманитовая (520-560 °С) и мусковит-силлиманитовая зоны (560-600 °C) (рис. 3 а). Условия наиболее высокотемпературной силлиманиткалишпат-кордиеритовой зоны здесь достигнуты не были. В пределах Мамонско-Подколодновской установлены наиболее площади не низкотемпературные метапелиты гранатовой зоны, но присутствуют самые высокометаморфизованные породы воронцовской серии – гранат-силлиманиткордиеритовые гнейсы (600-750 °C) (рис. 3 б). Давления при метаморфизме изменяются от 3 кбар в гранатовой зоне до 5 кбар в силлиманит-калишпаткордиеритовой.

U-Pb конкордантный изотопный возраст метаморфизма, определенный по монофракции циркона из кристаллических сланцев мусковит-силлиманитовой зоны, составляет 2104±4 млн.л. [11]. Таким образом, по этим данным процессы метаморфизма в воронцовской структуре предшествовали активному коллизионному магматизму и складчатости, что противоречит известным геодинамическим моделям развития докембрийских складчатых областей.



Рис. За. Карта метаморфической зональности пород воронцовской серии в пределах Елань-Эртильского участка



Рис. 36. Карта метаморфической зональности пород воронцовской серии в пределах Мамонско-Подколодновского участка.

Условные обозначения к рис. За и 3б.

Изограды: 1 – ставролитовая, 2 – ставролит-силлимантитовая, 3 – силлиманитовая, 4 – силлиманиткалишпат-кордиеритовая. Точки отбора образцов, содержащих парагенезисы: 5 – гранатовой зоны, 6 – ставролитовой зоны, 7 – ставролит-силлиманитовой зоны, 8 – мусковит-силлиманитовой зоны, 9 – силлиманиткалишпат-кордиеритовой зоны, 10 – ксенолитов метапелитов в магматических породах. Итрузивные породы: мамонский комплекс: 11 – перидотиты, 12 – пироксениты, 13 – габбронориты; еланский комплекс: 14 – нориты, 15 – диориты; бобровский комплекс: 16 – гранодиориты, кварцевые диориты, 17 – граниты; артюшкинский комплекс: 18 – сиениты; новогольский комплекс: 19 – габбродолериты; 20 – разрывные нарушения; 21 – геологические границы. Индексы: 22 – воронцовской серии, 23 – мамонского комплекса, 24 – бобровского комплекса, 25 – артюшкинского комплекса, 26 – новогольского комплекса, 27 – еланского комплекса; 28 – номера скважин. Интрузивные массивы: I – Листопадовский, II – Еланский, III – Таловский, IV – Троицкий, V – Демьяновский, VI – Русаноский, VII – Вязовский.

Для решения этой проблемы была предпринята попытка оценить возраст метаморфизма пород воронцовской серии по монациту. Монацит впервые появляется в верхах зеленосланцевой фации, и его интервал стабильности расширяется с увеличением температуры, включая гранулитовую фацию. Многочисленные реакционные структуры предполагают, что он образуется в гранатовой зоне при реакции бастнезита с апатитом и за счет частичного разложения REE содержащего хлорита [18]. В гранатовой и ставролитовой зонах монацит появляется за счет реакции алланита с апатитом и частичного распада REE содержащего апатита [18].

#### Методика исследований

Все изученные образцы представляют собой керн скважин, детально описанный при проведении полевых работ. Из них были изготовлены прозрачно-полированные шлифы, изученные сначала оптически, а затем на растровом электронном микроскопе Jeol 6380 LV с энерго-дисперсионным анализатором INCA 250 (ВГУ). Для датирования метаморфизма Th-U-Pb методом на микрозонде Cameca SX 100 (ИГГ УРО РАН) были выбраны наиболее крупные зерна монацитов из образцов метапелитов разных зон метаморфизма: ставролитовая зона (ставролитовый сланец: скв. 8307, гл. 358 м), мусковит-силлиманитовая зона (гранат-силлиманит-биотит-мусковитовый гнейс: скв. 8703 гл. 322 м), силлиманит-калишпат-кордиеритовая зона (гранат-

кордиеритовые гнейсы: скв. 700а гл. 599 м; скв. 279а гл. 480,9 м). Местоположение скважин показано на рис. 2.

Поиск и идентификация зерен монацита в шлифах проводились по их BSE-изображениям энергодисперсионным спектрам: И элементное картирование зерен – на основе измерения интенсивности пика и фона. Пределы обнаружения  $ThO_2$ ,  $UO_2$  и PbO в монаците составляют 130, 60 и 53 соответственно (микрозонд Cameca SX 100, пять ppm, волновых спектрометров, стабилизированный температурный режим работы 20±1 °C). Съемка проводилась при ускоряющем напряжении 15 кВ, ток пучка 240 нА. Время измерения интенсивности на пике для Th, U и Pb составляло по 400 с, для остальных элементов 10 с, на фоне – в два раза меньше. Общее время анализа одной точки – 15 мин, что оптимизировало условия эксперимента по величине отношения сигнал/шум и степени радиационного «выгорания» пробы под электронным пучком. Для каждого из анализируемых элементов подбирались параметры детектора И последовательность проведения измерений; при этом погрешности определения элементов составляли  $\Delta Th/Th =$ 3.12-3.16,  $\Delta U/U = 1.92-9.52$ , и  $\Delta Pb/Pb = 1.90-2.71$  отн. %. Детальное описание методики анализа приведено в работе [8].

Расчёт возраста монацитов проводился с использованием оригинальной [8] и модифицированной программы Isoplot 3.66 [19] в рамках двух альтернативных подходов: по единичным определениям содержаний U, Th, Pb в точке зерна минерала [2] из Th/Pb-U/Pb – псевдоизохроны [4].

#### Результаты химического Th-U-Pb датирования монацитов

#### Ставролитовая зона

Наиболее низкотемпературные монациты были изучены из сланцев ставролитовой зоны метаморфизма (обр. 8307/358) (рис. 3 а). До изограды ставролита главным редкоземельным минералом является бастнезит, а монациты встречаются редко и имеют очень небольшие размеры до 5-10 мкм [18], поэтому получить по ним результаты химического датирования с

удовлетворительной точностью очень сложно. Монацит из обр. 8307/358, выбранный для датирования, представлен удлиненным зерном неправильной формы размером около 20 мкм по длинной оси и шириной 5-10 мкм в ассоциации с биотитом и кварцем. Его количественный анализ был сделан в 10 точках (рис. 4). По составу зерно незонально. Содержания REE составляют: 28.67-29.47 мас. % Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 13.81-14.30 мас. % La<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 13.13-13.64 мас. % Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 3.18-3.46 мас. % Pr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 2.00-2.24 мас. % Sm<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (табл. 1). В узком интервале находятся концентрации иттрия: 1.47-1.70 мас. % Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Содержания примесей ThO<sub>2</sub>, UO<sub>2</sub> и PbO, невысокие (0.56-0.95; 0.58-0.79 и 0.28-0.34 мас. %, соответственно), но вполне достаточные для расчета значений возраста кристаллизации монацита.

1 40,1111											
№ точки	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
ThO <sub>2</sub>	0.92	0.56	0.81	0.88	0.65	0.95	0.81	0.95	0.81	0.75	
UO <sub>2</sub>	0.68	0.67	0.71	0.76	0.79	0.68	0.58	0.69	0.72	0.68	
PbO	0.31	0.28	0.31	0.34	0.32	0.32	0.27	0.32	0.33	0.30	
$P_2O_5$	29.36	29.29	29.21	29.24	29.14	29.14	29.46	29.31	28.97	28.86	
$Ce_2O_3$	28.67	28.71	29.29	29.05	29.27	29.28	29.47	28.87	28.71	29.35	
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.89	13.84	13.96	13.85	14.3	14.08	13.92	14.16	13.81	13.94	
$Nd_2O_3$	13.50	13.73	13.57	13.42	13.12	13.45	13.54	13.64	13.38	13.13	
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.25	3.41	3.26	3.25	3.18	3.21	3.46	3.34	3.19	3.27	
$Sm_2O_3$	2.24	2.20	2.07	2.17	2.10	2.03	2.07	2.00	2.18	2.00	
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.71	1.80	1.66	1.68	1.53	1.63	1.75	1.80	1.93	1.50	
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.47	0.58	0.49	0.50	0.49	0.47	0.43	0.52	0.57	0.56	
Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.17	0.15	0.16	0.23	0.20	0.19	0.17	0.12	0.20	0.19	
$Y_2O_3$	1.60	1.59	1.63	1.68	1.70	1.56	1.47	1.50	1.64	1.64	
SiO <sub>2</sub>	0.16	0.20	0.22	0.17	0.17	0.24	0.23	0.27	0.40	0.23	
CaO	0.44	0.35	0.39	0.40	0.41	0.38	0.35	0.40	0.40	0.41	
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.03	
F	0.32	0.31	0.30	0.25	0.32	0.33	0.28	0.31	0.30	0.29	
Сумма	97.70	97.66	98.03	97.86	97.71	97.93	98.26	98.21	97.56	97.13	

Таблица 1. Составы монацита из ставролитовой зоны метаморфизма (обр. 8307/358)

Примечание: номера анализов в таблице соответствуют номерам точек на рис. 4.

По определению содержаний U, Th, Pb в 10 точках были выполнены расчеты возраста монацита по методу Ж.-М. Монтеля с соавторами [2] получены значения в интервале от 2005 до 2088 млн. лет (табл. 2, рис. 4), средневзвешенное значение - 2037±50 млн. лет, СКВО=0,096 (рис. 5). При расчете средневзвешенного значения возраста по усовершенствованной

методике [4] с помощью Th/Pb-U/Pb-диаграммы были получены близкие средневзвешенные оценки – 2039,5±26 млн. лет, СКВО=0,38 (рис. 5).



8703/322

Qtz

50 µm



279-ai480,9



700-a/599



Рис. 4. Местоположения точек датирования монацитов и значения возрастов, полученных в этих точках.



**Рис. 5.** Вариации значений возрастов монацитов, рассчитанных по единичным точкам, и величина средневзвешенного возраста по [2] и по графикам Th/Pb-U/Pb [4].

Точка	0	Содержание, рр	m	Стандај	ртное отклонен	ние, ррт	Отн	. погрешность	(%)	Возраст	Ошибка	
	ThO <sub>2</sub>	UO <sub>2</sub>	PbO	ThO <sub>2</sub>	UO <sub>2</sub>	PbO	ThO <sub>2</sub>	UO <sub>2</sub>	PbO			
			•	•	Ставроли	товая зона						
					8302	7/358						
1	9186	6815	3095	330	96	77	3.59	1.41	2.49	2005	81	
2	5607	6672	2775	234	96	74	4.17	1.44	2.67	2030	83	
3	8082	7066	3097	300	97	77	3.71	1.37	2.49	2013	79	
4	8797	7576	3408	319	100	79	3.63	1.32	2.32	2050	76	
5	6543	7850	3224	258	101	78	3.94	1.29	2.42	2012	74	
6	9502	6756	3197	339	96	78	3.57	1.42	2.44	2054	81	
7	8094	5830	2732	300	92	75	3.71	1.58	2.75	2043	89	
8	9502	6891	3219	339	97	78	3.57	1.41	2.42	2041	81	
9	8121	7220	3299	301	98	79	3.71	1.36	2.39	2088	79	
10	7504	6789	2997	283	96	75	3.77	1.41	2.50	2037	81	
Мусковит-силлиманитовая зона												
					870.	3/322						
1	37133	5384	5104	1165	87	93	3.14	1.62	1.82	2010	87	
2	26498	4105	3646	842	82	82	3.18	2.00	2.25	1970	96	
3	22394	3565	3162	719	80	78	3.21	2.24	2.47	1997	103	
4	41625	6225	5767	1301	91	99	3.13	1.46	1.72	2004	83	
5	19629	4298	3163	636	84	78	3.24	1.95	2.47	1998	98	
6	28628	4410	3966	907	84	84	3.17	1.90	2.12	1985	94	
7	35346	6742	5425	1111	94	96	3.14	1.39	1.77	2017	81	
8	31478	5383	4553	993	88	89	3.15	1.63	1.95	1991	87	
9	20533	4380	3315	663	84	79	3.23	1.92	2.38	2021	97	
10	21275	4316	3352	685	83	79	3.22	1.92	2.36	2017	97	
11	27254	4911	4082	865	86	85	3.17	1.75	2.08	2016	91	
12	19170	4547	3292	623	85	79	3.25	1.87	2.40	2043	97	
13	24415	5997	4302	780	92	87	3.19	1.53	2.02	2059	86	
14	36463	5403	5065	1145	88	93	3.14	1.63	1.84	2015	87	
15	21336	5979	3863	688	92	84	3.22	1.54	2.17	1993	85	
16	22313	5632	3893	717	90	84	3.21	1.60	2.16	2019	88	
17	20744	3842	3239	670	82	79	3.23	2.13	2.44	2069	103	

Таблица 2. Концентрации тория, урана, свинца и значения возраста в точках анализа, рассчитанные по [2].

продолжение таол	ение табл. 2	Продолжение таб
------------------	--------------	-----------------

	Силлиманит-калишпат-кордиеритовая зона											
					279-а	/480,9						
1	29700	5663	4580	943	94	91	3.17	1.65	1.99	2026	88	
2	29547	6987	4900	935	97	91	3.17	1.38	1.86	1986	80	
3	31651	5875	4682	999	91	90	3.16	1.55	1.91	1973	84	
4	30944	5995	4613	978	91	89	3.16	1.52	1.93	1955	83	
5	31118	5546	4544	983	90	88	3.16	1.62	1.95	1979	86	
6	29670	6998	5036	939	97	92	3.17	1.38	1.83	2028	80	
7	34264	7618	5669	1078	100	98	3.15	1.31	1.73	2031	78	
8	32877	6025	4930	1036	92	92	3.15	1.53	1.86	2006	84	
9	29295	6411	4803	928	94	90	3.17	1.47	1.88	2028	83	
10	30229	6215	4743	956	93	90	3.16	1.50	1.91	2000	84	
11	29666	6247	4750	939	93	90	3.17	1.49	1.89	2016	84	
12	31077	6554	4995	982	95	92	3.16	1.44	1.84	2022	82	
13	29644	6929	5009	938	96	92	3.17	1.39	1.84	2027	81	
14	29828	6927	4976	944	96	92	3.16	1.39	1.84	2011	80	
700-a/599												
1	34052	1292	3435	1072	67	78	3.15	5.20	2.26	1998	117	
2	33779	6213	5052	1063	117	90	3.15	1.88	1.79	1998	86	
3	34867	6271	5180	1096	118	91	3.14	1.87	1.75	2003	85	
4	34279	2638	3886	1079	81	81	3.15	3.08	2.08	1990	105	
5	32132	3572	4137	1014	91	84	3.16	2.55	2.04	2048	101	
6	34827	6113	5105	1095	116	91	3.15	1.89	1.77	1996	86	
7	35390	6157	5227	1112	117	91	3.14	1.90	1.75	2016	86	
8	34292	5743	4940	1079	112	89	3.15	1.94	1.80	1998	87	
9	32816	5395	4703	1034	108	88	3.15	2.01	1.87	2002	89	
10	34295	5914	4938	1079	114	89	3.15	1.92	1.81	1977	86	
11	31920	2341	3574	1007	78	79	3.15	3.32	2.21	1987	108	
12	32642	1252	3294	1028	66	76	3.15	5.30	2.31	1997	118	
13	37456	6785	5629	1175	123	93	3.14	1.81	1.66	2018	83	
14	36610	4780	4884	1149	101	88	3.14	2.11	1.79	2020	91	
15	34775	3356	4175	1093	87	82	3.14	2.60	1.97	1994	99	
16	35042	6447	5269	1101	119	91	3.14	1.85	1.73	2007	84	
17	35661	6250	5279	1120	117	91	3.14	1.87	1.72	2015	85	
18	33623	2299	3632	1058	78	79	3.15	3.38	2.17	1949	106	
19	32756	1663	3451	1032	72	77	3.15	4.32	2.24	2002	114	

#### Мусковит-силлиманитовая зона

8703/322 представляет собой гранат-силлиманит-биотит-Образец мусковитовый гнейс, содержащий акцессорный монацит. Хотя монациты в мусковит-силлиманитовой зоне крупнее, чем в ставролитовой, зерен диаметром более 40 мкм нам не встретилось. Выбранное для определения возраста зерно имеет удлинённую форму и размеры 15х40 мкм в тесной ассоциации с биотитом, кварцем и калиевым полевым шпатом. Для определения возраста по соотношениям U, Th и Pb это зерно было проанализировано в 17 точках (рис. 4). Концентрации REE составляют в мас. %: Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 26.76-28.68, La<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 13.16-14.40, Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, - 12.90-13.80, Pr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 3.10-3.49, Sm<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 2.05-2.35 (табл. 3). Зональности по иттрию не установлено, и его содержания (1.25-1.67 мас. % Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) такие же, как в монаците из ставролитовой зоны. Содержания тория обнаруживают широкий интервал значений (1.92-4.16 мас. % ThO<sub>2</sub>), но какаялибо закономерность в его распределении по зерну отсутствует. Сами концентрации ThO<sub>2</sub> в 2-4 раза выше, чем в монаците из ставролитовой зоны. Так же, как и в монацитах ставролитовой зоны, присутствует фтор в количестве 0,22-0,31 мас. %. Содержания UO<sub>2</sub> и PbO значительно ниже, чем ThO<sub>2</sub> (0.36-0.67 и 0.32-0.58) и также не обнаруживают закономерного распределения. Отметим, что в отдельных образцах из мусковит-силлиманитовой зоны в зернах монацита отмечаются узкие каймы, обогащенные иттрием.

По точечным определениям содержания U, Th, Pb в 17 точках выполнены расчеты возраста монацита из образца 8703/322 и получены значения в интервале от 1970 до 2069 млн. лет, средневзвешенное значение  $2013 \pm 43$  млн. лет, СКВО = 0.073 (табл. 2 и рис. 4, рис. 5). При расчете значений возраста с помощью построения Th/Pb-U/Pb-диаграммы были получены близкие средневзвешенные оценки с меньшей погрешностью  $2014.9 \pm 14$  млн. лет СКВО=0,30 (рис. 5).

87037322)																
№ точки	1		2		3	4		5		6		7		3	9	i
ThO <sub>2</sub>	3.71	2	.65	2.2	24	4.1	6	1.96	5	2.86		3.53	3.	15	2.0	)5
UO <sub>2</sub>	0.54	0	.41	0.	36	0.6	2	0.43	3	0.44		0.67	0.	54	0.4	4
PbO	0.51	0	.36	0.	32	0.5	8	0.32	2	0.40		0.54	0.	46	0.3	3
$P_2O_5$	29.94	29	9.91	30.	.10	30.	11	29.9	7	30.08		29.88	30	.12	30.	16
$Ce_2O_3$	27.27	28	3.43	28.	.58	27.3	36	28.6	8	28.17	'	26.76	27	.70	28.:	54
$La_2O_3$	13.43	13	8.69	13.	.92	13.	19	14.2	7	14.21		13.35	13	.59	14.0	04
$Nd_2O_3$	13.17	13	3.28	13.	.80	12.9	90	13.2	1	12.85		12.96	13	.31	13.:	57
$Pr_2O_3$	3.25	3	.42	3.4	49	3.1	7	3.32	2	3.37		3.10	3.	27	3.1	.8
$Sm_2O_3$	2.31	2	.10	2.	35	2.1	0	2.17	7	2.17		2.17	2.	24	2.3	60
$Gd_2O_3$	1.77	1	.69	1.0	68	1.5	7	1.67	7	1.60		1.75	1.	78	1.7	<i>'</i> 0
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.62	0	.48	0.4	43	0.4	.4	0.47	7	0.46		0.59	0.	51	0.5	;7
$Eu_2O_3$	0.29	0	.23	0.2	26	0.1	7	0.29	)	0.29		0.38	0.	31	0.3	,4
$Y_2O_3$	1.67	1	.48	1.4	40	1.6	1	1.4(	)	1.25		1.66	1.	57	1.4	7
SiO <sub>2</sub>	0.21	0	.20	0.2	20	0.2	8	0.23	3	0.59		0.35	0.	30	0.2	27
CaO	0.94	0	.61	0.:	56	0.9	8	0.56	5	0.76		0.95	0.	71	0.5	;1
F	0.30	0	.30	0.	30	0.2	8	0.27	7	0.25		0.28	0.	27	0.2	27
Сумма	99.92	99	0.24	99.	.99	99.:	52	99.2	0	99.75		98.91	99	.81	99.′	76
Продолжение та	абл. 3.					-		1.0				1.7	1.0			
	1	0	1	1	l	2		13		14		15	16		17	
ThO <sub>2</sub>	2.	13	2.1	73	1.	92 2		.44		3.65		2.13	2.2	3	2.0	7
UO <sub>2</sub>	0.	43	0.4	19	0.	45	0	.60	0.54		0.60		0.5	6	0.3	8
PbO	0.	34	0.4	11	0.	33	0	.43	(	0.51	(	0.39	0.3	9	0.3	2
$P_2O_5$	29	.89	29.	78	29	.94	29	9.96	3	0.02	2	9.75	29.5	6	29.8	31
$Ce_2O_3$	28	.58	28.	04	28	.62	2'	7.68	2	7.38	2	8.04	28.1	8	28.1	.4
$La_2O_3$	14	.40	13.	66	14	.03	1.	3.34	1	3.16	1	3.53	13.6	57	13.9	)4
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13	.22	13.	24	13	.28	1.	3.27	1	3.15	1	3.24	13.1	4	13.3	<u>59</u>
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.	32	3.2	24	3.	28	3	.35	-	3.17	-	3.29	3.2	0	3.1	7
$Sm_2O_3$	2.	05	2.2	24	2.	16	2		2	2.27		2.15	2.0	9	2.3	2
$Gd_2O_3$	1.	72	1.1	71	1.	79	1	.67		1.74		1.87	1.8	9	1.8	4
$Dy_2O_3$	0.	55	0.5	54	0.	57	0	0.57	(	0.57	(	0.59	0.5	6	0.5	1
$Eu_2O_3$	0.	24	0.2	26	0.	35	0	.24	(	0.28	(	0.32	0.3	7	0.3	1
$Y_2O_3$	1.4	42	1.:	55	1.	43	1	.63		1.58		1.58	1.5	9	1.3	4
SiO <sub>2</sub>	0.	30	0.3	36	0.	27	0	.35	(	0.35	0.35		0.3	1	0.3	8
CaO	0.	69	0.0	56	0.	52	0	.69	(	0.87	(	0.65	0.6	6	0.6	0
F	0.	27	0.2	28	0.	28	0	.27	(	0.22	(	0.31	0.2	9	0.2	1
Сумма	99	55	99.	18	- 99	.20	9	8.75	9	9.46	9	8.80	98.7	'1	98.7	/3

**Таблица 3.** Составы монацита из мусковит-силлиманитовой зоны метаморфизма (обр. 8703/322)

#### Силлиманит-калишпат-кордиеритовая зона

Химическое Th-U-Pb датирование монацитов было выполнено для двух образцов 700a/599 и 279a/480,9 гранат-силлиманит-кордиеритовых гнейсов. Монациты в самой высокотемпературной силлиманит-калишпат-кордиеритовой зоне имеют более крупные размеры, чем в других зонах.

В первом образце гранат-биотит-кордиерит-силлиманитового гнейса 700а/599 было выбрано крупное, удлиненное (50 х 100 мкм) зерно монацита

(его изображение в рентгеновских лучах Y, U, Pb, Th представлено на рис. 6).

Количественный анализ состава зерна выполнен в 19 точках (табл. 4; рис. 4).

N⁰	1	2	3	4	5	(	6	7		8	9	10
точки												
ThO <sub>2</sub>	3.41	3.38	3.49	3.43	3.21	3.	48	3.54	ł	3.43	3.28	3.43
UO <sub>2</sub>	0.13	0.62	0.63	0.26	0.36	0.	61	0.62	2	0.57	0.54	0.59
PbO	0.34	0.51	0.52	0.39	0.41	0.	51	0.52	2	0.49	0.47	0.49
$P_2O_5$	29.65	29.60	29.57	29.74	29.58	29	.79	29.5	0	29.3	6 29.38	29.28
$Ce_2O_3$	27.70	29.50	29.39	27.20	28.74	29	.52	29.0	1	29.6	0 29.33	28.70
$La_2O_3$	13.38	14.62	14.29	13.11	14.11	14	.22	14.1	4	14.54	4 14.50	13.98
$Nd_2O_3$	12.44	12.46	12.84	12.24	12.62	13	.03	12.8	4	12.8	8 12.60	12.67
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.22	3.23	3.32	2.98	3.22	3.	43	3.36	5	3.23	3.46	3.48
$Sm_2O_3$	1.65	1.74	1.79	1.64	1.74	1.	75	1.77	7	1.64	1.79	1.68
$Gd_2O_3$	1.46	1.11	1.12	1.44	1.31	1.	18	1.11		1.03	1.01	1.11
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.75	0.27	0.36	0.73	0.51	0.	17	0.24	ł	0.24	0.22	0.26
$Eu_2O_3$	0.18	0.29	0.28	0.21	0.27	0.	29	0.31		0.28	0.25	0.29
$Y_2O_3$	3.31	0.91	0.93	3.33	1.61	0.	96	0.97	7	0.91	0.86	0.94
SiO <sub>2</sub>	0.20	0.21	0.23	0.21	0.28	0.	26	0.33	3	0.27	0.26	0.32
CaO	0.75	0.89	0.83	0.81	0.72	0.	83	0.88	3	0.80	0.86	0.87
SrO	-	-	-	-	-		-	-		-	-	-
F	0.24	0.26	0.27	0.26	0.26	0.	31	0.31		0.26	0.28	0.30
Сумма	98.81	99.60	99.85	97.98	98.97	100	).33	99.4	3	99.5.	3 99.08	98.38
Продолжение табл. 4												
Продолже	снис 1а0. 11	12	12	1/	1	15		16		17	19	10
<u>JNº</u> 104KH	2.10	2.26	2 75	26	F 6	2 49	2	50	2	57	2.26	2.29
	0.23	0.13	0.68	0.4	0 Q	0.34	0	.50	<u> </u>	.57	0.23	0.17
PhO	0.23	0.13	0.00	0.4	0 0	0.34	0	53	0	53	0.25	0.17
PaOr	29.79	29.84	29.3	$\frac{1}{4}$	28	0.42 29 54	20	.55	20	.55	29.55	29.40
$Ce_2O_2$	29.79	29.04	29.3	$\frac{1}{1}$ 29.0	25	27.3 <del>4</del> 27.97	25	8.83	22	277	27.80	27.53
	14.03	13 70	14.1	$\frac{1}{5}$ 13	71	13.87	14	1 41	14	1 1 2	13.67	13.11
$Nd_2O_2$	12.71	12.70	12.8	5 12 4	52	12.63	12	2 63	12	2 88	12.82	12.83
$Pr_2O_2$	3 21	3.05	3 17	$\frac{32}{32}$	0	3 23	3	31	3	44	3.16	3 19
$Sm_2O_2$	1 55	1 58	1.60	1 8	5	1.76	1	65	1	76	1 56	1.82
Gd2O2	1 43	1.50	1.30	1.0	9	1 44	1	20	1	04	1.53	1 79
$Dv_2O_3$	0.67	0.74	0.16	0.5	1	0.61	0	26	0	28	0.53	0.82
$E_{12}O_2$	0.22	0.74	0.10	0.3	0	0.30	0	32	0	29	0.30	0.02
$Y_2O_2$	2.30	3.12	0.99	2.2	4	3.03	0	.93	0	.97	3.14	3.33
SiO <sub>2</sub>	0.25	0.24	0.34	0.2	3	0.26	0	.32	0	.34	0.26	0.30
CaO	0.68	0.68	0.96	0.2	6	0.80	0	.94	0	.87	0.81	0.75
SrO	-	-	-	-	~	-	Ť	-	5	-	-	-
F	0.25	0.29	0.25	0.2	8	0.24	0	.26	0	.28	0.24	0.22
Сумма	99.53	99.60	99.8	5 99.9	94	99.92	99	9.01	99	9.02	99.32	99.09

**Таблица 4.** Составы монацита из силлиманит-калишпат-кордиеритовой зоны метаморфизма (обр. 700а/599)

Содержание Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> варьирует от 27.20 до 29.60, La<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=13.11-14.54, Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=12.24-13.03, Pr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=2.98-3.48, Sm<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=1.55-1.82 и Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=0.86-3.33 мас. %. Содержания примесей ThO<sub>2</sub>, UO<sub>2</sub> и PbO невысокие (3.19-3.75, 0.13-0.68 и 0.33-0.56 мас. %, соответственно), SiO<sub>2</sub>=0.20-0.34, CaO=0.68-0.96 и F=0.22-0.31

мас.%. В составе LREE (La-Sm) доля Се составляет около 47-49 % при соотношении La/Nd от 1.06 до 1.17.

Монацит имеет зональное строение (рис. 6). Центральные и краевые части кристалла отчетливо различаются по содержанию иттрия и урана, но при этом содержание тория в них близкое. Концентрация иттрия в центральной зоне зерна достаточно высокая – 2.3-3.3 мас. %  $Y_2O_3$ , а урана пониженная – 0.13-0.23 мас. %  $UO_2$ . В зоне каймы кристалла концентрация иттрия падает до 0.86-0.99 мас. %  $Y_2O_3$ , а урана возрастает до 0.54-0.68 мас. %  $UO_2$ .



**Рис. 6.** Изображение в характеристическом рентгеновском излучении линий ThMα, UMβ, PbMα, YLβα зерна монацита, обр. 700-а/599.

Из точечных определений содержания U, Th, Pb были выполнены расчеты возраста монацита и получены значения в интервале от 1949 до 2048 млн. лет (табл. 2), средневзвешенное значение – 2002±42 млн. лет, CKBO=0.040 (см. табл. 2 и рис. 5). В высоко- и низкоиттриевых зонах точечные значения возрастов лежат в пределах погрешности измерений, и основания выделять по возрасту центральную и периферическую зоны отсутствуют.

Наличие для зерна монацита из образца 700а/599 значимой дисперсии содержаний Th и U позволяет выполнить изохронные построения. На Th/Pb-U/Pb-диаграмме (рис. 5) аналитические точки группируются в двух областях – около оси ординат и в центральной части диаграммы, вследствие чего построение изохроны и оценка возрастов представляются вполне корректными, а средневзвешенное значение возраста составляет 2004.3±19 млн. лет

(СКВО=0.15), что сопоставимо со средневзвешенным значением 2002±42 млн. лет, определенным по точечным содержаниям U, Th, Pb.

•	/						
№ точки	1	2	3	4	5	6	7
ThO <sub>2</sub>	2,97	2,95	3,17	3,09	3,11	2,97	3,43
UO <sub>2</sub>	0,57	0,70	0,59	0,60	0,55	0,70	0,76
PbO	0,46	0,49	0,47	0,46	0,45	0,50	0,57
$P_2O_5$	30,35	29,41	29,80	30,10	29,73	30,12	29,80
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,07	27,05	27,85	27,71	27,90	28,54	28,12
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,47	12,56	13,31	12,81	12,97	13,53	13,44
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,26	12,63	12,50	12,96	13,14	12,29	13,04
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,22	3,11	3,10	3,25	3,33	3,32	3,15
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,41	2,04	1,99	2,18	2,26	1,71	2,18
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,07	1,77	1,62	1,98	1,95	1,46	1,61
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,89	0,73	0,80	0,70	0,79	0,67	0,45
Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,12	0,11	0,02	0,00	0,02	0,17
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,07	2,87	2,52	2,43	2,41	2,79	1,43
SiO <sub>2</sub>	0,13	0,75	0,19	0,19	0,17	0,16	0,28
CaO	0,77	0,95	0,90	0,83	0,89	0,88	0,88
SrO	-	-	-	-	-	-	-
F	0,23	0,29	0,31	0,23	0,29	0,27	0,27
Сумма	99,99	98,41	99,20	99,54	99,95	99,93	99,59

**Таблица 5.** Составы монацита из силлиманит-калишпат-кордиеритовой зоны метаморфизма (обр. 279-а/480,9)

Продолжение табл. 17.

№ точки	8	9	10	11	12	13	14
ThO <sub>2</sub>	3,29	2,93	3,02	2,97	3,11	2,96	2,98
UO <sub>2</sub>	0,60	0,64	0,62	0,62	0,66	0,69	0,69
PbO	0,49	0,48	0,47	0,47	0,50	0,50	0,50
$P_2O_5$	30,00	29,96	30,07	30,38	30,42	30,04	30,04
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,70	27,32	27,95	27,22	27,80	27,84	27,76
$La_2O_3$	13,14	12,86	13,24	12,60	13,17	13,19	13,27
$Nd_2O_3$	12,90	12,85	12,89	12,84	12,88	12,86	13,04
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,18	3,25	3,22	3,20	3,38	3,24	3,29
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,98	2,03	2,01	2,20	1,98	2,07	2,19
$Gd_2O_3$	1,99	1,99	1,66	2,12	1,69	1,84	1,73
$Dy_2O_3$	0,78	0,79	0,68	0,91	0,75	0,78	0,75
$Eu_2O_3$	0,11	0,08	0,16	0,16	0,00	0,07	0,05
$Y_2O_3$	2,42	3,03	2,30	3,08	2,64	2,78	2,82
SiO <sub>2</sub>	0,25	0,21	0,25	0,18	0,20	0,13	0,17
CaO	0,92	0,81	0,84	0,83	0,85	0,77	0,79
SrO	-	-	-	-	-	-	-
F	0,30	0,27	0,27	0,29	0,26	0,30	0,27
Сумма	100,07	99,50	99,67	100,07	100,28	100,08	100,33

В образце из силлиманит-кордиеритового гнейса 279а/480,9 было проанализировано два небольших зерна монацита. Более крупное удлиненное зерно размером 30 x 60 мкм в ассоциации в кварцем и биотитом было проанализировано в 12 точках, более мелкое (2х50 мкм) в контакте с силлиманитом и биотитом – еще в двух точках (рис. 4). В отличие от монацита из обр. 700а/599 четкой зональности по иттрию и урану не наблюдается. Содержания иттрия такие же, как и в центральных частях монацита из обр. 700а/599 (2.30-3.07 мас. % Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) (табл. 5), а урана – как в краевых (0.55-0.70 мас. % UO<sub>2</sub>). Близки и концентрации REE, тория и свинца.

По точечным определениям содержания U, Th, Pb выполнены расчеты возраста монацита из образца 279а/480,9 и получены значения в интервале от 2024 до 2074 млн. лет (табл. 2), средневзвешенное значение 2007±43 млн. лет, CKBO=0.086 (рис. 5). При расчете возраста с помощью Th/Pb-U/Pb-диаграммы были получены близкие средневзвешенные оценки с меньшей погрешностью 2008±20 млн. лет (рис. 5), очень близкие к полученным значениям для монацита из обр. 700а/599 из той же силлиманит-калишпат-кордиеритовой зоны.

#### Химические критерии замкнутости системы монацитов

Известно, что перекристаллизация минерала при метасоматизме, его растворение-осаждение могут приводить к нарушению замкнутости U-Th-Pbсистемы или ее полной переустановке (например, [20, 21]), что ограничивает возможности использования монацита в датировании. В литературе (см. [9, 22 другие]) например: И большое внимание уделяется поиску кристаллохимических критериев, в частности, особенностей распределения Ү по зерну, как основы для выявления возрастной гетерогенности зерен монацитов и выделения кластеров разновозрастных данных. Несмотря на наличие большого числа публикаций по данной тематике, в особенности для монацитов из древних метаморфических комплексов, вопрос во многом остается дискуссионным и до настоящего времени.

В качестве показателя замкнутости системы был предложен параметр β равный отношению (Ca+Si)/(Th+U+Pb+S) [7], который характеризует степень зарядовой компенсации гетеровалентных примесей тория, урана и серы (при ее наличии в монаците). Это отношение рассматривается как показатель

замкнутости Th-U-Pb-системы минерала: последняя считалась замкнутой при условии полной зарядовой компенсации примесей по хаттонитовому и чералитовому типам (при близости β к 1). При высоких значениях β увеличивается разброс единичных значений возрастов и соответственно возрастает среднее квадратичное отклонение при расчете псевдоизохрон.

В проанализированных нами монацитах присутствие серы не зафиксировано, и параметр β близок к 1. Коэффициент β практически одинаков для центральной части и каймы зонального кристалла из обр. 700а/599. Таким образом, в монаците из образца 700а/599 при ярко выраженной зональности по Y и U различий в изоморфизме по зонам не прослеживается. По содержанию F и значению параметра β зональность не проявлена.

В большинстве проанализированных монацитов имеется некоторый избыток ионов (Si+Ca) над (Th+U+Pb). Однако представляется, что в изучаемых монацитах он является следствием не вторичных преобразований минерала и нарушения замкнутости его Th-U-Pb-системы, а вхождения Si и Ca по другим схемам, в частности, при замещении ортофосфорной группировки кремнекислородной с компенсацией заряда ионами фтора –  $PO_4^{3-} \rightarrow SiO_3^{2-}+F^-$ [10]. Это предположение подтверждается постоянным присутствием в монаците значительного (0.22-0.33 мас. %) количества фтора.

#### Выводы

Наименее метаморфизованные породы ставролитовой зоны имеют несколько более древний возраст 2039±26 млн. лет, чем метапелиты мусковитсиллиманитовой (2015±14 млн. лет) и наиболее высокотемпературной силлиманит-калишпат-кордиеритовой зоны (2008±20 и 2004±18 млн. лет). Тот факт, что получены практически одинаковые возраста для монацитов из образцов пород воронцовской серии, удаленных друг от друга почти на 300 км, подтверждает их надежность. Хотя все эти оценки для разных зон метаморфизма находятся в пределах ошибки измерений, тем не менее, можно утверждать, что метаморфизм террригенной толщи воронцовской серии имел

место после внедрения огромного объема магм основного и ультраосновного состава еланского и мамонского комплексов в период 2060-2090 млн. лет.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Suzuki K*. Middle Precambrian provenance of Jurassic sandstone in the Mino Terrane, central Japan: Th-U-total Pb evidence from an electron microprobe monazite study // K. Suzuki, M. Adachi, T. Tanaka // Sedim. Geol. 1991. V. 75. P. 141-147.

 Montel J.M. Electron microprobe ages of monazite / J.M. Montel, S. Forest,
M. Veschamber, C. Nicolett, A. Provost // Chemical Geology, 1996. V. 131. P. 37-53.

3. *Rhede D*. A three-dimensional method for calculating independent chemical U/Pb- and Th/Pb-ages of accessory minerals / D. Rhede, L. Wendt, H.-J. Forster // Chemical Geology. 1996. V. 130. P. 247-253.

4. *Cocherie A*. An improved U-Th-Pb age calculation for electron microprobe dating of monazite / A. Cocherie, F. Albarede // Geoch. Cosmoch. Acta. 2001. V. 65. No. 24. P. 4509–4522

5. *Dahl P.S.* Comparative isotopic and chemical geochronometry of monazite, with implications for U-Th-Pb dating by electron microprobe: An example from metamorphic rocks of the eastern Wyoming Craton (USA) / P.S. Dahl, M.A. Hamilton, M.J. Jercinovic, M.P. Terry, M.L. Williams, R. Frey // Amer. Min. 2005. V. 90. P. 619-638.

*Pyle J.M.* Contributions to precision and accuracy of monazite microprobe ages / J.M. Pyle, F.S. Spear, D.A. Wark, C.G. Daniel, L.S. Storm // Amer. Min. 2005.
V. 90. P. 547-577.

7. *Suzuki K.* CHIME dating of monazite, xenotime, zircon and polycrase: Protocol, pitfalls and chemical criterion of possibly discordant age data / K. Suzuki, T. Kato // Gondwana Research. 2008. V. 14. P. 569-586.

8. *Вотяков С.Л.* Химическое электронно-зондовое датирование минералов-концентраторов радиоактивных элементов: методические аспекты /

С.Л. Вотяков, В.В. Хиллер, Ю.В. Щапова, А.В. Поротников // Литосфера, 2010, № 4, С.94-115.

9. *Williams M.L.* Format and philosophy for collecting, compiling, and reporting microprobe monazite ages / W.L. Williams, M.J. Jercinovic, P. Goncalves, K. Mahan // Chemical Geology. 2006. V. 225. P. 1-15.

10. *Williams, M.L.* Microprobe monazite geochronology: understanding geologic processes by integrating composition and chronology / M.L. Williams, M.J. Jercinovic, C.J. Hetherington // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 2007. V. 35. P. 137–175.

11. Бибикова Е.В. Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопногеохронологическая характеристика супракрустальных пород и гранитоидов / Е.В. Бибикова, С.В. Богданова, А.В. Постников, Л.П. Попова и др. // Стратиграфия и геологическая корреляция. 2009. №6. С. 3-16.

12. Чернышов Н.М. Новые данные о возрасте никеленосных дифференцированных плутонов Воронежского кристаллического массива / Н.М. Чернышов, А.Н. Пономаренко, Е.Н. Бартницкий // ДАН УССР. 1990. Сер. Б. № 6. С. 11-19.

13. Чернышов Н.М. Новые данные о возрасте габбро-долеритовых интрузивов трапповой формации Хоперского мегаблока ВКМ / Н.М. Чернышов, Т.Б. Баянова, А.Ю. Альбеков, Н.В. Левкович // Доклады РАН. 2001. Т. 380. № 5. С. 1 – 3.

14. *Савко К.А.* Зональность минералов и прогрессивные метаморфические реакции в среднетемпературных метапелитах воронцовской серии (Воронежский кристаллический массив) / К.А. Савко // Изв. АН СССР, сер. геол. 1990. № 11. С. 79-87.

15. Савко К.А. Низкотемпературные породы в метаморфической зональности воронцовской серии ВКМ / К.А. Савко // Геология и геофизика. 1994. № 3.С. 50-59.

16. Савко К.А. Петрология и геоспидометрия метаморфических пород востока Воронежского кристаллического массива. / К.А. Савко, Ю.В. Герасимов // Труды НИИГ Воронеж. ун-та, вып. Воронеж, вып. 8, 2002. 131 с.

17. *Герасимов В.Ю*. Геоспидометрия и температурная эволюция гранаткордиеритовых метапелитов Воронежского кристаллического массива / В.Ю. Герасимов, К.А. Савко // Петрология, 1995. Т. 3. № 6. С. 563-577.

18. Савко К.А. Фазовые равновесия акцессорных редкоземельных минералов в метаморфических породах воронцовской серии, восток Воронежского кристаллического массива / К.А Савко, Н.С. Базиков // Вестн. Воронежского ун-та, сер. геол., 2010. № 1. С. 102-120.

19. *Ludwig K*. Users manual for ISOPLOT/EX, version 2. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. / K. Ludwig // Berkeley Geochronology Center: Spec. Pub. №1a. 1999. 120 p.

20. *Hetherington C.L.* Experimental metasomatism of monazite and xenotime: mineral stability, REE mobility and fluid composition | C.L. Hetherington, D.E. Harlov, B. Budzyń // Miner. Petrol. 2010. V. 99. P. 165–184.

21. *Harlov D.E.* Partial high-grade alteration of monazite using alkali-bearing fluids: Experiment and nature / D.E. Harlov, C.L. Hetherington // Amer. Min. 2010. V. 95. P. 1105-1108.

22. *Goncalves P*. Electron-microprobe age mapping of monazite / P. Goncalves, M.L. Williams, M.J. Jercinovic // Amer. Min. 2005. V. 90. P. 578-585.

#### Воронежский государственный университет

H.C. Базиков, аспирант кафедры полезных ископаемых и недропользования nickolasss@yandex.ru

+79034200897

*Voronezh State University N.S. Bazikov, post-graduate student, the chair of mineral resource* 

# СЕКЦИЯ ОБЩЕЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОДИНАМИКИ



# СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАМОНСКОЙ И ПСЕВДОМАМОНСКОЙ ТОЛЩ ДЛЯ УТОЧНЕНИЯ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Федеральное Государственное Бюджетное Образовательное Учреждение Высшего Профессионального Образования Воронежский Государственный Университет

научный руководитель д.г.-м.н., проф. Ненахов В.М. асп. Буравлева Елена Николаевна





## СХЕМАТИЧЕСКАЯ КАРТА РАСПРОСТРАНЕНИЯ МАМОНСКОЙ ТОЛЩИ (САВКО А.Д., 2001)







# КАРТА ПО ЛИСТУ М-37-І







### МАГНЕТИТ



в виде угловатых обломков, часть зерен окатана; цвет черный; на гранях не окатанных зерен видна штриховка

в виде угловатых и угловатоокатанных обломков; отмечаются зерна в виде октаэдров; цвет черный; на гранях не окатанных зерен видна штриховка





### ильменит

### Псевдомамонская толща

### Мамонская толща



представлен в виде угловатых обломков, небольшая часть зерен окатана; цвет черный, встречаются тонкие зерна, в которых черный ильменит просвечивается бурым; характерен раковистый излом, блеск металлический фр. -0,1+0,063 мм



представлен в виде угловатых обломков, небольшая часть зерен окатана; цвет черный; характерен раковистый излом, блеск металлический




### ТУРМАЛИН

### Псевдомамонская толща

### Мамонская толща



встречается как в виде столбчатых удлиненных кристаллов, так и в виде угловатых обломков призматических кристаллов; цвет коричневатозеленый, буро-коричневый; зерна прозрачные; встречаются окатанные мутные зерна фр. -0,1+0,063 мм



встречается в виде окатанных обломков болотно-зеленого цвета; отмечается небольшая часть столбчатых удлененных кристаллов; зерна прозрачные





### ТИТАНИТ

### Псевдомамонская толща

### Мамонская толща



развит в виде угловатых обломков, изредка встречаются окатанные зерна; цвет медово-желтый; зерна практически прозрачные фр. -0,1+0,063 мм



развит в виде угловатых обломков; цвет медово-желтый; зерна практически прозрачные





### ГРАНАТ

## Мамонская толща ↓ фр. -0,1+0,063 мм



встречается в виде угловатых обломков; цвет бледно-розовый, блеск стеклянный, зерна прозрачные

На данном этапе исследования гранат в псевдомамонской толщи не был обнаружен





### АПАТИТ

### Мамонская толща

фр. -0,1+0,063 мм



встречается в виде угловато-окатанных изометричных обломков, наряду с ними наблюдаются единичные короткостолбчатые кристаллы; зерна прозрачные, бесцветные, на гранях некоторых зерен наблюдаются следы растворения. В апатите встречаются газово-жидкие включения

На данном этапе исследования апатит в псевдомамонской толщи не был обнаружен





### РУТИЛ

### Псевдомамонская толща

### Мамонская толща



встречается в виде столбчатых окатанных и угловато-окатанных зерен; цвет красно-бурый, реже встречаются темно-бурые зерна. Зерна прозрачные фр. -0,1+0,063 мм



встречается в виде изометричных окатанных и угловато-окатанных зерен; цвет красно-бурый, оранжево-красный. Зерна прозрачные





## ЛЕЙКОКСЕН



встречается в виде неправильных, окатанных зерен лепешкообразных форм. Зерна имеют гладкую, глянцевую поверхность; цвет кремово-желтый встречается в виде неправильных, угловатых зерен. Зерна имеют гладкую, глянцевую поверхность; цвет болотнокоричневый





### ПИРИТ

### Псевдомамонская толща

фр. -0,1+0,063 мм



основная форма выделения в виде дендритов; реже наблюдаются кристаллы кубической и октаэдрической формы; встречаются единичные конкреции пирита; цвет латунно-желтый; блеск металлический

В мамонской толщи пирит не обнаружен





### циркон

### Псевдомамонская толща

фр. -0,1+0,063 мм



Цирконы представлены обломками и кристаллами гиацинтового типа. Встречаются окатанные зерна. Реже наблюдаются единичные зерна цирконового и переходного типов. Цвет от прозрачного светло-розового до мутного или непрозрачного «молочного». В некоторых прозрачных зернах наблюдаются включения цирконов ранних генерации





### циркон

фр. -0,1+0,063 мм

### Мамонская толща

Цирконы в большей или меньшей степени представлен гиацинтовым и цирконовым типами соответственно. На ряду с ними встречаются единичные зерна переходного, копьевидного и дипирамедального типов. Зерна представлены как в виде кристаллов, так и обломков. Наблюдаются окатанные зерна и обломки, но в большинстве случаев с сохранением кристаллографических свойств. Зерна окрашены в коричневые тона (от светло-коричневого до темно-коричневого). За исключением небольшого количества зерен, которые окрашены в розовые тона или являются абсолютно бесцветными. Выделяют прозрачные, полупрозрачные и непрозрачные разности. В некоторых зернах наблюдаются газовожидкие включения либо включения циркон ранних генераций, либо рутила. Небольшая часть зерен характеризуется зональным строением. В отдельных зернах отмечается наличие трещиноватости



## Спасибо за внимание

## ТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ СЕЛЕНИТА В ГИПСОНОСНЫХ ТОЛЩАХ НОВОМОСКОВСКОГО БАССЕЙНА



ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ ВОРОНЕЖСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

научный руководитель д.г.-м.н., проф. Ненахов В.М. преп. Кобылина О.Н.

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ДОЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА



### СТЫК ДВУХ КРУПНЕЙШИХ СТРУКТУР ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ И ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ)



## СХЕМАТИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ОТЛОЖЕНИЙ ГИПСА





### СЕЛЕНИТ В ГИПСОНОСНЫХ ТОЛЩАХ



а - прожилки заполненные селенитом в глинах; б – горизонтальные прослои селенита





### ПРОСЛОИ СЕЛЕНИТА В ШАХТЕ



## ПРОСЛОИ СЕЛЕНИТА В ШАХТЕ



### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГИДРАТНОЙ ВОДЫ В ПОРОДАХ ВСКРЫТЫХ СКВАЖИНОЙ 9003



Содержание гидратной воды в %

54

29

### МИКРОСКОПИЧЕСКИЙ ЭЛЕКТРОННЫЙ СНИМОК СЕЛЕНИТА



а – вдоль волокон селенита; б – перпендикулярно волокнам селенита; в – зернистая разновидность гипса; г – звездчатая разновидность гипса

# Спасибо за внимание

a GC.

### СЕКЦИЯ РУДООБРАЗОВАНИЯ В ДОКЕМБРИИ ВКМ

К вопросу о первичных источниках (продуцентов) при формировании благороднометалльного оруденения в железорудных месторождениях КМА

> Чл.-корр. РАН, проф. Чернышов Н.М., асп. Понамарёва М.М.

Одним из важнейших компонентов железорудных месторожденийгигантов России являются благородные металлы. Их распределение, соотношение тяжелых и легких платиноидов, состав минеральных фаз, как и состав вмещающих их пород и руд, в значительной мере определяется положением Михайловского и Старооскольского рудных районов в структуре КМА, их пространственной сопряженностью с различными по внутреннему строению и составу породных и рудных ассоциаций, степени эродированности и последующей структурно-вещественной эволюции Белгородско-Михайловского и Орловско-Тимского неоархейских зеленокаменных поясов (ЗП), выступающих в качестве одного из продуцентов платиноидов и золота при формировании курской железорудной

серии палеопротерозоя (Чернышов, 2004).



Рис.1. Схема местоположения Белгородско-Михайловского (I) и Орловско-Тимского (II) зеленокаменных поясов КМА [1]: 1- железистые кварциты (железисто-кремнисто-сланцевая формация нижнего карелия); 2- Михайловское месторождение; 3- Лебединское месторождение

Определяющими (граничными) признаками Белгородско-Михайловского ЗП, являются: наличие двух типичных для ЗП других континентов породных ассоциаций – а) нижней (в объеме александровской свиты михайловской серии) вулканогенной коматиит-базальтовой с редкими прослоями железистых кварцитов и комагматичными субвулканическими телами дунит-перидотитового состава с проявлением сульфидной медно-никелевой минерализации, обогащенной ЭПГ (Pt, Pd) и Au (табл. 1); б) верхней (в объеме лебединской свиты михайловской серии), включающей бимодальную базальт-риолитовую вулканогенную и габбро-диабазовую дайковую, в которой подобно ранней породной ассоциации, отмечается преобладание Pt над Pd (см. табл.1). Важно особо подчеркнуть крайне ограниченное развитие в последующей палеопротерозойской эволюции вулканитов.

Таблица 1

#### Содержание (мг/т) Pt, Pd и Au в породах зеленокаменных поясов ранне- и позднеархейского инклов развития ВКМ (по [1])

ц	иклов развит			<u>' [+])</u>		-
Рудовмещающие формации (комплексы, серии, свиты)	Породы (в т.ч. их минерализованные разновидности)	Число анализов	Pt	Pd	Au	Pd/Pt
2. позднеархе	йского рифтогенеза (3,0-2	2,5 млрд.ле	ет; олимп	ийский	mun)	
Габбродиабазовая (тарасовский комплекс)	Габбро, габбродиабазы	2	20	8,5	3,2	0,42
л	Дуниты и их 5 44 серпентиниты		10,7	4,6	0,37	
Дун ит-пер идотитовая (железногор ский комплекс)	Перидотиты и их серпентиниты	6	35	7,1	4,4	0,23
	То же с сульфидной минерализацией	2	110-140	23-75	30	0,40
	Перидотитовые коматииты	6 20 4,7				0,23
Коматиит-базальтовая	То же с сульфидной минерализацией	1	60	23,3	-	0,38
(александровская свита михайловской серии)	Пироксеновые коматииты	2	14,5	5,3	2,5	0,36
	Коматиитовые базальты	20	9,0	4,0	-	0,44
	Толеитовые базальты	5	7,5	5,5	-	0,73
1. ранно	еархейского цикла (> 3,0 л	млрд.лет;	бесе дин ск	uŭ mun	)	
	Габбронориты	8	10	5,2	3,4	0,52
Перидотит-пироксенит-	Перидотиты с сульфидной минерализацией	2	170	14	4,5	0,08
габброноритовая	Пироксениты с сульфидной минерализацией	1	240	15	-	0,06
	Горнблендиты рудные	1	1300	360	-	0,28
Коматиит-пикрит (?)- базальтовая Толеитовый базальт			12	5,3	2,8	0,44

Для Орловско-Тимского неоархейского зеленокаменного пояса характерно: 1) практически полное отсутствие коматиитов (в отличие от Белгородско-Михайловского ЗП) и широкое развитие вулканитов бимодальной базальтриодацитовой формации; 2) пространственное сонахождение углеродсодержащих осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканических пород неоархейской александровской свиты михайловской серии, одного из продуцентов золота и платиноидов – колчеданного благороднометалльносодержащего оруденения авильского типа (Pt = 0,007-0,13 г/т; Pd = 0,03-0,17 г/т, при существенном преобладании Pd над Pt – Pt/Pd = 1,7-4,6; постоянном присутствии Au = 0,19 г/т; Ag до 2,1 г/т и др.), присутствие их собственных минеральных фаз [1, 3]; 3) наличие в основании курской серии конгломератов с многочисленными разномасштабными проявлениями уран-золото-платиноносного оруденения (стойленский тип), источником формирования которого являлись докурские химически зрелые коры выветривания по породам мезо- и неоархейских структур, включая плагиограниты салтыковского типа. Результаты анализов конгломератов, конглогравеллитов и перекрывающих их алевросланцев стойленской свиты в пределах Лебединского железорудного карьера показали (табл.2) постоянное присутствие Au и ЭПГ, преобладание Pd над Pt (Pd/Pt>1), повышенные содержания Ru и Ir, а также Ag.

#### Таблица 2

## Содержание (мг/т) благородных металлов в конгломератах и конглогравеллитах из верхней части разреза стойленской свиты (Лебединский железорудный карьер;[1])

№ п/п	Au	Pt	Pd	Rh	Ru	Ir	Ag
1	51	20	38	4	20	20	2110
2	71	20	30	4	20	20	1190
3	10	20	22	4	20	20	1620
4	52	25	71	4	20	20	1510
5	75	20	84	20	20	20	1930

Примечание: 1-3-сульфидизированные конгломераты олигомиктовые кварцевые с кварц-фукситовым (1) и биотит-фукситкварцевым цементом (2,3); 4-сульфидизированный алевросланец из кровли конгломератовой пачки; 5-конглогравелит. Югозападный забой Лебединского карьера, горизонт (+)75 м. Анализы выполнены в КНЦ РАН (пламенно-фотометрический метод, аналитик Филиппычева Л.В.). Существенные различия внутреннего строения СВК Белгородско-Михайловского и Орловско-Тимского ЗП заметно сказались на условиях предрифтового палеопротерозойского этапа формирования железистых кварцитов КМА, их составе и в известной мере на характере распределения, концентрациях благородных металлов и составе их минеральных фаз.

При однотипности строения продуктивной коробковской свиты курской серии, включающей две железорудных и две сланцевых подсвит, состав благороднометалльносодержащих железистых кварцитов в Михайловском и Старооскольском рудном районе существенно различен. Первый из них характеризуется преимущественным развитием магнетитовых, магнетит-гематитовых, гематит-магнетитовых, гематитовых при ограниченной роли карбонатно-магнетитовых, безрудных и крайне редко силикатно-гематит-магнетитовых кварцитов.

В месторождениях Старооскольского рудного района ведущая роль принадлежит силикатно-магнетитовым (куммингтонит-, биотит-, щелочно-амфибол-, актинолит- и эгирин-ребикитовым-), гематит-магнетитовым и слаборудным кварцитам, в каждом из этих типов присутствуют карбонаты.

Следует особо подчеркнуть, что особенность строения и состава железных руд месторождений рудных районов, общие закономерности размещения благороднометалльной минерализации определяются, пространственной сопряженностью железорудных рифтогенных по своей природе структур нижнего карелия с реактивизированными золото-платиноносными позднеархейскими зеленокаменными поясами.

#### Таблица 3

#### Содержание Pt, Pd и Au в разных типах железистых кварцитов Михайловского месторождения [4, 5]

Номер пробы	Химико-спектральный анализ (г/т)							
Γ	Au	Pt	Pd	Pd/Pt				
M-06	0,15	0,14	0,14	1,00				
M-07	0,39	0,25	0,13	0,52				
M-184	0,005	0,08	0,04	0,50				
M-185	0,005	0,02	0,015	0,75				
M-189	0,005	0,03	0,03	1,00				
M-194	-	0,04	0,022	0,55				
6190	0,02	0,03	< 0,02	-				
6209	0,02	0,03	0,01	0,33				
6144	0,03	0,03	0,02	0,67				
6150	0,03	0,03	0,02	0,67				
6178	0,08	0,02	0,01	0,50				
854	1,53	0,2	0,05	0,25				
368-24	1,01 0,03 0,0		0,02	0,67				
868	0,45	0,03	0,02	0,67				
865	3,29	0,04	0,02	0,50				
862	0,14	0,05	< 0,02	-				

Примечание: М-06,07, 185- гематитовый кварцит; М-184, 189, 193 – магнетитовый кварцит с прожилками кварца; М-194 – магнетитовый кварцит с пиритом; 6190, 6209 – безрудный кварцит; 6144, 6150, 6178 – малорудный кварцит; 854, 368-24 – железнослюдково-магнетитовый кварцит; 868, 865 – силикатно-магнетитовый кварцит; 862 – карбонатно-магнетитовый кварцит.

#### Содержание Pt, Pd и Au в разных типах железистых кварцитов Лебединского месторождения [6, 7]

Номер пробы	Химико-спектральный анализ (г/т)						
	Au	Pt	Pd	Pd/Pt			
1 (1)	0,56	0,03	0,15	5,00			
2 (2)	0,19	0,03	0,11	3,70			
3 (1)	0,05	0,01	0,13	1,30			
4 (2)	0,13	0,03	0,17	5,60			
5 (3)	0,15	0,04	0,37	9,20			
6 (3)	0,13	0,09	0,32	3,60			
7 (1)	0,22	0,11	0,50	4,50			

Примечание: 1- сульфидизированный железистый (гематит-магнетитовый) кварцит; 2сульфидизированный биотит-магнетитовый кварцит; 3- малорудный железистый кварцит с сульфидами; 4- сульфидизированный железистый кварцит из зоны контакта с углеродсодержащими сульфидизированными (внутрирудными) сланцами; 5- внутрирудные сульфидизированные углеродсодержащие сланцы; 6- магнетит-сульфидно-карбонатная порода (лебеденит); 7- жила крупнокристаллического эгиринина с сульфидами из магнетитовых кварцитов. В скобках количество анализов.

Таблица 5

Содержание благородных металлов в разных типах и разновидностях железистых кварцитов Стойленского месторождения (г/т) [8]

Номер пробы	Au	Pt	Pd	Rh	Ir	Pd/Pt
Ст-39	0,15	0,0046	0,043	0,024	0,005	9,35
526/1	0,045	0,03	0,1	0,0005	0,0005	3,33
529/1	0,24	0,03	0,2	0,0005	0,0005	6,67
M-127	0,05	0,01	0,13	H.o.	Н.о.	13,00
M-560	0,09	0,04	0,11	0,002	0,001	2,75
Ст-105	1,75	0,001	0,002	H.o.	H.o.	2,00
Ст-71	0,08	0,001	0,184	0,0002	0,0001	184,00
118	0,12	0,015	0,07	0,0005	0,0005	4,67
137	0,1	0,015	0,07	0,0005	0,0005	4,67
M-561	0,26	0,03	0,04	0,0005	0,0005	1,33
528	0,56	0,03	0,15	0,0005	0,0005	5,00
M-131	0,13	0,02	0,04	Н.о.	H.o.	2,00
Ст-9	0,35	0,0068	0,022	0,0034	0,0002	3,24
Ст-14	0,51	0,025	0,204	0,0002	0,000	8,16
353	0,13	0,015	0,06	0,0005	0,0005	4,00
Ст-139	0,13	0,025	2,19	H.o.	H.o	87,60

Примечание: Ст-39, 526/1, 529/1, М-127, М-560, Ст-105- слаборудный кварцит; Ст-71, 118, 137, М-561, 528, М-131- силикатномагнетитовый кварцит; Ст-9, Ст-14- магнетитовый кварцит; 353- магнетитовый кварцит с гематитом; Ст-139- окисленный кварцит. Н.о. – элемент не определялся.

В результате гравитационного обогащения кварцитов Михайловского месторождения концентрации благородных металлов установлены (г/т): а) исходная проба– Au>0,012, Pt>0,008, Pd>0,004; б) концентрат (г/т) – Au=10, Pt=6,5, Pd=3,3). Преобладание тяжелых платиноидов, в частности Pt над Pd, отчетливо проявляется в минеральном составе благороднометалльных фаз Михайловского месторождения, присутствующих как в самих железистых кварцитах (табл.6), так и корах их выветривания (табл. 7). На Лебединском месторождении широко развита золото-палаладийсодержащая кора выветривания железистых кварцитов (Pd=0,12-0,46 г/т; Au=2,4-5,0 г/т) [6, 7], что характерно в частности для «якутингитов» гипергенных образований Бразилии (Pd до 7,65 кг/т) [9]. Содержание Pt в богатых криворожских мартитовых рудах до 0,5 г/т, а отношение Pd/Pt = 0,5 [10].

Следует отметить, что установленные соотношения Pd и Pt в железорудных районах нарушаются преимущественно в гидротермально-метасоматических жилах и прожилках, значительно обогащенных щелочными силикатами и сульфидами. В породах подверженных процессу метасоматоза чаще всего обнаруживается Pd геохимическая специализация [11, 12].

# Химический состав (мас.%) минералов платиновой группы и золота в железистых кварцитах Михайловского месторождения [1, 4, 5, 13]

Элементы	1	2	3	4				
Fe	0,2	Н.П.О.	Н.П.О.	Н.П.О.				
Ni	1,2	Н.П.О.	Н.П.О.	Н.П.О.				
Cu	0,8	Н.П.О.	Н.П.О.	Н.П.О.				
Ru	26,6	3,3	35,2	19,8				
Rh	0,3	0,3	0,7	Н.П.О.				
Pd	0,2	0,3	Н.П.О.	Н.П.О.				
Os	56,5	95,6	25,1	19,8				
Ir	12,9	0,5	28,1	20,0				
Pt	1,3	Н.П.О.	10,9	40,4				
Кристаллохимические формулы								
1	$Os_{0,44}Ru_{0,39}Ir_{0,1}Ni_{0,03}Cu_{0,02}Pt_{0,01}$							
2	Os <sub>0,92</sub> Ru <sub>0,06</sub>	Os <sub>0,92</sub> Ru <sub>0,06</sub>						
3	$Ru_{0,5}Ir_{0,21}Os_{0,19}Pt_{0,08} Rh_{0,01}$							
4	$Pt_{0,34}Ru_{0,32}Os_{0,17}Ir_{0,17}$							

Примечание: 1-рутениридосмин; 2-осмий самородный; 3платиносодержащий рутениридосмин; 4-платосмиридий. Анализы выполнены в ЗАО «РАЦ Механобр Инжиниринг Аналит», CamScan-4, с детектором LINK-10000, аналитик Ю.Л.Крецер, данные анализа нормализованы; н.п.о. – ниже предела обнаружения.

Таблица 7

### Химический состав (мас.%) минералов платиновой группы в коре выветривания железистых кварцитов Михайловского месторождения [14]

Элемент	1 (n=4)	2 (n=1)	3 (n=1)	4 (n=4)	5 (n=7)	6 (n=1)	7 (n=2)	8 (n=5)	9 (n=2)	10 (n=1)
Fe	-	0,33	0,90	0,67	3,30	1,62	0,87	0,34	0,35	0,31
Ni	-	-	0,89	0,34	0,09	-	1,12	-	0,46	-
Bi	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
As	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ru	6,38	8,69	-	-	2,38	26,71	23,04	17,53	24,83	44,56
Rh	-	-	-	0,22	0,20	-	4,53	-	-	2,92
Os	57,42	58,92	57,07	43,66	30,08	23,84	13,38	40,66	34,61	17,70
Ir	36,20	32,06	41,15	55,12	63,82	26,39	17,96	41,47	33,61	27,79
Pt	-	-	-	-	-	21,43	39,11	-	5,68	6,72
				Крис	таллохимичес	кие формуль				
1 2 3	$\begin{array}{c} Os_{0,55} Ir_{0} \\ Os_{0,54} Ir_{0} \\ Os_{0,55} Ir_{0} \end{array}$	$\begin{array}{l} & (\operatorname{Ru}_{0,11}) \\ & (\operatorname{Ru}_{0,15}, \operatorname{Fe}_{0,0}) \\ & (\operatorname{Fe}_{0,03}, \operatorname{Ni}_{0,0}) \end{array}$	<sub>01</sub> ) <sub>3</sub> )							
4 5	$     Ir_{0,53}Os_{0} \\     Ir_{0,58}Os_{0} $	$F_{0,43}$ (Fe <sub>0,02</sub> , Ni <sub>0,02</sub> ) $F_{0,27}$ (Fe <sub>0,1</sub> , Ru <sub>0,04</sub> )	1, Rh <sub>0,004</sub> ) , Rh <sub>0,003</sub> , Ni <sub>0,00</sub>	3)						
6 7	$Ir_{0,21}Os_0Ru_{0,34}Pt$	$\frac{1}{1000} Pt_{0,16} (Fe_{0,04}, Fe_{0,04}, Fe_{0,04}$	$(Ru_{0,003})$ $h_{0,07}, Ni_{0,03}, Fe$	<sub>0,02</sub> )						
8	$Os_{0,35}Ir_{0,35}$	$_{5}Ru_{0,28}Fe_{0,01}$								
9	Ru <sub>0,38</sub> Os	$_{0,28}$ Ir <sub>0,27</sub> Pt <sub>0,04</sub> (	Fe <sub>0,01</sub> , Ni <sub>0,01</sub> )							
10	$\operatorname{Ru}_{0,59}\operatorname{Ir}_{0,1}$	$_{9}\text{Os}_{0,12}\text{Pt}_{0,05}\text{Rh}_{0}$	$_{0,04}(\mathrm{Fe}_{0,01})$							

Примечание: 1-3 – сысертскит; 4-5 – невьянскит; 6-7 - рутенистый платосмирид; 8 – рутениридосмин; 9 – платиносодержащий рутениридосмин; 10 - рутений, иридий, осмий (неназванный минерал). Анализы выполнены в ЗАО «РАЦ Механобр-Инжиниринг Аналит» (аналитик А. Антонов). В скобках – число анализов, использованных для расчета среднего состава. Нумерация строк соответствует номерам столбцов. Прочерк – не найдено.

Пространственная сопряженность Михайловского и Старооскольского рудных районов с различными по составу СВК архейских поясов, с заметным преобладанием щелочных парагенезисов в последнем, существенно сказалась не только на составе железных руд, но и характере распределения и формах нахождения в них благородных металлов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 11-05-00316-а, 11-05-12050-офи-м-2011) и ФЦП "Научные и научно-педагогические кадры инновационной России" (ГК № 14.740.11.1273).
# Спасибо за внимание!

# Формационно-генетические типы даек Елань-Вязовского плутона

Проф. М.Н. Чернышова, асп. А.И. Овсянников

# Елань-Коленовский плутон

(по Фролову С.П., с изменениями)



## Вязовский плутон (по Чернышову Н.М., Синюкову Ю.Д)



1-2 - ультрамафит-мафитовые породы I интрузивной фазы: 1 – ритмично-расслоенная серия перидотит - пироксенит - меланократовый габбронорит (троктолит) - габбронорит; 2 - чередование троктолитов и оливиновых габброноритов с редкими слоями перидотитов. 3 - измененные ультрамафиты (серпентиниты): 4-6 - мафитовые породы дифференцированной серии габброноритов II интрузивной фазы: 4 - оливиновые и оливин-ортоклазовые габбронориты, 5 - биотит-амфиболовый габбронорит, 6 – метапесчаники воронцовской серии, 7-10 - контакты интрузивных пород: 7 - интрузивные контакты с вмещающими метапесчаниками воронцовской серии, 8 - межфазовые интрузивные контакты, 9 - постепенные петрографические границы, 10 - тектонические разрывные нарушения.

# Петролого-генетическая классификация дайковых образований в Елань-Вязовском плутоне

Структурно-	Группы дайковых образований								
вещественный тип интрузивного массива	1. Сингенетически мамонскому	2. Дайковые образования, связанные с более поздними магматическими комплексами других							
	Генетически связ интрузивной фац вещественным ти								
	<ol> <li>1.1. Дайки-апофизы интрузивных эквивалентов во вмещающих породах (перимагматические дайки)</li> </ol>	<ol> <li>1.2. Дифференциаты собственно интрузивных фаз – жильные отщепления (интрамагматические дайки)</li> </ol>	формационных типов						
Ультрамафит (плагиоклазсодер- жащие)-мафитовые сложнодифферен- цированный (елань- вязовский тип)	Мелкозернистые по структуре и однотипные по составу с интрузивными породами елань- вязовского типа жильные тела (дайки, силлы) во вмещающих породах воронцовской серии	Микрогаббро (?), габбро-порфириты, диоритовые порфириты, биотит- плагиоклазовые породы и плагиоклазиты (анортозиты)	Ортопироксениты, нориты, норит- порфириты, диоритовые порфириты, диориты еланского комплекса; грано-диориты, биотит- микроклиновые граниты и их пегматоидные разновидности, пегматиты бобровского комплекса, лампрофиры						

# Мощность дайковых пород в Елань-Вязовском дифференцированном плутоне

Мощность (м) <u>интрузивных пород</u> дайковых пород	<u>10046,9</u> 571,1	Количество изученных скважин	38	Распространённость даек, %	5,6
<ol> <li>Дайки сингенетиче (комагматичные мамон комплексу)</li> </ol>	ские скому	Плагиоклазиты (анортозиты)	<u>8,9</u> 5,8	Диориты	<u>210,2</u> 50,2
Породы: Ортопироксениты	+	Мощность (м) даек группы 1	152,3	Бобровский тип	
Габбро роговообманковое, Bt-роговообманковое и пегматоидное	<u>15,4</u> 10,2	Относительный % даек группы 1	26,7	Плагиограниты, гранодиориты	<u>9,3</u> 2,2
Микрогаббро	±			Граниты Bt-Mcr-вые, Mus- Bt-вые и пегматоидные	<u>27,7</u> 6,7
Габбро-порфириты	<u>2,5</u> 1,6	2. Дайки, связанные с поздними магматичес комплексами	более кими	Пегматиты, аплиты	±
Диориты Bt-Hbl-вые, Hbl-вые и Qtz-Bt-вые	<u>34,8</u> 22,8	Еланский тип		Плагиоклазиты (альбититы)	<u>0,2</u> 0,9
Диоритовые порфириты	<u>8,3</u> 5,4	Ортопироксениты	+	Мощность (м) даек группы 2	418,8
Лампрофиры	<u>82,4</u> 54,2	Нориты, норит-порфириты	<u>171,6</u> 40,9	Относительный % даек группы 2	73,3

# Количественная распространённость дайковых образований в Елань-вязовском плутоне (в %)

<ol> <li>Дайки сингенетические (комагмати мамонскому комплексу</li> </ol>	чные	<ol> <li>Дайки, связанные с более поздними магматическими комплексами</li> </ol>					
Лампрофиры	14,4	2.1. Дайки сингенетические (комагматичные еланскому комплексу					
Диориты Bt-Hbl-вые, Hbl-вые и Qtz-Bt- вые	6,1	Диориты	36,8				
Габбро роговообманковое, Bt- роговообманковое и пегматоидное	2,7	Нориты, норит-порфириты	30,0				
Плагиоклазиты (анортозиты)	1,5	Ортопироксениты	+				
Диоритовые порфириты	1,4	Относительный % даек еланского типа	66,8				
Габбро-порфириты	0,4	2.2. Дайки сингенетические (комагма бобровскому комплексу	гичные				
Ортопироксениты	+	Граниты Bt-Mcr-вые, Mus-Bt-вые и пегматоидные	4,8				
Микрогаббро	±	Плагиограниты, гранодиориты	1,6				
Относительный % даек группы 1	26,7	Плагиоклазиты (альбититы)	0,03				
Относительный % даек группы 2	73,3	Пегматиты, аплиты, лампрофиры	±				
Всего	100	Относительный % даек бобровского типа	6,7				

## Типы сложнопостроенных даек Елань-Вязовского плутона

Типы	Примеры и особенности взаимоотношений дайковых пород						
Дайки, сложнопостроенные одноактного внедрения сравнительно однородного состава							
Дайки дифференцированные	Микрогаббро-микрогаббронориты; спессартиты-керсантиты; диориты-кварцевые диориты; гранодиориты-кварцевые диориты						
Дайки (и дайковые зоны) псевдосложные	Близкорасположенные и параллельные дайки однородного состава с ксенолитами и «прослоями» вмещающих пород						
Дайки, сложнопостроенные многократного внедрения							
Группа даек одного или двух никель-платиноносных комплексов	Пространственное сонахождение разнотипных дайковых пород (пироксениты – габбро – габбро-порфириты – микрогаббро- диориты – диоритовые порфириты; ± нориты, норит-порфириты, диориты, диоритовые порфириты, гранодиориты, лампрофиры)						
Группа производных разновозрастных магматических комплексов	Пироксениты – габбро – габбро-порфириты – микрогаббро- диориты – диоритовые порфириты; ± нориты, норит-порфириты, диориты, диоритовые порфириты, гранодиориты, лампрофиры + дайки-апофизы гранодиоритов, плагиоклазитов и пегматитов бобровского комплекса						
«Эруптивные» в составе сложных даек многократного внедрения	Дайки диоритов и гранодиоритов с ксенолитами интрузивных и жильных пород еланского (ортопироксениты, нориты, норит- порфириты, диориты) и мамонского (перидотиты, пироксениты, габбронориты и др.) комплексов						

## Выводы

- В Елань-Вязовском плутоне устанавливается резкое преобладание даек, комагматичных еланскому комплексу (67 % от всех дайковых образований), среди которых диориты являются самыми распространёнными породами (55 %).
- Дайки в Елань-Вязовском плутоне слагают порядка 5,6 % его объёма.

Среди рудонесущих даек в Елань-Вязовском массиве установлены:

- Нориты и норит-порфириты еланского типа месторождений;
- Ортопироксениты, которые играют роль рудовмещающих пород на Центральном рудопроявлении.
- Дайки, секущие горизонты тонкоритмичного чередования интрузивных пород, которые в ряде случаев сложены микрогабброноритами и плагиоклазитами (анортозитами). С аналогичными типами дайковых пород связаны месторождение Луккулайсваара (микрогаббронориты, анортозиты) и рудопроявление интрузива Кивакка (плагиоклазиты), расположенные в Северной Карелии.

# СПАСИБО ЗА ВНИМАНИЕ

Геохимические критерии расчленения метавулканитов нижней и верхней толщ неоархейского зеленокаменного комплекса КМА *М.В. Рыборак, А.Ю. Альбеков*  Курский (КМА) мегаблок составляет юго-западный склон Воронежского кристаллического массива и относится к восточной окраине Сарматского сегмента Восточно-Европейского кратона.

Основные структурно-тектонические элементы КМА коррелируют со структурами Украинского щита



Карта - схема расположения основных типов архейских и палеопротерозойских террейнов раннедокембрийского кристаллического фундамента ВЕП (С.П. Кориковский, Л.Я. Аранович и др. 2007 г.)

КМА является типичной гранит-зеленокаменной областью, где супракрустальные толщи преимущественно основных вулканитов, слагающих зеленокаменные пояса, окружены полями гранитоидных пород.

- В пределах Курской ГЗО выделяют архейские зеленокаменные пояса двух генераций:
- палео(?)-мезоархейские (раннеархейские)
- неоархейские (позднеархейские).



Структурно-вещественные комплексы неоархейской зеленокаменной ассоциации идентифицируются в разрезе КМА как занимающие промежуточное положение между мезоархейскими гранито-гнейсами обоянской серии и палеопротерозойскими метаосадочными образованиями BIF-формации (курская серия).

Наиболее полно разрез неоархейских зеленокаменных структур КМА изучен на примере центральной части Льговско-Ракитнянского пояса (Дичняно-Реутецкие, Косиновские аномалии), в области пересечения региональных разломов СЗ и субширотного простирания, где располагается мощный узел магматогенных образований.

Количественная распространенность типов пород в Льговско-Ракитнянском зеленокаменном поясе, согласно Н.Ф. Которгину (2001 г.), составляет: ультраосновные – основные – 5 – 10 %; основные до кислых – 40 %; метаосадочные (в том числе туфогенные) - 50 %.

Разрез зеленокаменной ассоциации Льговско-Ракитнянского пояса характеризуется двучленным строением. Основание разреза составляют базит-ультрабазитовые метавулканиты мощностью сотни – первые тысячи метров, вмещающие маломощные пластовые тела дунит-гарцбургитового состава (согласно «Корреляционная схема ..., 2001 г.», александровская свита михайловской серии, сергиевский комплекс). Верхняя часть сложена метариолит-базальтовой ассоциацией лебединской свиты михайловской серии. Метаосадочые породы составялют около 10-15 % в нижней и до 40-50 % в объеме верхней толщ.

**Нижняя толща**. Метавулканиты нижней толщи представлены коматиит-толеитовой ассоциацией. В ее составе преобладают метаморфизованные высокожелезистые низкоглиноземистые толеиты, тогда как ультраосновные и сопутствующие им высокомагнезиальные разновидности (перидотитовые коматииты, базальтовые коматииты, высокомагнезиальные базальты) составляют не более 20 % объема вулканогенных пород.

Коматииты описаны на западе и востоке Новоялтинско-Михайловской структуры, в области сочленения Белгородской, Суджанской ветвей, в Сторожевско-Борисовской и Белгородской ветви. Преобладающие в разрезе Льговско-Ракитнянского ЗКП высокожелезистые низкоглиноземистые метатолеиты геохимически однородны и составляют отдельную группу пород, отличную от высокомагнезиальных метавулканитов, как по вещественному составу, так и по характеру залегания.

Выше, без видимых признаков стратиграфического перерыва и тектонического несогласия, залегает верхняя метатерригенно-вулканогенная толща.

**Верхняя толща** (согласно «Корреляционная ..., 2001» - базальт-риодацитовая формация). В ее составе выделяются метаморфизованные базальты, андезибазальты, андезиты, дациты, риодациты и риолиты. Для нее характерно широкое развитие пирокластических разновидностей, а также субвулканических малых тел и аппаратов центрального типа. Значительная роль в составе верхней толщи принадлежит метаосадочным образованиям.

Наблюдаемая контрастность состава метавулканитов коматиит-толеитовой и АДР ассоциаций, их структурная обособленность могут быть следствием формирования вулканических толщ в результате деятельности разнородных магматических источников.

Подобное двучленное строение характерно для большинства архейских зеленокаменных поясов. Среди петролого-геодинамических моделей их формирования преобладают гомодромные модели с мантийно-плюмовым механизмом формирования базит-ультрабазитовых вулканитов на ранних стадиях развития и образованием средних-кислых расплавов верхних частей разреза либо в результате проявления субдукционных процессов, либо различными способами вовлечения в магмообразование ранее сформировавшейся коры континентального типа.

Для отдельных зеленокаменных поясов (Белингве, кратон Зимбабве) предложена антидромная модель, согласно которой на начальных стадиях формируются значительные объемы коматиитовых базальтов за счет ассимиляции выскотемпературным коматиитовым расплавом верхнекоровых образований, тогда как толщи коматиитов формировались позднее, по мере возрастания интенсивности восходящего магматического потока и расширения подводящих магмоводов.

Для зеленокаменных поясов КМА имеющиеся петрогенетические построения предполагают высокие температуры и значительные степени плавления мантийного источника (Бочаров, 93). Метатерригенный комплекс, составляющий до 50% объема ЗКП, практически не изучен.

В настоящей работе приведены результаты исследования вещественного состава метавулканитов Льговско-Ракитнянского пояса и намечены основные положения петролого-геодинамической модели генезиса исходных расплавов.

Нами предполагаются три уровня магмогенерации , которым соответствуют:

 Слагающая низы разреза Льговско-Ракитнянского ЗКП, собственно мантийная ассоциация, включающая перидотитовые и базальтовые коматииты и высокомагнезиальные базальты;
 Толеитовые базальты нижней толщи, составляющие основной объем вулканитов ЗКП, которые могли сформироваться в результате частичного плавления нижних мафических уровней раннеархейской коры континентального типа, либо подстилающей кору сублитосферной мантии;
 Андезит-дацит-риолитовая, с резко подчиненным количеством базальтоидов, толеитовая серия, источником которой могли быть гранито-гнейсовые комплексы верхних уровней коры.

В рамках предлагаемой петролого-геодинамической модели нами выделены геохимические критерии расчленения нижней и верхней толщ Льговско-Ракитнянского ЗКП, отражающие дискретность состава магматических источников и позволяющие разделить базальтоиды коматиит-толеитовой и риолит-базальтовой ассоциаций.



Вулканогенно-осадочная толща Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса метаморфизована, преимущественно, в условиях зеленосланцевой (до низов амфиболитовой) фации (Лебедев, 1999).

К обсуждению привлечены аналитические данные, прошедшие строгую отбраковку, исключающую из рассмотрения породы, претерпевшие какие либо виды метасоматических изменений.

Определение первичной природы протолитов позднеархейских метавулканитов рассматривалось ранее (Рыборак, Альбеков, 2011, 2012).

В настоящей работе для разделения пара- и ортопород использовалась, главным образом, FAK – диаграмма А.А. Предовского.

## <u>Нижняя толща</u>

Метавулканиты нижней толщи представлены серпентинитами, тремолитовыми и роговообманковыми амфиболитами, габброамфиболитами, тремолит-серпентиновыми и актинолит-тремолитовыми сланцами, которые соответствуют, согласно существующей классификации:

- перидотитовые коматииты,
- -базальтовые коматииты,
- высокомагнезиальные базальты,
- высокожелезистые толеиты.





### Химические составы пород метаморфизованной коматиит-толеитовой ассоциации Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса (мас. %)

	3722/1	3722/2	2549/1	2549/2	2549/3	371	9/1	3719/2	3719/	6 25	03/1	2503/2	2 1	2503/3	2503/4	3772/18	3772/1	3772/4	3772/6	3772/17	
							перидо	титовые к	матиит	ы								базальтовые коматииты			
SiO <sub>2</sub>	46,95	46,56	39,16	46,18	46,64	44,4	17	45,58	44,72	47	,97	44,31		42,76	46,55	47,59	50,07	48,97	54,61	51,86	
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,04	0,20	0,21	0,23	0,33	3	0,29	0,24	0,	31	0,06	(	0,24	0,04	0,32	0,99	1,03	1,14	0,17	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,14	1,00	2,82	2,50	2,28	3,10	5	3,15	4,57	3,	12	0,65	1	2,44	0,63	4,71	14,88	15,84	15,64	9,19	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,09	1,18	1,54	1,28	1,24	1,52	2	1,40	1,47	0,	95	0,99		1,80	1,09	12,07	14,84	16,17	12,99	11,17	
FeO	9,78	10,61	13,85	11,49	11,13	13,0	50	12,54	13,22	8,	56	8,89		16,12	9,77	10,86	13,35	14,55	11,69	10,05	
MnO	0,14	0,13	0,27	0,20	0,19	0,2	L	0,21	0,20	0,	24	0,18		0,17	0,38	0,25	0,12	0,13	0,10	0,25	
MgO	39,89	39,75	32,18	36,76	29,13	30,	56	29,19	31,53	19	,20	44,24	1	31,68	30,82	27,85	18,23	17,06	12,43	13,94	
CaO	0,69	0,41	9,91	1,25	8,95	5,99	)	7,51	3,91	19	,57	0,65	4	4,72	10,68	7,17	0,80	0,42	0,77	13,22	
Na <sub>2</sub> O	0,10	0,25	0,00	0,08	0,13	0,1	l.	0,09	0,10	0,	06	0,02	(	0,03	0,01	0,00	0,01	0,27	2,22	0,16	
K <sub>2</sub> O	0,15	0,06	0,01	0,02	0,02	0,03	3	0,02	0,02	0,	00	0,00	(	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,00	0,06	0,01	0,05	0,02	2	0,02	0,01	0,	01	0,01	(	0,01	0,01	0,01	0,04	0,06	0,06	0,01	
#Mg	87,92	86,96	80,63	85,09	82,23	79,9	94	80,62	80,93	80	9,13	89,84	í	77,82	84,89	81,99	70,80	67,62	65,32	70,99	
	2546/1	2546/2	2546/5	3772/3	37	19/3	3719/4	377	2/8	3772/10		3772/12	2574	4/1	2574/2	2574/3	2574/4	3538/28	2562/3	2562/5	
		высоко-	Mg базальти	ы									ВЬ	ысоко-Fe	толеиты				_		
SiO <sub>2</sub>	50,08	49,21	51,15	52,30	5	51,57	55,5	0 4	8,76	51,85		63,31	45	5,47	48,12	46,73	51,81	44,19	48,52	48,10	
TiO <sub>2</sub>	0,61	0,47	0,66	1,31		1,46	1,32	2 (	,97	1,22		0,94	1	,23	1,04	0,88	0,90	1,26	0,91	0,94	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,72	15,45	11,33	16,35	5	11,68	10,3	5 1	2,49	15,88		14,32	14	4,43	12,73	14,00	11,18	14,47	13,68	14,17	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,29	1,14	1,51	15,92	2	1,89	1,73	3 1	5,46	14,63		14,07	24	4,71	17,65	19,45	16,43	15,61	15,70	15,82	
FeO	11,55	10,24	13,58	14,33	3	16,97	15,5	4 1	3,92	13,16		12,66	22	2,24	15,89	17,50	14,79	14,05	14,13	14,23	
MnO	0,19	0,16	0,19	0,11		0,21	0,19	9 (	),36	0,21		0,05	3	3,87	0,25	0,26	0,22	0,24	0,20	0,21	
MgO	8,69	8,58	8,52	10,10	5	4,65	3,50	0 3	5,23	7,45		5,72	6	5,26	7,31	7,43	6,50	6,51	6,32	7,12	
CaO	8,92	12,14	9,66	1,12		7,71	7,16	6 1	3,64	6,50		0,13	2	2,93	10,19	8,61	10,90	15,01	12,41	10,01	
Na <sub>2</sub> O	3,09	2,35	3,13	2,18		3,46	4,18	8 2	2,66	0,76		0,10	0	),89	2,54	2,47	1,88	2,20	1,95	2,90	
K <sub>2</sub> O	0,80	0,22	0,22	0,40		0,27	0,35	5 (	,36	1,42		1,30	0	0,13	0,11	0,11	0,10	0,40	0,21	0,64	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,03	0,04	0,09		0,12	0,18	8 (	,06	0,07		0,05	0	0,08	0,07	0,06	0,07	0,12	0,09	0,08	
#Mg	57,45	62,10	52,62	55,85	5 2	27,61	28,7	1 4	0,06	50,54		44,34	33	3,62	45,02	42,86	43,87	45,10	44,32	47,48	

Примечание: скважины 3772 – Гремячинский участок; 2574 – Бол. Солдатский профиль; 3538, 2562 – Южно-Реутецкий участок; 3722, 2549, 3719 - Косиновские (Шевелевские) аномалии.

#### Химические составы пород метаморфизованной коматиит-толеитовой ассоциации

Аьговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса (р	ppm
---	-----

	3772/1	3772/2	2549/1	2549/2	2549/3	3719/1	3719/2	3719/6	2503/1	2503/2	250	3/3 250	03/4	3772/18	3772/4	3772/6	3772/17
						перидо	отитовые кома	тииты							б	зальтовые ко	матииты
Rb	1,61	20,60	0,53	0,58	0,37	0,40	0,42	0,51	2,29	0,80	5,0	09 0,	60	0,80	1,74	0,89	1,28
Ba	6,35	311,33	6,14	2,38	4,95	2,60	2,43	3,17	5,86	2,55	2,0	00 6,	05	5,28	6,59	6,51	2,43
U	0,23	0,13	0,20	0,04	0,12	0,02	0,02	0,04	0,02	0,04	0,0	03 0,	01	0,04	0,10	0,15	0,02
Th	0,27	0,37	0,05	0,05	0,07	0,06	0,06	0,13	0,08	0,10	0,1	17 0,	04	0,07	0,28	0,31	0,06
Nb	2,97	3,47	0,39	0,47	0,85	0,64	0,56	0,58	0,45	0,31	0,5	52 0,	21	0,66	1,75	2,79	0,42
La	0,75	2,37	0,86	0,65	6,28	0,59	0,63	0,73	0,96	0,22	0,7	78 0,	59	1,07	2,81	0,95	0,81
Ce	2,31	6,72	1,70	1,60	11,70	1,81	1,90	1,97	2,63	0,54	1,7	17 1,	07	2,58	7,86	2,70	1,56
Sr	2,98	27,08	87,17	7,00	47,66	20,44	22,28	27,76	25,10	3,27	29,	24 94	,18	29,22	3,74	17,75	184,48
Nd	2,78	5,87	1,37	0,94	4,93	1,71	1,67	1,29	2,31	0,31	0,8	35 0,	53	1,83	6,70	2,45	1,07
Zr	65,57	61,74	1,90	2,92	5,89	3,71	3,49	4,56	5,41	5,63	6,1	19 3,	13	13,55	62,51	65,42	13,40
Sm	1,39	2,10	0,50	0,33	1,10	0,61	0,62	0,40	0,76	0,12	0,2	22 0,	.11	0,48	2,05	1,28	0,37
Eu	0,72	0,63	0,15	0,11	0,36	0,22	0,23	0,12	0,24	-	0,0	06 0,	03	0,16	0,55	0,57	0,27
Gd	2,00	3,55	0,78	0,54	1,40	0,94	0,87	0,58	0,97	0,17	0,3	35 0,	13	0,50	2,29	2,41	0,61
Ti	5514	8152	1206	1253	1389	1966	1733	1428	1853	339	14	57 2	46	1618	5694	6474	959
Dy	1,94	4,77	0,84	0,51	1,53	1,01	0,91	0,71	1,12	0,21	0,3	30 0,	15	0,49	2,25	2,81	0,79
Er	1,19	2,71	0,55	0,30	0,83	0,62	0,58	0,47	0,62	0,11	0,2	21 0,	08	0,28	1,17	1,71	0,55
Y	11,48	23,37	4,68	2,56	7,72	5,05	4,56	3,97	5,72	1,08	1,7	73 0,	80	2,29	10,10	15,63	4,69
Yb	1,25	2,38	0,50	0,23	0,69	0,51	0,50	0,45	0,54	0,10	0,1	15 0,	08	0,31	1,13	1,62	0,59
Lu	0,21	0,34	0,07	0,04	0,11	0,07	0,08	0,06	0,08	0,02	0,0	02 0,	01	0,05	0,17	0,25	0,10
	2546/1	2546/2	2546/5	3772/3	3719/3	3719/4	3772/10	3772/12	2574/1	2574/	2	2574/3	2574/4	35	38/28	2562/3	2562/5
		высоко-Ма	д базальты							выс	око-Fe	голеиты					
Rb	160,52	7,31	3,34	10,44	26,07	28,12	37,26	20,39	2,3	8 1,	86	1,80	1,8	7	20,34	2,64	28,19
Ba	246,44	55,84	55,17	112,20	131,99	189,87	113,73	49,32	37,0	00 28	,82	29,23	27,1	12	76,05	29,07	76,63
U	0,16	0,10	0,10	0,13	0,24	0,37	0,21	0,10	0,1	0 0,	09	0,11	0,1	0	0,18	0,13	0,12
Th	0,61	0,36	0,31	0,35	0,87	1,22	0,31	0,18	0,4	5 0,	39	0,41	0,4	0	0,68	0,51	0,50
Nb	1,51	1,17	1,66	2,58	3,52	4,66	2,91	2,25	3,6	0 2,	75	3,04	2,6	6	5,22	4,06	3,69
La	1,23	1,71	1,17	2,71	5,66	6,45	4,73	1,09	3,4	5 3,	11	3,68	3,1	8	5,35	4,62	3,15
Ce	3,64	4,53	3,24	8,15	14,48	17,65	12,81	3,04	5,8	7 8,	22	9,10	8,22	2	13,91	11,90	8,11
Sr	132,67	137,73	133,11	19,24	131,93	142,75	48,18	7,18	90,7	78 91	,48	149,91	158,	70	241,49	220,44	288,67
Nd	3,15	3,20	3,58	7,10	9,24	11,51	9,96	2,51	5,2	2 6,	07	7,25	6,1	8	10,02	9,15	6,27
Zr	32,71	12,47	26,19	66,25	45,71	77,36	66,25	43,75	44,9	98 31	,36	14,02	16,2	24	39,52	30,37	35,97
Sm	1,18	1,00	1,54	2,50	2,79	3,64	3,03	1,00	1,6	6 1,	96	2,22	1,9	1	3,02	2,70	2,14
Eu	0,43	0,41	0,60	0,50	0,98	1,26	1,19	0,33	0,6	1 0,	67	0,85	0,6	8	0,99	1,01	0,81
Gd	1,96	1,42	2,52	3,09	3,92	5,08	3,69	1,62	2,5	4 2,	67	3,00	2,6	5	4,15	3,69	3,08
Ti	3611	2803	3956	7493	8714	7861	6953	5455	677	3 58	74	5095	521	5	7193	5455	5574
Dy	2,16	1,72	2,98	3,14	4,33	5,86	3,85	1,73	2,6	8 3,	15	3,52	3,1	7	4,84	4,08	3,64
Er	1,37	1,11	1,99	1,70	2,97	3,99	2,08	1,13	1,7	0 1,	96	2,16	2,0	5	3,24	2,54	2,24
Y	12,74	9,97	16,83	15,35	24,41	32,57	19,43	10,02	15,8	31 18	,45	20,34	18,7	73	28,96	23,46	20,39
Yb	1,26	1,01	1,87	1,52	2,77	3,56	1,85	1,09	1,6	0 1,	82	1,92	1,7	9	2,95	2,43	2,09
Lu	0,18	0,16	0,28	0,24	0,41	0,57	0,28	0,17	0,2	4 0,	25	0,27	0,24	4	0,40	0,34	0,30

Примечание: скважины 3772 – Гремячинский участок; 2574 – Бол. Солдатский профиль; 3538, 2562 – Южно-Реутецкий участок; 3722, 2549, 3719 - Косиновские (Шевелевские) аномалии.

Положение фигуративных точек составов неоархейской коматиит-толеитовой ассоциации Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса КМА на диаграммах MgO – петрогенные окислы (мас. %).



Положение фигуративных точек составов неоархейской коматиит-толеитовой ассоциации Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса КМА на диаграммах MgO – REE, TE (ppm).



٠

Коматииты Косиновского участка



Коматииты Косиновского участка



#### Перидотитовые коматииты.

В Аьговско-Ракитнянском поясе коматииты известны в обрамлении Новоялтинско-Михайловской структуры, в центральной части пояса (Косиновские аномалии) и в Белгородской структуре. Коматииты центральной части Льговско-Ракитнянского ЗКП относятся к деплетированному глиноземом типу – Al<sub>2</sub>O<sub>2</sub>=1,00-4,57 мас. %, CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>2</sub>=1,76, Al<sub>2</sub>O<sub>2</sub>/TiO<sub>2</sub>=14,30, (Gd/Yb)NPM=1,49. Содержание MgO в них больше 18,0 мас. % (29,13-39,89 мас. %), содержание ТіО2 < 1,0 мас. % (0,04-0,33 мас. %). Магнезиальность варьирует в пределах 0,8-0,9. В сравнении с составом примитивной мантии описываемые породы обеднены Zr по отношению к Ті (Ті/Zr=332), Ү (Zr/Y=2,0) и Nb (Zr/Nb=5,1), а также обеднены Y относительно Ti (Ti/Y=333). Средние содержания Ni и Cr составляют 1883 и 2024 ppm, V и Co – 76,6 и 73,1 ppm, соответственно.





#### Базальтовые коматииты.

Базальтовые коматииты северной части Льговско-Ракитнянского ЗКП содержат MgO от 12,43 до 18,23 %, величина магнезиальности составляет 0,7. По характеру распределения редкоземельных элементов выделяются обеденные LREE (La/Sm)n = 0,3-0,5, (La/Yb)n = 0,4, инефракционированные разновидности с плоским спектром распределения REE -La/Sm)n = 0,7-0,9, (La/Yb)n = 1,2-1,7. Относительный дефицит европия достигает 0,8. Породы характеризуются наличием нормативного кварца в количестве 10-14 %.

0,10



Nd

Sm

Fu

#### <u>Высокомагнезиальные базальты</u>

центральной части Льговско-Ракитнянского ЗКП содержат МgO от 8,52 до 8,81 мас. %, #Mg = 0,5-0,5. В сравнении с составом примитивной мантии породы обогащены Zr относительно Ti, и обеднены Zr относительно Y, Zr/Nb и Ti/Y отношения близки к таковым для РМ. По распределению редкоземельных элементов описываемые породы характеризуются 5-10-кратным превышением хондритового уровня и незначительным обогащением тяжелыми РЗЭ относительно легких -(La/Yb)N=0,42-1,14, (La/Sm)N=0,48-1,07, (Sm/Yb)N=0,88-1,07, (Gd/Yb)N=1,09-1,14, при отсутствии европиевых аномалий. На мультиэлементной диаграмме характерными чертами являются обогащенность крупноионными литофилами Rb, Ba, U, Th, положительная Sr и отрицательная Zr аномалии.

Yb

Τu

0,1

1 Rb

Ba

### Высокожелезистые толеиты.

Высокожелезистые толеиты, составляющие около 80 % вскрытого скважинами разреза нижней зеленокаменной толщи, соответствуют архейским толеитам TH-1 по классификации К. Конди, с характерным практически нефракционированным спектром - (La/Yb)N=1,2-1,4, (La/Sm)N=1,1-1,3, (Sm/Yb)N=1,1, (Gd/Yb)N=1,1-1,2, Eu/Eu\*=0,9.

По нормативному минеральному составу эти породы располагаются на границе оливин- и кварцнормативных разновидностей, содержания нормативного кварца редко превышают 7 %, нормативный оливин до 38 %.



На мультиэлементных диаграммах высокожелезистые толеиты Льговско-Ракитнянского пояса характеризуются относительно пологими спектрами с аномалиями Sr, Zr, редко Nb



	Sm, ppm	Nd, ppm	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	+/-2σ	<b>E</b> <sub>Nd</sub> (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



Полученные изотопные данные не позволяют получить удовлетворительной изохронной зависимости. Эрохронная зависимость, построенная для коматиитов, отвечает позднеархейскому возрасту (2,89±0,19 млрд. лет, СКВО=13), данные для выскомагнезиальных базальтов показывают (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.

Образец метакоматиита, характеризующийся наиболее низким отношением 147Sm/144Nd = 0,1284, позволяет рассчитать Sm-Nd модельный возраст равный (согласно модели Гольдштейна и Якобсена) – 2,98 млрд. лет.



Геохимические характеристики метакоматиитов, представленные на диаграммах в координатах Zr/Y-Nb/Y и La/Th-Nb/Th, отвечают области мантийных дериватов, в тоже время фигуративные точки высокомагнезиальных базальтов смещены в область континентальной коры. 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 ранеархейской мафической нижней коры. Низкие содержания несовместимых элементов, а также формы спектра РЗЭ, как в метакоматиитах, так и в высокомагнезиальных базальтах свидетельствуют об их формировании за счёт высокой степени плавления деплетированных мантийных и нижнекоровых пород на относительно малых глубинах в сходном температурном режиме. Полученные данные позволяют оценить возраст базит-ультрабазитового магматизма Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса КМА как позднеархейский 2,9-2,5 млрд. лет с более поздними значениями для выскомагнезиальных базальтов, что согласуется с геологическими данными. Источник метакоматиитов мог ассоциировать с истощенным мантийным диапиром, тогда как источник высокомагнезиальных метабазальтов включал существенную долю нижней мафической коры раннеархейского возраста.

Согласно существующим методикам оценены некоторые параметры условий формирования коматиитов: температура ликвидуса (Tliq) составляет 1582 – 1624 Со, потенциальная температура мантийного источника (Tpot) =1812 – 1862 Со. Оценка величин давления составляет PCaO =9,4 – 9,7 ГПа, PAl2O3=11,7 – 11,8 ГПа. Суммарная мощность коры, рассчитываемая с использованием показателя потенциальной температуры, составляет 60 – 70 км.

Петрогенезис высокожелезистых толеитов, составляющих большую часть объема Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса, связывается с выплавлением родоначальных магм на глубинах менее 100 км. Моделирование в программном комплексе "Comagmat" показывает невозможность образования толеитов из коматиитов или высокомагнезиальных базальтов путем фракционной кристаллизации . Совокупность имеющихся данных позволяет предположить формирование толеитовых расплавов в результате плавления нижних мафических частей раннеархейской континентальной коры.

Таким образом, позднеархейские вулканиты нижней толщи Льговско-Ракитнянского ЗКП могут являться производными магматической системы, эволюционировавшей в условиях возрастающей интенсивности мантийно-корового взаимодействия. Собственно мантийными, в различной степени контаминированными раннеархейской континентальной корой, дериватами являются Al-деплетированные коматииты и высокомагнезиальные базальты. Формирование значительных объемов недифференцированных низкоглиноземистых высокожелезистых толеитов верхней толщи связывается с плавлением раннеархейского мафического вещества нижней коры.





Характерной геохимической особенностью вулканитов нижней толщи является недифференцированный хондрит-нормализованный спектр распределения редкоземельных элементов, сохраняющийся для всех разновидностей от коматиитов до толеитовых базальтов и единичных метадацитов.

### <u>Верхняя толща</u>

Метавулканиты верхней толщи представлены биотит-амфиболовые и преобладающими кварцслюдисто-полевошпатовыми сланцами, часто с реликтами порфировых вкрапленников плагиоклаза и кварца. Нами исследованы метавулканиты верхней толщи по скважинам 2563 и 3538 Южно-Реутецкого участка. В разрезе прослеживаются различные по составу потоки метавулканитов как с четкими резкими контактами, так и с постепенными переходами. В исследованном разрезе кислые метавулканты составляют 50%, средние – 40%, основные – 10 %. По химическому составу эти породы составляют базальт – андезит – дацит – риолитовую (БАДР) ассоциацию толеитовой серии. Незначительный объем базальтов позволяет идентифицировать данную серию как АДР – андезит – дацит – риолитовую,

до получения новых данных. ТРД ●тд TA ТАБ₀ РЛ Na<sub>2</sub>O+К<sub>2</sub>O, мас.% <sup>5</sup> Д ТБ нш Д нш РЛ Б AБ 50 70 SiO<sub>2</sub>, мас.%

Уран-свинцовый возраст (изохрона по цирконам) метавулканитов верхней толщи показывает возраста 2660±30, 2590±88 млн. лет (Артеменко, 1991)



#### Химические составы пород метаморфизованной АДР - ассоциации

Аьговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса (м	мас. %.	ppm)
---	---------	------

	3538/29	3538/23	3538/6	3538/9	3538/31	3538/11	2563/3	3538/30	2563/1	3538/12	3538/14	3538/5	3538/15
	база	льты		андезиты	[	дац	иты	риода	ациты		рио.	литы	
SiO <sub>2</sub>	52,90	56,61	54,20	60,61	55,42	60,39	68,24	66,59	69,10	69,70	67,97	65,08	59,99
TiO <sub>2</sub>	1,01	1,22	0,68	0,95	1,14	0,87	0,49	0,54	0,40	0,27	0,41	1,02	0,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,48	15,63	15,63	14,26	16,05	15,41	13,30	15,51	14,60	14,84	17,08	17,39	19,21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,95	10,93	10,18	9,99	12,00	10,21	7,42	6,55	6,03	3,47	4,49	3,91	7,03
FeO	13,45	9,83	9,17	8,99	10,80	9,19	6,68	5,90	5,42	3,12	4,04	3,52	6,33
MnO	0,19	0,12	0,08	0,05	0,12	0,13	0,07	0,06	0,05	0,12	0,04	0,03	0,03
MgO	4,68	4,80	3,24	2,57	3,50	2,35	1,81	1,91	2,08	1,23	1,26	1,34	1,56
CaO	7,89	5,02	8,48	5,27	6,32	5,64	3,04	3,31	1,63	4,93	2,70	2,06	3,52
Na <sub>2</sub> O	2,38	3,35	3,84	2,81	3,43	3,23	3,27	3,76	2,68	2,77	2,19	6,85	3,83
K <sub>2</sub> O	1,34	2,03	2,92	3,27	1,71	1,50	2,30	1,60	3,37	2,61	3,75	1,90	3,73
$P_2O_5$	0,19	0,29	0,73	0,22	0,30	0,27	0,06	0,17	0,06	0,07	0,10	0,42	0,21
#Mg	38,36	46,30	38,16	34,21	36,71	30,81	32,61	35,43	40,94	41,10	36,36	39,51	31,25
	3538/29	3538/23	3538/6	3538/9	3538/31	3538/11	2563/3	3538/30	2563/1	3538/12	3538/14	3538/5	3538/15
	база.	льты		андезиты		даці	иты	риода	циты		риол	иты	
Rb	43,08	69,45	102,81	124,02	54,86	50,81	60,32	47,65	87,48	99,90	94,27	48,71	104,64
Ba	335,70	670,43	776,62	894,84	589,43	760,30	986,15	1124,39	986,67	874,12	894,65	753,12	1282,47
U	0,63	1,83	8,65	2,06	1,77	1,74	0,95	2,43	2,18	1,79	1,75	4,16	2,75
Th	3,46	7,42	17,85	8,39	6,56	7,64	3,14	9,30	9,28	5,07	5,14	9,34	11,61
Nb	3,65	9,03	9,60	8,74	10,67	6,67	4,31	9,89	8,81	3,08	3,92	13,19	11,02
La	25,83	35,04	17,09	43,75	35,10	53,45	23,22	31,86	35,14	14,20	15,71	64,87	57,45
Ce	54,94	95,52	40,90	88,58	78,73	107,38	46,42	64,53	81,57	25,43	29,95	123,74	112,26
Sr	370,10	362,49	398,14	242,67	429,64	371,74	193,13	244,73	168,03	260,24	172,26	347,05	416,91
Nd	26,36	41,21	18,71	32,99	36,26	38,65	15,55	24,76	25,02	8,59	11,24	42,63	35,75
Zr	70,04	186,18	202,27	178,57	127,25	133,65	128,48	151,70	191,85	84,88	97,85	237,10	215,88
Sm	4,60	6,80	3,64	5,35	6,24	5,82	2,35	4,10	3,47	1,34	1,84	7,21	5,63
Eu	1,23	1,40	0,93	1,13	1,45	1,37	0,62	0,94	0,48	0,31	0,43	1,55	1,27
Gd	3,72	5,43	3,73	4,02	5,24	4,14	1,94	3,24	2,65	0,98	1,41	5,25	3,97
T1 D	5814	7253	3993	5455	6773	5155	2937	3224	2398	1618	2398	6112	5215
Dy	2.93	4,51	3,57	3,11	4,18	2,73	1,47	2,72	2,45	0,70	0,94	4,28	2,96
L D m	1.70	2.27	0.10	1 / 1	2.24	1 / / /	0 07						
Er	1,72	2,37	2,19	1,61	2,24	1,44	0,97	1,44	1,54	0,34	0,51	2,44	1,50
Er Y	1,72 16,37	2,37 24,13	2,19 22,37	1,61 16,98	2,24 22,92	1,44 14,92	0,97 9,58	1,44 13,99	1,54	0,34 3,48	0,51 5,54	2,44	1,56
Er Y Yb	1,72 16,37 1,68	2,37 24,13 2,07	2,19 22,37 2,03	1,61 16,98 1,50	2,24 22,92 1,82	$     1,44 \\     14,92 \\     1,32 \\     0,12 $	0,97 9,58 0,85	1,44 13,99 1,18	1,54 15,54 1,68	0,34 3,48 0,32	0,51 5,54 0,45	2,44 25,12 2,27	1,56 15,55 1,28

Положение фигуративных точек составов неоархейской АДР - ассоциации Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса




Положение фигуративных точек составов неоархейской АДР - ассоциации Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса КМА на диаграммах MgO - REE, TE (ppm).





Базальты верхней толщи (Ю.-Реутецкий участок)



#### <u>Базальты (высокожелезистые</u>

**толеиты)**. Представлены среднемелкозернистыми кварц-биотитамфиболовыми сланцами с реликтовой плагиопорфировой структурой, слагающими прослои мощностью до 20 м среди кислых метаэффузивов. Содержание MgO в них составляет 4.68 – 4.80 мас.%, показатель магнезиальности 38-45. Породы содержат нормативный кварц 5-7%. Характерной особенностью метатолеитов верхней толщи является отчетливо фракционированный спектр распределения РЗЭ, обогащенный группой легких (La/Sm)n=3,3-3,5, (La/Yb)n=10,4-11,4cпревышением хондритового уровня тяжелыми РЗЭ в 10 раз, легкими в 100 раз и слабо проявленным европиевым минмумом Eu/Eu\*=0,7-0,9. На мультиэлементной диаграмме составы метатолеитов характеризуются наиболее ярко проявленным Nb – минимумом и слабо выраженными Sr и Zr отрицательными аномалиями при полого наклонном спектре распределения.

#### Базальты верхней толщи (Ю.-Реутецкий участок)



Андезиты верхней толщи (Ю.-Реутецкий участок)



Андезиты. Представлены кварц-слюдистополевошпатовыми сланцами с реликтами порфировидных выделений плагиоклаза и, реже, кварца, облекаемых мелкозернистыми чешуйчатыми агрегатами биотита и мусковита, слагающими прослои мощностью первые десятки метров. Магнезиальность андезитов составляет 34-38. Спектр распределения РЗЭ схож с толеитами верхней толщи – обогащенность легкими РЗЭ (La/Sm)n=2,9-5,1, (La/Yb) n=5,7-19,6 при незначительном дефиците европия Eu/Eu\*=0,7-0,8. На мультиэлементной диаграмме отчетливо фиксируется Nb – минимум. От метатолеитов верхней толщи метаандезиты отличаются более ярко проявленным обогащением группой легких РЗЭ.



#### **Дациты.** Представлены слюдистокварц-полевошпатовыми сланцами с порфиробластами кварца и плагиоклаза, слагающими потоки мощностью первые десятки метров. Магнезиальность составляет 31 – 33. В этих породах также прослеживается обогащение группой легких РЗЭ - (La/Sm)n=5,8-6,2, (La/Yb)

n=10,4-11,4, при слабо проявленном европиевом минимуме Eu/Eu\*=0,8-0,9.



Риодациты верхней толши (Ю.-Реутецкий участок)

Риодациты верхней толщи (Ю.-Реутецкий участок)



### Риодациты. Представлены слюдисто-

полевошпат-кварцевыми сланцами с реликтами порфировых выделений кварца и плагиоклаза. Магнезиальность составляет 35 - 41. В риодацитах обогащение легкими РЗЭ проявлено в еще большей степени, чем в дацитах - (La/Sm)n=4,9-6,4, (La/Yb) n=14,1-18,1, дефицит европия достигает 0,5. На мультиэлементной диаграмме фиксируются Nb, Sr и Ti минимумы.

#### Риолиты верхней толши (Ю.-Реутецкий участок)







Риолиты. Составу риолитов соответствуют слюдисто-кварцполевошпатовые сланцы с реликтами порфировидных выделений кварца и плагтколаза. Биотит преобладает над мусковитом. Слагают потоки мощностью 20 40 м. Магнезиальность метариолитов составляет 31 -41, содержания кремнезема достигают 70 мас. %. По общему содержанию РЗЭ выделяются две группы пород: в риолитах интервала 393,2-436,2 м и 568.7-609.1 м скважины 3538 концентрации РЗЭ в 4 – 5 раз превышают концентрации ланатаноидов в риолитах интервалов 512,4-536,6 м и 557,6-568,7 м то же скважины. Обе группы характеризуются максимальным, для описываемой толеитовой АДР – ассоциации обогащением группой легких РЗЭ: в метариолитах с высоким содержанием РЗЭ (La/Sm)n=5,7-6,4, (La/Yb) n=19,2-30,2, при незначительном (Eu/Eu\*=0,8) дефиците европия; в риолитах с относительно низким содержанием РЗЭ (La/Sm)n=5,4-6,7, (La/Yb) n=2,38-30,3 с незначительной отрицательной аномалией европия (Eu/Eu\*=0,8). На мультиэлементной диаграмме отмечается деплетация Nb.

114

Петрогенезис верхней толщи. Моделирование в программном комплексе "Comagmat" показывает невозможность образования ни одного из дифференциатов АДР – ассоциации верхней толщи в результате кристаллизационной дифференциации (как равновесной , так и фракционной) расплавов, отвечающих составу породам коматиит-толеитовой ассоциации нижней толщи.

На диаграммах MgO – петрогенные компоненты и REE, TE фигуративные точки составов пород нижней и верхней толщ образуют самостоятельные поля, пересекающиеся, в ряде случаев, в области базальтоидов.

Положение фигуративных точек составов нижней и верхней толщ Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса КМА на диаграммах MgO - петрогенные компоненты (мас.%).



Положение фигуративных точек составов нижней и верхней толщ Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса КМА на диаграммах MgO - REE, TE (pmm).



Принимая отсутствие прямой генетической связи между коматиит-толеитовой и АДР ассоциациями в качестве возможного субстрата при образовании исходных расплавов для пород верхней толщи нами рассматриваются раннеархейские гнейсы обоянской серии.

Сравнение составов пород АДР – ассоциации с гнейсами обоянской серии и позднеархейскими плагиогранитами салтыковского комплекса показывает наибольшую сходимость состава предполагаемого субстрата с риодацитами верхней толщи.

Положение фигуративных точек составов неоархейской АДР - ассоциации Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса, гранито-гнейсов обоянской серии и плагиогранитов салтыковского комплекса КМА на диаграммах MgO - петрогенные компоненты (мас.%).



Положение фигуративных точек составов неоархейской АДР - ассоциации Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса, гранито-гнейсов обоянской серии и плагиогранитов салтыковского комплекса КМА на диаграммах MgO - REE, TE (ppm).



Хондрит-нормализованные спектры распределения редкоземельных элементов в породах верхней толщи Льговско-Ракитнянского пояса и возможном субстрате палингенного расплава



Моделирование показывает возможность формирования андезитов верхней толщи в результате фракционной (Cpx–Pl+Mgt accoциации) кристаллизации расплава, отвечающему составу толеитовых базальтов верхней толщи. Риолиты, согласно данным моделирования, могли сформироваться в условиях фракционной кристаллизации андезитового расплава.

Совокупность геохимических данных (принадлежность к толеитовой, а не известково-щелочной серии) позволяет предположить отсутствие субдукционных процессов при формировании расплавов верхней толщи. Их формирование может быть связано с плавлением верхних уровней раннеархейской континентальной коры мантийно-плюмовым тепловым потоком.

Таким образом, формирование коматиит-толеитовой и АДР ассоциаций нижней и верхней толщ позднеархейского зеленокаменного Льговско-Ракитнянского пояса КМА может быть обусловлено эволюцией независимых мантийно-коровых источников, не связанных, вероятно, с субдукционными процессами.

Нами предполагаются три уровня магмогенерации , которым соответствуют:

1) Слагающая низы разреза Льговско-Ракитнянского ЗКП, собственно мантийная ассоциация, включающая перидотитовые и базальтовые коматииты и высокомагнезиальные базальты;

2) Толеитовые базальты нижней толщи, составляющие основной объем вулканитов ЗКП, которые могли сформироваться в результате частичного плавления нижних мафических уровней раннеархейской коры континентального типа, либо подстилающей кору сублитосферной мантии;

3) Андезит-дацит-риолитовая, с резко подчиненным количеством базальтоидов, толеитовая серия, источником которой могли быть гранито-гнейсовые комплексы верхних уровней коры. Различие способов формирования исходных расплавов коматиит-базальтовой и АДР ассоциаций зеленокаменной ассоциации проявляется в геохимических характеристиках, среди которых наиболее значимой является обогащенность пород верхней толщи группой легких редкоземельных элементов, что определено нами в качестве ведущего геохимического критерия расчленения пород нижней и верхней толш Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса КМА.



La

Gd

### Благодарим за внимание!

Крупные изверженные провинции (LIPs) и их отражение в геологической эволюции Воронежского кристаллического массива

доценты, к.г.-м.н. А.Ю. Альбеков, М.В. Рыборак 2012

Крупные изверженные провинции (Large Igneous Provinces - LIPs) - это магматические провинции с площадью распространения более 0,1 миллиона кв.км, объемом магматитов более 0,1 миллиона куб.км и максимальной общей продолжительностью формирования около 50 млн. лет, которые имеют внутриплитные тектонические параметры или геохимическое сходство, и характеризуются магматическим импульсом (импульсами) малой длительности (около 1-5 млн. лет), в течение которых была сформирована их большая часть (> 75% от общего объема)

S.E. Bryan, R.E. Ernst, 2008

распределения LIPs (частота встречаемости, суперплюмовые события, связь с изменением климата); б) выявление пространственного распределения LIPs (размеры, связь с плюмовым куполом, рифтогенезом и распадом суперконтинентов)

В настоящее время исследование крупных изверженных провинций осуществляется по двум взаимодополняемым направлениям:

а) установление временного

### Схема основных мезозойских и кайонозойских LIPs



### Coffin and Eldholm (1992)

# Текущее глобальное распределение магматических пород LIPs событий с возрастом около 1880 Ма



M. Minifie, R. Ernst, A. Kerr, 2011

### Классификация LIPs Континентальные

- а.1) континентальные платобазальтовые провинции (Parana-Etendeka – Ю.Америка-Африка, Сибирские траппы и др.);
- а.2) вулканические рифтовые поля Индия - Западная Австралия, Северная Атлантика и др.);
- а.3) гигантские поля (рои) континентальных даек, провинции силлов и мафит-ультрамафитовые paccлоенные интрузии (Bushveld – Ю.Африка, Warakurna – Австралия и др.);
- а.4) зеленокаменные пояса, обширные толеит-коматиитовые + риолиты вулканические ассоциации и комагматичные им силлы (Barberton – Африка, кратоны Superior и Slave – Америка и др.);
- а.5) высокообъемные кислые высококремнистые) провинции Whitsandey – Австралия, Chron Aike – Америка-Антарктида и др.).

### Океанические

- б.1) океанических плато (Ontong Java-Manihiki-Hikurangi – Тихий океан и Kergelen – Индийский океан);
- б.2) плато-базальты океанических бассейнов (Nauru Basin, East Mariana и Pigafetta – Тихий океан)



### Глобальные возрастные штрих-коды LIPs

(по R. Ernst et.al., 2005)



Сокращения: НА - Северная Америка, SA - Южная Америка, EC – Европа, AF - Африка, AS – Азия, AU - Австралия, PA - Тихий океан

# Пример методологии работы: Гипотетические возрастные «бар-коды» пяти кратонов



(W.Bleeker and R. Ernst, 2006)

# Рои даек, как контрольные точки в реконструкции совмещения границ Гренландии и Лабрадора



(K.L. Buchan et al., 1996)

Реконструкция палеопротерозойского сочленения кратонов Супериор, Карелия, Кола, Херн и Вайоминг

на основе определения возрастов LIP-событий



(W.Bleeker and R. Ernst, 2006)

## Воронежский кристаллический массив и его обрамление в структуре Восточно-Европейской платформы



100 0 \_\_\_\_\_200 км

В эволюции ВКМ выделяется 4 глобальные эпохи

- 1) раннеархейская;
- 2) позднеархейская;
- 3) палеопротерозойская;
- 4) фанерозойская.

### Раннеархейская

Формирование блоков высокометаморфизованного метабазит– гранулит-гранито-гнейсового основания Курской гранит-зеленокаменной области. На территории Хоперского блока не установлена.

### Позднеархейская

развитие зеленокаменных ассоциаций с последующей сменой условий растяжения коллизионной обстановкой, маркируемой ареальной гранитизацией и мигматизацией, а также появлением значительных масс субщелочных гранитоидов.

### Палеопротерозойская

- а) раннего рифтогенеза накопление площадных (латеральных) железисто-кремнистых толщ и заложение рифтогенных структур;
- б) поздний рифтогенный в палеопротерозойских рифтогенных структурах происходило формирование вулканитов, преимущественно пикрит-базальтового состава и терригенных толщ;
- в) коллизионный этап, маркируемый гранитоидными комплексами;
- г) этап внутриплитного платформенного магматизма, ознаменовавшийся внедрением траппов, щелочных и субщелочных магматитов.

### Фанерозойская

формирование осадочного чехла платформы с проявлениями магматической активности в среднедевонское время

# 4 вероятных проявлений LIPs на территории ВКМ

- 1) Образования позднеархейского высокомагнезиального коматиит-базальтового магматизма.
- 2) Палеопротерозойские рифтогенные породные ассоциации.
- 3) Палеопротерозойские платформенные проявления плато-базальтов.
- 4) Среднепалеозойские (девонские) проявления щелочно-базальтоидной и плато-базальтовой вулканогенных формаций.

## Образования позднеархейского высокомагнезиального коматиит-базальтового магматизма



Наиболее вероятным возрастом формирования этой ассоциации, по имеющимся TIMS U-Pb (изохроны по цирконам [Артеменко Г.В., 1998]) и Sm-Nd (эрохрона, вал по породам; авторские данные) определениям, является интервал 2,6-2,5 млрд. лет. Предполагается, что исходные расплавы Alдеплетированных коматиитов и высокомагнезиальных базальтов [Рыборак, 2012] сформировались в результате декомпрессионного плавления астеносферного мантийного вещества и его контаминации мафическим нижнекоровым веществом

### Палеопротерозойские рифтогенные породные ассоциации



Возраст около 2066 млн. лет (U-Pb изохрона). Образованы воздействием мантийного плюма, выраженного в формировании рифтогенных структур на более жестком блоке КМА и рассеянных линейных зон разломов на территории Хоперского мегаблока. Выражены широким развитием ультрамафит-мафитовых магматических образований, вещественный состав которых зависит от региональных особенностей литосферы: золотухинского перидотитгабброноритового комплекса на КМА, ольховского комплекса (габбронориткварцмонцонитовая ассоциация) в Лосевском блоке и ультрамафитмафитовых породных ассоциаций мамонского и еланского комплексов на площади Хоперского блока.

# Палеопротерозойские платформенные проявления плато-базальтов



Возраст от 1805<u>+</u>14 млн. лет [49] до около 1790 млн. лет – U-Pb изохрона). В настоящее время

сохранились в виде широко проявленных в современной северной части ВКМ одновозрастных силлов троктолит-габбродолеритов смородинского (мегаблок КМА) и новогольского (Хоперский мегаблок) комплексов
#### Среднепалеозойские (девонские) проявления щелочнобазальтоидной и плато-базальтовой вулканогенных формаций



Установлены в восточной части ВКМ в зоне контроля Мигулинско-Новохоперского глубинного разлома [Быков И.Н., 1975]. Возраст их формирования определен исключительно по стратиграфическим данным. Однако девонская магматическая активизация этой области и породные ассоциации вулканитов предполагают, что они могли являться частью глобальных магматических процессов Восточно-Европейского кратона в конце среднего палеозоя (390-365 млн. лет назад) связанных с событием объединения Балтии и Лаврентии, которые в итоге образовали континент Лавразию около 400 млн. лет назад.

### Сопоставление проявлений докембрийских

### LIPs BKM и ряда типовых кратонов



Стрелками показаны возможные совпадения возраста мафического платформенного

магматизма. BLIP – Балтийская крупная изверженная провинция

### Благодарим за внимание!

Минералого-петрографические и петрогеохимические особенности пород и признаки частичной контаминации габброноритов второй фазы золотухинского комплекса КМА.

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

Схема размещения интрузий в пределах ВКМ, Курско-Бесединского блока и схематическая карта Смоординского и Золотухинского участков\*



Геологический разрез Золотухинского участка по профилю III - III



Геологический разрез Золотухинского участка по профилю IV - IV



По Чернышову Н.М. и др., 1973, с дополнениями

Геологический разрез Смородинского плутона



По Альбекову А.Ю., 2001, с дополнениями

150

# 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)

### 0



Оливин хризолит (Fao,15-0,17)

Микрофотографии оливинов породных ассоциаций золотухинского участка (николи скрещены): а) дунит серпентинизированный (скв. 3015, гл. 426,8 - 428,8); б) аподунитовый серпентинит с реликтами OI (скв. 3009, гл. 374,0); в) апоперидотитовый серпентинит с реликтами OI (ксенолит ультрамафитов среди габброноритов Смородинского плутона, скв. 3009, гл. 522,0); г) оливиновые габбронориты (скв. 3021, гл. 564,0). Px



Микрофотографии ромбических пироксенов породных ассоциаций золотухинского комплекса (николи скрещены): а) перидотиты (скв. 3009, гл. 522,0); б) оличновые габбронориты (скв. 3021, гл. 564,0); в) среднезернистые габбронориты (скв. 3009, гл. 374,0); г)слабоамфиболизированные среднезернистые габбронориты (скв. 3024, гл. 584,9).

### 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).

Крупные зерна пижонита, ромбического и моноклинного пироксена на границе ксенолита ультрамафитов и габброноритов (скв. 3009, гл. 524,6 николи скрещены)





Классификационная диаграмма пироксенов из пород золотухинского комплекса. Примечание:

классификационная диаграмма пироксенов (по Д17, Г14, Г16): минеральные виды: Фа – фассаит, Ди – диопсид, Сал – салит, ФСал – ферросалит, Гед – геденбергит, МАв – магнезиальный авгит, ФАв – ферроавгит: ФГед – ферроседенбергит: МПи – магнезиальный пижонит, Пи – пижонит, ФПи – феррогиконит, 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 ультрамафитов и габброноритов (скв. 3009, гл. 524,6): 3 – клино- и ортопироксены из мелкозернистогогаббронорита интермагматических даек (скв. 3009, гл. 481,5, скв. 3024, гл. 472,8): 4 – клино- и ортопироксены из среднекрупнозернистых габброноритов (скв. 3024, гл. 574,0 м, скв. 3024, гл. 584,9, скв. 3030, гл. 1355,0 м, скв. 3032, гл. 565,0 м): 5 – ортопирроксены из лейконорита (скв. 3009, гл. 613,0): 6 – зерно моноклинного пироксена с вростками ромбического (скв. 3024, 574,0): 7 – моноклинный пироксен и в перидотитов (скв. 3023, гл. 640,0 м), данные о составе по [Ч13]: 8 - сосуществующие пары клино- и ортопироксенов. *Параллельность линий* сосуществующих орто- и клино- и ортопироксенов указывают на равновесные условия кристаллизации расплава [Д18].



Увеличение магнезиальности в пироксенах с глубиной. 1-5 – ромбические пироксены: 1 – ультрамафитов, 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 слабоамфиболизированных и свежих габброноритов; 9 – пижонит на контакте ультрамафитов и мафитов; 10 – пижонит средне-крупнозернистых слабоамфиболизированных габброноритов.

### 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).



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



Поля составов слюд серии флогопита-биотита из породных ассоциаций золотухинского 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); 4дайка мелкозренистых габброноритов (скв. 3024, гл. 472,8). 5 – лейкократовые габбрононориты (скв. 3009, гл. 613,0; скв. 3009, гл. 625,0)

## Биотиты, кварц





Микрофотографии биотитов в породах второй фазы золотухинского комплекса (николи параллельны): а) анортозит (скв. 3009, гл. 613,0); б) среднезернистые амфиболизированные габбронориты (скв. 3021, гл. 328,0)

Ксеноморфные выделения кварца в виде коронитовых структур в оливиновых габброноритах (николи скрещены) (скв. 3021, гл. 564,0)



## Амфиболы



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

лейкократовые габбронориты.



#### Микрофотографии роговой обманки амфиболизированных габброноритов золотухинского комплекса (николи скрещены):

- а) крупные ксеноморфные кристаллы скв. 3021, гл. 303,5 средне-крупнозернистый амфиболизированный габбронорит
- б) скв. 3030, гл. 564,3 крупнозернистые амфиболизированные габбронориты



PL

1 mm



Микрофотографии актинолитов амфиболизированных габброноритов золотухинского комплекса (николи скрещены):

а) скв. 3015, гл. 427,1 амфиболизированные оливиновые пироксениты, Золотухинский участок
в) скв. 3032, гл. 522,5 крупнозернистые

Антофиллит в породах второй фазы золотухинского комплекса (николи скрещены): анортозит (скв. 3009, гл. 625,0)



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



Условные обозначения к диаграммам (здесь и далее):

- 1. Ультрамафиты золотухинского комплекса
- 2. Габбронориты золотухинского комплекса



По своим петрохимическим особенностям (диаграммы АFM, Йенсена и Мияширо) породы золотухинского комплекса выказывают признаки принадлежности к толеитовой и извествово*щелочной сериям* ряда нормальной щелочности

#### Содержания редких элементов в породах золотухинского комплекса, г/т

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Rþ	3,86	2,89	8,89	9,15	7,64	3,18	1,97	7,35	9,36	8,92	12,19	8,85	7,92	9,19	4,03	11,72	17,00	11,76	21,42	9,22
Ba.	88,03	11,86	274,30	388,78	239,30	173,90	98,01	205,96	255,45	265,18	231,50	349,07	282,10	276,54	205,97	258,89	221,12	182,36	711,64	226,00
к	623,4	489,9	1910,2	2656,6	1420,1	1073,4	608,1	1070,2	1677,6	1996,5	1786,8	1723,6	1728,4	1476,9	1276,5	1971,2	1707,5	1242,2	5006,7	1386,6
Nb	3,33	1,69	3,88	6,68	2,74	1,91	0,77	3,12	2,50	2,59	4,58	3,49	3,27	2,80	1,44	5,05	6,04	1,71	6,24	15,67
Ţá	0,23	0,13	0,28	0,46	0,21	0,20	0,17	0,24	0,21	0,20	0,30	0,26	0,31	0,61	0,58	0,30	0,31	0,40	0,61	0,96
Ļa	4,53	3,79	10,22	17,50	10,67	5,32	2,19	5,20	8,08	13,67	11,18	8,37	8,24	9,13	4,16	10,15	17,51	4,12	13,47	29,46
Çe	9,40	6,49	21,47	39,35	25,42	11,85	4,77	11,35	18,64	30,32	29,28	17,84	16,88	17,90	7,80	23,16	37,71	8,27	24,02	68,89
3	112,63	18,73	374,54	471,26	264,44	351,58	270,50	245,76	358,73	420,13	349,70	470,80	533,36	443,29	432,34	281,79	134,23	409,41	461,62	393,43
Nd	4,99	3,40	11,13	21,28	17,09	7,31	3,58	7,10	9,99	12,96	19,50	10,38	8,21	8,34	3,77	12,69	19,18	3,85	9,54	39,60
Eu	0,37	0,34	0,97	1,74	1,35	0,93	0,54	0,75	0,93	1,18	1,43	1,52	0,75	0,76	0,65	0,81	0,69	0,60	0,90	1,90
Y	6,26	5,26	11,88	21,29	23,03	11,39	7,86	10,60	12,88	12,07	22,88	14,56	6,72	7,03	5,33	14,88	22,66	5,55	4,75	38,76
Xb	0,59	0,50	1,07	2,06	2,27	1,01	0,78	0,97	1,31	1,27	2,20	1,66	0,66	0,72	0,66	1,42	2,64	0,67	0,41	2,89
Zr.	20,55	23,58	43,77	37,36	47,12	28,31	17,88	29,87	34,37	42,98	31,64	28,65	38,42	14,87	7,59	35,23	28,19	17,07	36,44	68,76
Ţį	4915,2	1586,5	6285,3	12677,8	10860,9	17762,8	12593,7	15620,6	11536,8	4945,2	25095,4	9233,0	2204,3	2428,9	2099,1	4216,8	5258,6	2692,1	5258,6	18729,1
Q.	1464,7	948,3	76,2	124,4	770,4	27,4	93,6	135,8	121,6	83,5	13,7	92,7	160,1	190,5	85,8	280,6	492,3	223,3	610,1	59,5
Ni	1649,9	2615,7	96,5	70,3	172,6	42,1	262,8	175,0	71,9	70,3	80,9	46,8	144,6	101,5	82,3	186,9	265,3	98,0	182,6	73,1
( <u>Cettb</u> )	5,6	4,6	7ρ	6,7	3,9	4,1	2,1	4,1	50	8,3	4,7	3,8	8,9	8,7	4,2	5,7	50	4,3	20,5	8,4
<u>Ce/Nb</u>	2,8	3,8	5,5	5,9	9,3	6,2	6,2	3,6	7,5	11,7	6,4	5,1	52	6,4	5,4	4,6	6,2	4,8	3,8	4,4
Ba/Zr.	4,3	0,5	6,3	10,4	5,1	6,1	5,5	6,9	7,4	6,2	7,3	12,2	7,3	18,6	27,2	7,3	7,8	10,7	19,5	3,3
Zr/Rb	5,3	8,1	4,9	4,1	6,2	8,9	9,1	4,1	3,7	4,8	2,6	3,2	4,9	1,6	1,9	3,0	1,7	1,5	1,7	7,5
TiVQr	3,4	1,7	82,5	101,9	14,1	648,0	134,5	115,0	94,9	59,2	1834,9	99,6	13,8	12,8	24,5	15,0	10,7	12,1	8,6	314,7
<u>Ti/Rb</u>	1273,6	548,1	707,2	1384,9	1422,4	5581,8	6380,3	2124,8	1232,3	554,6	2058,8	1042,9	278,5	264,4	521,5	359,7	309,2	228,9	245,5	2030,3

Применание: 1 – 2 – ультрамафиты первой фазы: 1 – скважина 3011. глубина 401.0 м. 2 – скважина 3015. глубина 427.1 м.: 3-7 – мелкозернистые габбронориты. интермалматических джк. 3 – скв. 3009. гл. 422.1 м. 4 – скв. 3024. инт. 491.5-492.5 м. 5 – скв. 3024. инт. 495.0-496.0 м. 6 – скв. 3009. гл. 382.0 м. 7 – скв. 3009. гл. 481.5 м. 8-18 – среднезернистые габбронориты под телом габбродолеритов: 8 – скв. 3009. гл. 478.6 м. 9 – скв. 3022, глубина 243.2 м. 10 – скв. 3022, интервал 308.0-312.0 м. 11 – скв. 3022, глубина 471.5 м. 12 – скв. 3024, интервал 578.5-579.0 м. 13 – скв. 3032, глубина 522.5 м. 14 – скв. 3021. гл. 328.0 м. 15 – скв. 3021. гл. 460.0 м. 16 – скв. 3030. гл. 1094.0 м. 17 – скв. 3030. гл. 1139.м. 18 – скв. 3030. гл. 1355 м. 19-20 – лейкоратовые габбронориты: 19 – скв. 3009. гл. 625.0 м. 20 – скв. 3030. гл. 565.5 м.



Мультиэлементные диаграммы пород золотухинского комплекса. Номера приведенных графиков соответствуют номерам анализов в табл. 1; буквами обозначены линии, соответствующие составам Бушвельдского плутона (Bs), интрузива Садбери (Sb) и Еланского норит-диоритового интрузива ВКМ (El) по [1]. Значения нормированы по MORB [11].



- Анализ концентраций и характер распределения редкоземельных и высокозарядных элементов в изученных типах пород Смородинского плутона показали, что формирование породных ассоциаций золотухинского комплекса происходило под воздействием процессов ассимиляции корового вещества.
- В результате породы характеризуются несоответствием между высокими содержаниями К, Rb, Ba, легких РЗЭ и повышенными концентрациями MgO, Cr, Ni, а также относительной обедненностью Nb, Ta, Ti, тяжелыми РЗЭ, что выражается в неравновесной ассоциации высокомагнезиального ортопироксена с присутствующими породах кварцем и биотитом.

## Благодарю за внимание

Павел Сергеевич Бойко, кафедра минералогии, петрографии и геохимии ВГУ boyko@geol.vsu.ru ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ «ВОРОНЕЖСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

#### Минералы группы шпинели в коматиитах Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса

аспирант Соловьева Е.М. научный руководитель чл.-корр. РАН Чернышов Н.М.

#### Геологическая карта КМА



Нижний лопий

Средний и верхний долий

Нижний карелий Курская серия Курская серия нерасчленённая.

конгломератовая формация.

формация с конгломератами.

Оскольский комплекс

сланцевая формация.

карбонатная формация.

Сергиевский комплекс: дунит-перидотит-габбровая формация.

AlLon

PRot

PH ......

PH.m.

PK.J

seAR.bs

- Белогорьевский комплекс: габбровая формация. Средний допий Салтыковский комплекс: мигматит-плагио
  - гранитная формация. Верхний лопий
  - шелочных гранитов.
  - Нижний протерозой (карелий)
- Нижний карелий Осколецкий комплекс: плагиогранитная формация.
- MRA Остаповский комплекс: риолитовая формация.

168

Все исследуемые шпинелиды приурочены к серпентинитам различной степени измененности, которые по петрохимическому составу соответствуют перидотитовым коматиитам на диаграмме Fe2O3+FeO+TiO2 – Al2O3 -MgO (Jensen, 1976)



169

#### Морфологические разновидности хромшпинелидов



Эвгедральные (зональные)



Жидеевский участок (скв 2953/173)

Скелетные (гомогенные)



Неправильные (гомогенные) с лимонитом

#### Косиновский участок (скв 2503/481,3)



Эвгедральные (гомогенные)



Неправильные (гомогенные)



Неправильные в виде сыпи

#### Состав хромшпинелидов в ультрамафитах Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса

		Коси	новский у	асток (Г	Ілаксенко,	1989)		Олимпийский участок (Плаксенко, 1989)					
Строение		сл	южнозональ	ное			простое	первая ге	нерация	вторая генерация		гомогенные	
и состав зерен	ядро (n=3	3)	промежу зона (	лочная n=3)	внешн оторочка	яя (n=3)	Ядро не	ядро (n=2)	внешняя оторочка (n=1)	ядро (n=7)	внешняя оторочка (n=4)	(n=5)	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,01-11,18		0,14-2,11		0-0,03		Состав	8,21-8,28	0,13	6,00-7,80	0,07-0,47	0,00-0,07	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	42,55-45,21		42,00-31,90		,90 2,21-11,42		центральных и	54,63-56,70	1,80	50,00-53,00	1,80-5,78	2,56-5,78	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,00-23,00		29,70-39,50		59,51-65,06		переферических участков зерен	6,99-14,39	72,33	5,68-10,33	62,40- 72,33	63,27-66,55	
FeO	16,00-18,00		18,00-21,00		27,36-29,35		аналогичен составу	11,32-12,60	21,35	17,79-23,17	21,35- 30,42	29,69-30,12	
MgO	1,23-2,76		0,61-1,14		0,13-0,33		промежуточных	12,58-14,39	3,93	2,63-5,50	0,00-3,93	0,00-0,31	
MnO	3,00-3,96		3,81-	4,16	,16 0,18-1,15		и внешних зон	0,11-1,73	0,11	3,47-4,20	0,00-0,21	0,07-0,21	
ZnO	3,27-2,19		1,04-	-1,57 0,00-0		,24	сложно-	0,00-0,06	0,05	1,60-2,41	0,05-0,32	0,03-0,31	
NiO	0,05-0,11		0,08-	0,08-0,21		,49	зональных - вкрапленников	0,09-0,16	0,37	0,05-0,14	0,28-0,41	0,20-0,51	
Название	ферриалюмох	ферриалюмохромит феррил		омит хроммагнетит		нетит						хромсодержащий магнетит	
0				Жидеев	ский участ	гок (ск	в 2953/173)	Косиновский			ий участок	(скв 2503/481,3)	
и состав		юзональное	e		<u> </u>	гомогенные	окаймляющ	ие силикаты	гомогенные	гомоге	енные в виде сыпи		
зерен	ядро (n=1) пром зо		жуточная la (n=1)	внеі отороч	ешняя сооте очка (n=2) с		зетствуют внешней оторочке (n=8)	i (n=1)		(n=3)		(n=1)	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,88		1,85	0,00-0,13		0,00-0,30	0,00-0,20		0,00-0,14		0,24		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	56,45	5	52,85	22,88	22,88-17,12		17,14-29,16	9,34-12,65		22,72-26,00		3,35	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,69	1	7,171	55,27			43,82-54,73	59,31-63,89		42,40-44,09		65,83	
FeO	11,62	12,11		15,28			14,01-16,32	14,97-15,68		30,86-31,75		29,56	
MgO	15,35	12,80		7,12-8,70			7,07-9,64	7,26-7,75		0,41-0,82		0,90	
MnO	1,76	3,26		2,15-4,10			1,77-5,00	3,00-3,82		0,24-0,31		0,00	
ZnO	1,88	1,48		0,19-0,58			0,00-0,76	0,00-0,26		0,46-0,95		0,00	
NiO	0,09	0,00		1,78-1,88		1,09-2,29	2,29 2,13		0,24-0,33		0,21		
Название	магно- магнезиальный алюмохромит феррохромит		зиальный охромит	магнези хромма	иальный агнетит	магнезиальный хроммагнетит		магнийсодержащий магнегит		хроммагнетит		магнетит	

Классификация хромшпинелидов в ультрамафитах Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса на основе диаграммы Н.В. Павлова, 1974. 1 – хромит, 2 – субферрихромит, 3 – алюмохромит, 4 – субферриалюмохромит, 5 – субферрисубалюмохромит, 6 – субалюмоферрихромит, 7 – феррохромит, 8 – хромпикотит, 9 – субферрихромпикотит, 10 – субалюмохроммагнетит, 11 – хромагнетит, 12 – пикотит, 13 – магнетит.



участок строение зерна	Косиновкий (Плаксенко, 1989)	Олимпийский (Плаксенко, 1989)	Жидеевский (скв 2503/481,3)	Косиновкий (скв 2953/173)
ядро	•	<ul> <li>1 генерация</li> <li>2 генерация</li> </ul>	٠	
промежуточная зона				
внешняя оторочка	٠	<ul> <li>1 генерация</li> <li>2 генерация</li> </ul>	٠	
гомогенные				$\bigtriangleup$
в виде сыпи				$\times$
окаймляющие силикаты			*	

Зональность хромшпинелидов (Жидеевский участок скв 2953/173)





Cr Ka1



Mg Ka1\_2









Fe Ka1



Ni Ka1

### Составы хромшпинелидов в ультрамафитах Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса



Диаграмма состава первично-вторичных хромшпинелидов по Rewiews, 1991. 1 – хромшпинелиды из кимберлитов, 2 – альпинотипных ультрабазитов, 3 – зон трещиноватости в офиолитовых массивах, 4 – метаморфизованных и 5 – метасоматически измененных ультрабазитов.



Диаграмма генетических групп хромшпинелидов по Р. Митчеллу.

Поля состава: 1- ксеногенных, 2 – идиоморфных аутигенных,

3 – реакционных (каймы), 4 – ксеноморфных из основной массы породы.



**Состав хромшпинелидов в сравнении с хромитами** коматиитовых лав Барбертона (Byerly, 1999). AEK – Al-enriched komatiites, AUK – Al-undepleted komatiites, ADK - Al-depleted komatiites

участок строение зерна	Косиновкий (Плаксенко, 1989)	Олимпийский (Плаксенко, 1989)	Жидеевский (скв 2503/481,3)	Косиновкий (скв 2953/173)
ядро	•	<ul> <li>1 генерация</li> <li>2 генерация</li> </ul>	٠	
промежуточная зона				
внешняя оторочка	٠	<ul> <li>1 генерация</li> <li>2 генерация</li> </ul>	٠	
гомогенные				$\triangle$
в виде сыпи				×
окаймляющие силикаты			*	

174

## Содержание примесных элементов в хромшпинелидах ультрамафитов Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса



участок строение зерна	Косиновкий (Плаксенко, 1989)	Олимпийский (Плаксенко, 1989)	Жидеевский (скв 2503/481,3)	Косиновкий (скв 2953/173)
ядро	•	<ul> <li>1 генерация</li> <li>2 генерация</li> </ul>	٠	
промежуточная зона				
внешняя оторочка	٠	<ul> <li>1 генерация</li> <li>2 генерация</li> </ul>	٠	
гомогенные				$\bigtriangleup$
в виде сыпи				×
окаймляющие силикаты			*	

## Содержание примесных элементов в хромшпинелидах ультрамафитов Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса



участок строение зерна	Косиновкий (Плаксенко, 1989)	Олимпийский (Плаксенко, 1989)	Жидеевский (скв 2503/481,3)	Косиновкий (скв 2953/173)
ядро	•	<ul> <li>1 генерация</li> <li>2 генерация</li> </ul>	٠	
промежуточная зона	-			
внешняя	•	🔶 1 генерация	•	
гомогенные		2 Тенерация		<u> </u>
в виде сыпи				$\times$
окаймляющие силикаты			*	

- В исследованных образцах ультрамафитов Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса установлены различные морфотипы хромшпинелидов, имеющие сложнозональное и однородное строение.
- Сложнозональные вкрапленники (Жидеевский участок) характеризуются сменой состава от магноалюмохромита в ядерной части до магнезиального хроммагнетита к периферии.
- Ядра хромшпинелидов Жидеевского участка по составу близки ядрам первой генерации хромитов в пределах Олимпийского участка, но отличаются повышенной концентрацией цинка.
- Гомогенные хромшпинелиды представлены хроммагнетитом, но в пределах Жидеевского участка содержат повышенные концентрации магния и по составу соответствуют внешней оторочке сложнозональных вкрапленников.
- Изложенные данные, вероятно, свидетельствуют о многообразии, сложности и многостадийности изменений состава и строения хромшпинелидов в процессе преобразований первичных пород.

#### Благодарю за внимание!

# Докладчик: Сергеева А. В. к.х.н.

Физико-химическая характеристика пирита и сопутствующих глин Нижнекошелевской термоаномалии (Южная Камчатка)

## Диаграмма состояний системы Fe - S



#### Проблема стабильности фаз

 Фазы Fe<sub>1-x</sub>S: троилит (*P*6<sub>3</sub>*mc*), клинопирротин (F2/d), политипы пирротина (NC), грейгит, смайтит.

2. Области стабильности пирита и марказита (FeS<sub>2</sub>).

а) пирит всюду стабилен,
 а марказит метастабилен
 относительно него;

б) пирит является
 высокотемпературной
 модификацией, переход
 марказит → пирит при
 температуре ~330 °C.
### Диаграмма состояний системы Fe - S



1. Kubaschewski O., Evans E.L., Alcock C.B. *Metallurgical Thermochemistry*, 4th edition. 1967, Pergamon Press, 420 P.



181

Структура марказита, построенная из октаэдров {Fe}S<sub>6</sub>; проекция на плоскость (101) – левая часть рисунка. Правая часть: аналогично построенная структура пирита, спроецированная на плоскость (100)



Структура парараммельсбергита (полиморфная форма NiAs<sub>2</sub>) в проекции на плоскость (100). Проекция представлена октаэдрами {Ni}As<sub>6</sub>.



### Проблема гидротермального (транспортного химического) минералогенеза заявленных сульфидое

В местах выхода серосодержащих минеральных вод с температурой до 100–105°С (низкотемпературные гидротермы) вообще характерно образование минералов пиритового ряда, содержащих в своей структуре дисульфидные группировки. Несколько реже, чем пирит, в таких условиях формируются изоструктурные β-FeS<sub>2</sub> каттьерит  $CoS_2$ , ваэсит  $NiS_2$ , бравоиты  $Fe_xNi_{1-x}S_2$ . Значительно реже встречается марказит, имеющий гидротермальное и гипергенное происхождение. Еще более редким для кислых низкотемпературных гидротерм оказывается формирование низших сульфидов железа: пирротинов, троилита, грейгита, смайтита, пентландита и макинавита, в которых преобладающая степень окисления железа остается по-прежнему низкой (Fe<sup>2+</sup>).

#### Противоречия и вопросы:

*a*) В восстановительных условиях литосферы для соединений железа характерной является степень окисления +2. С учетом того, что по имеющимся представлениям основным сульфидизирующим агентом в литосфере является сероводород, можно предполагать, что главной формой образующихся сернистых минералов, вне зависимости от температурных условий осаждения, должны являться производные H<sub>2</sub>S – *сульфиды*, но никак не *дисульфиды* Me<sup>*n*+</sup>(S<sub>2</sub><sup>2-</sup>)<sub>*n*</sub>, в структуру которых входит группировка S–S. Более того, такие дисульфиды не образуются при окислении и при селективной экстракции металла из сульфида.

*б*) Анализ имеющейся информации не объясняет, почему образование в разных месторождениях той или иной сульфидной фазы, в частности, полиморфных модификаций, не всегда систематически зависит от температуры и давления при синтезе. На примере сульфидов железа можно утверждать, что образование определенной фазы, которую представляет минерал, направляется не только термодинамическими, но и другими факторами (например, структурным, благодаря которому наследуется структура соединения, находящегося в растворе).





Стабилен при температурах синтеза

### Метастабилен при температурах синтеза

А. В. Наумов, Т. В. Самофалова, В. Н. Семенов, И. В. Нечаев. Тиокарбамидные координационные соединения в процессах синтеза твердых растворов Cd<sub>1-x</sub>Zn<sub>x</sub>S. // Журнал неорганической химии. 2011. Т.56. №4. с. 666 – 672.

### Нижнекошелевская термоаномалия



- 1 геоморфологические границы термоаномалии (основной уступ);
- 2 внутренние геоморфологические границы (водоразделы);
- 3 отрицательные термальные структуры: воронки, овраги, ограничения крупных котлов;
- 4 каменные развалы;
- 5 отдельные высоты, термальные бугры (размеры знака отражают относительные размеры высот);
- 6 границы локального термального поля (участок Верхний);

7 – паро-газовые источники (размеры знака отражают относительную мощность источников): а - газовые струи, б - грязевые котлы, в - кипящие озера;

8 – водные источники: а - крупные пульсирующие ("гейзеры"), б – мелкие разгрузки термальных вод, в – холодные источники.



25

30

35

40

45

50

55

60

Образец: НК-2/11-2

Зафиксированные фазы: Пирит Параметры элементарной ячейки, Å: 5,4255 Разница параметров ячейки природного образца и синтетического пирита, Å: 0,0215; Глубина отбора, см: 25 – 42 Температура, ∘С: 98

Образец: НК–2/11–3

Зафиксированные фазы: Пирит Параметры элементарной ячейки, Å: 5,4227 Разница параметров ячейки природного образца и синтетического пирита, Å: 0,0187; Глубина отбора, см: 42 – 62 Температура, °С: 97,1

Образец: НК-2/11-4

Зафиксированные фазы: Пирит Параметры элементарной ячейки, Å: 5,4240 Разница параметров ячейки природного образца и синтетического пирита, Å: 0,020; Глубина отбора, см: 62 – 82 Температура, °С: 98

Образец: НК-2/11-5

Зафиксированные фазы: Пирит Параметры элементарной ячейки, Å: 5,4093 Разница параметров ячейки природного образца и синтетического пирита, Å: 0,0053; Глубина отбора, см: 82 – 102 Температура, ∘С: 98

#### Образец: НК-2/11-6

Зафиксированные фазы: Пирит Параметры элементарной ячейки, Å: 5,4269 Разница параметров ячейки природного образца и синтетического пирита, Å: 0,0165; Глубина отбора, см: 102 – 130 Температура, ∘С: 98



Образец: НК–2/11шх Зафиксированные фазы: пирит + неопознанная фаза Параметры элементарной ячейки, Å: 5,4269 Разница параметров ячейки природного образца и синтетического пирита, Å: 0,0229; Глубина отбора, см: 15 – 30 Температура, °C: 95

Пик около 27,80 образца НК – 2/11шх

Пик около 42,2° образца НК – 2/11шх



Грейгит обладает текстурой вдоль оси (100)

Образец: НК–2/11шх-2 Зафиксированные фазы: пирит + грейгит (Fe<sub>3</sub>S<sub>4</sub>) Параметры элементарной ячейки, Å: 5,4158 (пирит) Разница параметров ячейки природного образца и синтетического пирита, Å: 0,0118; Глубина отбора, см: 15 – 30 Температура, °C: 95



Образец: НК – 3/11 – 1 Зафиксированные фазы: пирит Параметры элементарной ячейки, Å: 5,4269 Разница параметров ячейки природного образца и синтетического пирита, Å: 0,0086; Глубина отбора, см: 5 - 20 Температура, °C: 97,5

Образец:НК–3/11–2 Зафиксированные фазы: пирит + марказит Параметры элементарной ячейки, Å: 5,4269 (пирит) Разница параметров ячейки природного образца и синтетического пирита, Å: 0,0212; Глубина отбора, см: 20 - 40 Температура, °C: 97,5

Образец: НК–3/11–3 Зафиксированные фазы: пирит Параметры элементарной ячейки, Å: 5,4200 Разница параметров ячейки природного образца и синтетического пирита, Å: 0,016; Глубина отбора, см: 40 – 70 Температура, °C: 98,4

Параметр ячейки природных образцов несколько больше синтетических, вероятно, из-за вхождения в решетку примеси с большим радиусом.

Все образцы характеризуются дырочным типом проводимости. Вероятно, примесь – мышьяк.

### Инфракрасные спектры образцов

пирита



		Глубина отбора, см	Температура, °С
	HK–2/11–2,	25 – 42	98
	HK–2/11–3	42 – 62	97,1
	HK–2/11–4	62 – 82	98
•	HK–2/11–5	82 – 102	98
	НК—2/11—6	102 – 130	98
	НК–2/11шх	15 – 30	95
	НК–2/11шх–2	15 – 30	95

## Инфракрасные спектры образцов



		Глубина отбора, см;	Температура, °С
1.	HK <b>—</b> 3/11—1,	5 - 20	97,5
2.	НК—3/11—2	20 – 40	97,5
3.	HK <b>-</b> 3/11-3	40 – 70	98,4

### Инфракрасные спектры образцов пирита, зафиксированные полосы поглощения

Полосы поглощения, см-1	Отнесение	Примечание
1028	SO4 <sup>2-</sup>	Сульфат, координированный к железу (III)
997	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Сульфат, координированный к железу (III)
900	FeOOH (гётит)	α – модификация, слабая полоса
821	FeOOH (гётит)	α или β – модификация, слабая полоса
680	SO4 <sup>2-</sup>	Сульфат, координированный к железу (II)
642		Сульфат, координированный к железу (III) (?)
613	SO4 <sup>2–</sup>	Сульфат, координированный к железу (II)

## Инфракрасные спектры образцов пирита, зафиксированные

### полосы поглощения

Полосы поглощения, см <sup>-1</sup>	Отнесение	Примечание
1009	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Сульфат, координированный к железу (III), полоса слабо выражена
900	FeOOH	α – модификация, слабая полоса
877	FeCO <sub>3</sub>	
783	FeOOH	α – модификация, слабая полоса
735	FeCO <sub>3</sub>	Асимметричное деформационное колебание СО <sub>3</sub> <sup>2–</sup>
677	SO <sub>4</sub> <sup>2–</sup> или FeOOH	Сульфат, координированный к железу (II) α – модификация, слабая полоса
661	FeOOH	α или δ – модификация
623	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Сульфат, координированный к железу (II), полоса похожа на шум

# Инфракрасные спектры образцов пирита

На поверхности зерен пирита идет окисление и высокотемпературный гидролиз образующихся сульфатов. Поэтому фиксируются FeOOH и сульфатион, координированный к Fe<sup>2+</sup> и Fe<sup>3+</sup>.

Грейгит (Fe<sub>3</sub>S<sub>4</sub>) образуется на зернах пирита в восстановительной атмосфере. Окисление, видимо, препятствует образованию этого минерала.

# Условия в местах активного образования сульфидов железа

Места отбора проб пирита: участки, активно прорабатываемые парогазовыми струями, грязевые котлы

Концентрац	ия железа, иг/л	рН	E, B	t, °C	Доминирует двухвалентное железо	
Fe <sup>+2</sup>	Fe <sup>+3</sup>				при небольшом	
0,79	0,79 $0,21$ $5,4$ $0,146$ $8,24$ $0$ $5,5$ $0,140$ - $0,166$ $0,42$ $0,08$ $5,7$ $0,073$ - $0,127$ $95 - 98$	потенциале водной				
8,24			среды. Потенциал среды			
0,42		5,7 0,073 - 0,127	95 - 98	Fe <sup>3+</sup> /Fe <sup>2+</sup> . рН среды близок к		
1,06	0,29	5,25	0,168		нейтральному.	
0,4	0,12	5,5	0,157			
0,08	0	5,5	0,144			
19,13	0	4,75	0,187			

Активно образуются слоистые силикаты группы каолинита и монтмориллонита

## Инфракрасные спектры сопутствующих глин



1, 2. HK – 1/11 – 5/2 3. HK – 2/11 – 6



Область поглощения НО-групп и межслоевой воды

## Инфракрасные спектры сопутствующих глин, зафиксированные полосы поглощения

Положение полосы поглощения, мкм	Отнесение полос	Примечание	Фаза, в которой встречаются данные структурные фрагменты	
2,7			Галлуазит. У монтмориллонита и каолинита этот пик выглядит иначе, но они не исключаются.	
2,76	–ОН группа	Дуплет, интенсивности пиков сравнимы		
3	H <sub>2</sub> O	Размытая полоса	Межслоевая вода в монтмориллоните	
6,1	H <sub>2</sub> O, межслоевая вода в слоистом силикате		Монтмориллонит (каолинит, галлуазит)	
8,9	Валентные колебания Si–O	Плечо	Галлуазит	
9,7	Вялентные колебания тетраэдра	Плечо	Галлуазит (каолинит и монтмориллонит не исключаются)	
10	[SiO <sub>4</sub> ]	Дублет		
11	Al-O…H-O	Синглет	Галлуазит	
12,7	Валентные колебания в шестичленном кольце [Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub> ]	Дублет	Монтмориллонит и/или α– кварц, аморфный SiO <sub>2</sub> не исключен	
13,3		Слабая полоса	Галлуазит и/или каолинит	
14,4	Si-O-Al	Пиблот		
14,8		дуолет		
15,2		Слабая полоса		
15,7				
16,1	Si-O-Me	Слабая полоса	Каолинит и/или монтмориллонит, не исключен α-кварц.	
16,6	(Me – Ai, no bos можны замещения на $Fe^{3+/2+}$ , $Mg^{2+}$ , $Ca^{2+}$ )	Слабая полоса		
17,2				
17,6				

### Возможные формы переноса платины и палладия в водной среде

### Сергеева А. В., к.х.н.

# Равновесия, реализуемые в системе $H_2O - MeX - NH_3$

Растворение аммиака в воде и его диссоциация:

 $NH_3^{ra3}+H_2O\square NH_3^{BOGH.}$ 

 $NH_3^{\text{BO,H.}} + H_2O \square NH_4^+ + OH^-$ 

Диссоциация халькогенида платины или палладия:

 $MeX^{TB} \square Me^{2+} + X^{2-}$ 

Образование однородных аммиачных комплексов:

 $Me^{2^+}+xNH_3 \square [Me(NH_3)_x]^{2^+}$ 

Образование однородных гидроксокомплексов:

$$Me^{2+} + nH_2O \square [Me(OH)_n]^{2-n} + nH^4$$

Образование однородных хлоридных комплексов:

$$Me^{2+} + nCl^{-} \square [MeCl_n]^{2-n}$$

Образование смешенных комплексов:

$$Me^{2+} + nH_2O + mCl^- + pNH_3 \square [Me(OH)_nCl_m(NH_3)_n]^{2-n-m} + nH^+$$

Взаимодействие халькогенид-аниона с водой:

 Каждое равновесие характеризуется константой равновесия. В данном расчете учтено присутствие хлорид-ионов, С(Cl<sup>-</sup>)=0,1 моль/л.

## Растворение аммиака в воде и его диссоциация



Растворение аммиака в воде и его диссоциация:  

$$NH_3^{ra3} + H_2O \square NH_3^{водн.}, K_1 = \frac{[NH_3]}{p_{NH_3}}$$
  
 $NH_3^{водн.} + H_2O \square NH_4^+ + OH^-, K_2 = \frac{[NH_4^+][OH^-]}{[NH_3]}$ 

Парциальное давление над раствором аммиака зависит от рН раствора

# Растворимость сульфидов платины и палладия



Растворимость сульфидов в присутствии аммиака увеличивается на 15 – 20 порядков

## Растворимость селенидов платины и палладия



Растворимость селенидов ничтожно мала и менее резко зависит от pH. В присутствии аммиака увеличивается на 15 – 20 порядков

## Растворимость теллуридов платины и палладия



Растворимость теллуридов ничтожно мала и еще менее резко зависит от pH. В присутствии аммиака увеличивается на 15 – 20 порядков, но остается малой величиной

Сравнительная растворимость халькогенидов платины и палладия

Растворимость падает в ряду MeS → MeSe → MeTe. Поэтому более вероятен перенос сульфидов и селенидов.

Растворимость PtX ниже, чем PdX. Поэтому в растворе C(Pt<sup>2+</sup>) < C(Pd<sup>2+</sup>). ⇒ в образующихся халькогенидах содержание палладия должно быть выше, чем содержание платины.

### Этапы транспорта

### Процессы растворения обратимы: MeX + nA = [MeA<sub>n</sub>] + X

Растворение и образование насыщенного раствора в одних физико-химических условиях (например, в кислой среде под повышенным давлением аммиака)

Перенос металлов в виде комплексных ионов с потоком вод (и изменение условий: повышение pH и понижение давления аммиака) Образование пересыщенного раствора и выпадение осадка Студенческие доклады

СЕКЦИЯ МИНЕРАЛОГИИ, ПЕТРОЛОГИИ И МИНЕРАГЕНИИ

Студентки 5 курса 3 группы Скирда Евгении Руководитель: доцент кафедры минералогии, петрографии и геохимии Резникова О.Г.

### рудопроявления».

«Сравнительная характеристика рудной минерализации в породах Центрального рудопроявления с рудами Елкинского

**Цель:** Исследование минералого-петрографических и петрохимических особенностей пород Центрального и Елкинского рудопроявлений.

#### <u>Задачи:</u>

1)Изучить геологическое строение Елкинского и Центрального рудопроявлений;

2)Рассмотреть минералого-петрографические и

петрохимические особенности пород данных

рудопроявлений;

3)Дать сравнительную характеристику и обосновать их формационную принадлежность



#### По Н.М. Чернышову

#### ЕЛКИНСКОЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЕ

Геологический разрез по линии I-I

Масштаб 1:5000



По Н.М. Чернышову

#### Геологическая карта Елань-Коленовского инрузива

(по данным М.Н.Чернышовой)

#### Условные обозначения





#### ПЕТРОГРАФИЯ:

#### Елкинского рудопроявления

Скважина 8186, глубина 268,5 м. Среднезернистый норит.

#### Центрального рудопроявления

Скважина 7648, глубина 270,0 м. Ортопироксенит биотитсодержащий.



Химический состав амфиболов.												
СКВ.	глубина/уч.	Na2O	MgO	Al2O3	SiO2	CaO	TiO2	Cr2O3	MnO	FeO	Mg/Mg+Fe	Si
7648	365,0/5	0,35	23,69	2,35	53,06	0,37	0,16	0,3	0,45	18,71	0,69	7,59
	365,0/6	0	22,93	3,75	52,78	0,23	0,3	0,42	0,16	19,32	0,69	7,46
	365,0/7	0	23,14	2,39	53,38	0,44	0	0,52	0,26	19,66	0,68	7,63
	365,0/11	0	22,97	0,4	63,43	0	0,1	0	0	12,92	0,76	8,82
	365,0/12	0,26	23,22	1,96	53,6	0,43	0,22	0,34	0,21	19,58	0,68	7,65
	399,4/5	0,2	22,47	1,77	53,61	0,45	0,29	0,33	0,33	20,38	0,66	7,68
	399,4/6	0,35	22,26	1,54	53,15	0,83	0,14	0,35	0,38	20,64	0,66	7,67
	399,4/11	0,14	22,72	1,15	54,13	0,47	0	0,18	0	20,98	0,66	7,76
	399,4/12	0,16	22,8	1,57	53,63	0,47	0	0,33	0,37	20,51	0,66	7,7
	453,5/6	0,22	24,03	1,56	54,02	0,53	0	0,27	0,3	18,9	0,69	7,7
	453,5/7	0	23,7	1,68	53,34	0,82	0,26	0,27	0,35	19,41	0,69	7,66
	453,5/12	0,1	24	1,48	53,71	0,53	0,28	0,44	0,28	18,66	0,7	7,69

Параметры диаграммы:(Ca+Nab)<1.0; (Mg,Fe,Mn,Li)b≥1.0;Lib<1.0


Хим	Химический состав актинолита.										
СКВ.	глубина/уч.	Na2O	MgO	SiO2	CaO	Cr2O3	MnO	FeO	Al2O3	Mg/Mg+Fe	Si in formula
7648	365,0/10	0,29	16,75	55,31	12,63	0,39	0,27	14,08	0	0,68	7,92
8165	543,0/7	0	17,92	57,13	12,19	0	0,19	10,73	1,38	0,76	7,94
	543,0/9	0,24	17,67	57,61	11,39	0,23	0,28	10,51	1,68	0,76	8
	543,0/10	0,37	16,83	57,15	11,36	0	0,3	11,71	1,91	0,73	7,95

### Химический состав роговой обманки.

СКВ.	глубина/уч.	Na2O	MgO	SiO2	CaO	Cr2O3	CuO	FeO	Al2O3	TiO2	Mg/Mg+Fe	Si
7648	453,5/10	1,41	15,65	49,81	11,32	2,08	0,14	8,59	9,35	1,14	0,84	7

Параметры диаграммы: (Саь≥1.5;(Na+K)a<0.5)



Хим	Химический состав биотита											
СКВ.	глубина/уч	Na2O	MgO	Al2O3	SiO2	K2O	TiO2	Cr2O3	FeO	CuO	X(Ann+Phl)	X(Sdph+East)
7648	365,0/8	0,48	17,48	16,41	40,71	8,91	2,44	0,76	11,69	0	47,65	52,35
	365,0/9	1,09	17,69	16,44	39,78	8,49	2,85	1,48	11,46	0,39	57,91	42,09
	399,4/7	0,74	18,32	15,44	40,16	8,52	1,44	1,48	13,63	0,24	65,35	34,65
	399,4/8	1,11	18,7	15,78	41,73	8,61	1,3	1,53	10,91	0,19	52,29	47,71
	399,4/9	0,67	17,86	15,63	39,61	9,07	1,9	1,62	13,57	0	68,49	31,51
	399,4/10	0,49	18,62	15,77	40,93	8,77	1,29	1,66	12,35	0	54,99	45,01
8165	543,0/6	0,19	18,35	14,27	42,9	9,8	0,58	0	13,3	0,21	52,56	47,44





Положение пород Еланского и Мамонского комплексов на диаграмме SiO2-(Na2O+K2O) [ по данным Чернышова Н.М., Переславцева А.В., Чернышовой М.Н.] :



Положение пород Еланского и Мамонского комплексов на диаграмме SiO2-Al2O3 [ по данным Чернышова Н.М., Переславцева А.В., Чернышовой М.Н.] :



Положение пород Еланского и Мамонского комплексов на диаграмме SiO2-MgO [ по данным Чернышова Н.М., Переславцева А.В., Чернышовой М.Н.]:

О Ортопироксениты Еланского комплекса (Центральное рудопроявление)

Пироксен-хлорит-амфиболовые апопироксенитовые породы Мамонского комплекса (Нижнемамонское месторождение)

Нориты Мамонского комплекса (Подколодновское месторождение)

### Рудная минерализация Елкинского рудопроявления

Вкрапленная руда. Скв.8182, глубина 405,0 м

Массивная руда. Скв. 8186, глубина 263,3 м

Гнездово-прожилковая руда.Скв.8186, глуб.245,8 м



Скважина 8186, глубина 217,3 м.

Скважина 8186, глубина 252,1 м.



Электронное изображение 1

400мкт

Электронное изображение 1

600мкт

Электронное изображение 1

### Химический состав минералов рудной зоны Елкинского рудопроявления.

	Химический	состав пи	рротина.		
глубина/уч.	№ точки	S	Fe	Со	Ni
252,4/1	3	38,34	61,13	0	0,47
	4	37,94	61,39	0	0,52
	5	38,56	60,92	0	0,32
	6	38,01	61,5	0	0
	7	37,97	61,46	0	0,38
252,4/2	4	38,18	60,82	0	0,5
	5	39,42	61,58	0	0,52
	9	38,14	61,11	0	0,48
	10	38,6	60,98	0	0
217,3/1	2	38,39	60,89	0,16	0,49
	3	39,2	60,66	0	0
	7	38,56	60,9	0	0,52
	8	37,94	61,42	0,25	0,39
217,3/2	1	37,69	60,77	0,41	1,14
	2	38,99	60,88	0	0,13
	3	39,35	60,11	0	0,54

Химический состав пентландита.

глубина/уч.	№ точки	S	Fe	Co	Ni
252,4/2	6	34,58	32,16	3,28	34,58
	7	32,93	31,28	3,82	31,98
	8	32,6	31,61	3,76	32,03
217,3/1	1	33,17	31,53	2,8	32,49
	6	33,16	32,66	2,99	31,19
	9	33,25	29,27	3,63	33,74
	10	33,18	30,48	3,17	33,18
217,3/1	4	32,96	30,12	3,24	33,68
	5	33,23	29,43	3,77	33,57
	6	33,2	29,16	3,24	34,4

# Химический состав герсдорфита.

глубина/уч.	№ точки	S	Fe	Со	Ni	As
217,3/1	4	17,51	5,24	18,08	10,35	48,82
	5	17,95	5,4	18,16	10,04	48,45

### Химический состав

халькопирита.

глубина/уч.	№ точки	S	Fe	Со	Ni	Cu
252,4/1	8	34,02	30,42	0,4	0	35,16
	9	34,38	31,32	0	0	34,08
	10	34,93	31,3	0,36	0	33,41
	11	34,52	30,42	0	0	34,9

### Химический состав магнетита.

глубина/уч.	№ точки	S		Fe	Со	Ni
217,3/2	7		0,45	97,63	1,64	0,29
	8		0	99,48	0	0,52

Примечание: микрозондовый анализ сделан в ВГУ, в аналитической лаборатории, микрозонд JEOL 6380 LV, аналитиком Пилюгиным С. М.

# Рудная минерализация Центрального рудопроявления

Вкрапленная руда. Скважина 7648, глубина 376,0 м



Гнездово-вкрапленная руда. Скважина 7648, глубина 399,4 м



### Вкрапленная руда. Скважина 7648, глубина 453,5 м



# Химический состав минералов рудной зоны Центрального рудопроявления.

			Химическии состав пирротина						
скв.		глубина/уч	S	Fe	Ni	Cu	Ag	Со	As
7	648	365,0/1	36,3	63,07	0	0	0	0,33	0
		365,0/2	36,29	62,79	0,21	0	0	0,6	0
		365,0/3	36,42	62,87	0	0	0	0,48	0,15
		365,0/4	36,48	62,64	0,22	0,15	0	0,34	0
		365,0/13	36,23	63,27	0	0	0	0,35	0
		365,0/14	36,27	62,73	0,18	0	0,15	0,54	0
		365,0/15	37,13	62,23	0	0	0	0	0,22
		365,0/17	36,05	63,71	0	0	0	0	0,11
		399,4/1	38,44	60,63	0,21	0,3	0,28	0	0
		399,4/2	39,28	60,16	0,2	0	0	0,25	0
		399,4/13	37,77	61,07	0,4	0	0	0,42	0
		399,4/14	38,03	60,95	0,15	0,26	0	0	0,35
		399,4/15	38,57	60,07	0,48	0	0	0,34	0,16
		453,5/1	37,94	61,2	0,4	0	0	0,23	0
		453,5/4	37,41	61,04	0,62	0,18	0	0,52	0
		453,5/14	37,43	61,39	0,27	0	0,39	0,45	0
		453,5/16	36,8	61,91	0,24	0,15	0,19	0,36	0
8	3165	543,0/1	39,12	59,89	0,21	0	0	0,46	0,22
		543,0/2	38,18	60,87	0,27	0	0,21	0,45	0
		543,0/3	38,57	60,8	0	0	0	0,31	0
		543,0/4	38,21	61,09	0	0	0,2	0,19	0
		543,0/11	38,82	60,52	0,16	0	0	0,15	0,22
		543,0/13	38,19	61,13	0	0	0	0,28	0

Химический состав арсенопирита

СКВ.	глубина/уч.	S	Fe	Со	Ni	As
8165	543,0/12	17,22	31,68	1,21	1,78	47,84

### Скважина 8165. Глубина 543,0 м.



SEM HV: 20.00 kV Vac: HiVac SEM MAG: 167 x Det: BSE Detector Date(m/d/y): 02/15/12 Ван К.В.

RSMA Group IEM RAS

### Скважина 7648. Глубина 399,4 м.



# Химический состав хромшпинелидов:

### Центрального рудопроявления

Елкинского рудопроявления

СКВ.	глубина/уч.	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	TiO <sub>2</sub>
7648	453,5/5	15,44	42,71	37,29	0,82
	453,5/8	16,9	42,01	35,9	0,88
	453,5/9	14,24	44,65	36,38	0,66
	453,5/13	16,62	42,62	36,08	0,79

СКВ.	глубина /уч.	№ точки	Al2O3	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	TiO2
8165	252,4/1	1	10,53	53,14	29,65	1,24
		2	10,2	53,58	28,81	0,72
	252,4/2	2	10,53	52,81	30,08	0
		3	9,91	54,97	30,03	0,53

Диаграмма составов хромшпинелидов из сульфидных руд Елкинского,

Центрального рудопроявлений и Елань-Коленовского массива

[по данным Н.М.Чернышова]



# Выводы:

- По результатам минералого-петрографического и петрохимического исследований, было установлено, что нориты Елкинского и ортопироксениты Центрального рудопроявлений характеризуются повышенной магнезиальностью, пониженным содержанием алюминия и щелочей. Эти факторы, наряду с прочими, являются формационными особенностями пород Еланского комплекса.
- Главными рудообразующими минералами для Елкинского рудопроявления являются пирротин, пентландит и халькопирит. Для Центрального – пирротин. Важной особенностью является постоянное присутствие высокохромистых хромшпинелидов в этих рудопроявлениях.
- Все вышеперечисленное обосновывает формационную принадлежность Елкинского и Центрального рудопроявлений к еланскому комплексу, в котором ортопироксениты последнего явились наиболее ранней фазой.

# Благодарю за внимание!

# Доклад на тему:

# «Геологическая характеристика девонского магматизма юго-восточной части Воронежской антеклизы»

Студентка 4 курса д/о.

Ушакова И.О.

Руководитель: доцент А.Ю. Альбеков.

Цель курсовой работы: Дать общую геологическую характеристику позднедевонской трапповой формации юговосточной части Воронежской антеклизы на примере лавового поля, расположенного в северной части зоны Мигулинско-Новохоперского глубинного разлома (по скважине 175).

# Для достижения цели потребовалось решить следующие задачи:

- Знакомство с геологическим строением северной части зоны Мигулинско-Новохоперского глубинного разлома;
- Изучение геологии позднедевонской трапповой формации Воронежской антеклизы;
  - Минералого-петрографическая характеристика базальтов по скважине 175.



230

😳 Площади распростраения базальтов

# Петрографическая колонка по скважине №175.





231

Скважина вскрыла три лавовых покрова: 1 покров - лейкобазальты мощностью 12,1 м (инт. 198,0-210,1 м); 2 покров - андезито-базальты мощностью 27,0 м (инт.171,0-198,0 м); 3 покров - лейкобазальты мощностью I5,0 м (инт. 156,0-171,0 м).

<u>Лейкобазальты</u> (I и III покровы) отличаются большой раскриссталлизацией. Макроскопически это темно-серые, тонкозернистые породы с вкрапленниками плагиоклаза (10-20 %), размеры которых в среднем не более I мм.

Андезито-базальты (II покров) представляют темно-серые почти черные породы с менее раскристаллизованной основной массой. 232

# <u>1 лавовый покров.</u>

В лейкобазальтах І покрова преобладают планофировая и мелкопорфировая структуры, реже отмечается линофировая (только в нижней части покрова). Из микроструктур основной массы наиболее часто встречается микродолеритовая, реже распространены пилотакситовая (в нижней зоне покрова), и микродолеритовоинтерсертальная (в верхней части покрова).

# Структуры пород первого лавового потока



Лейкобазальт 1 покрова с гиалопилитовой (планофировой) структурой. (скв. 175 гл. 202,5 м; проходящий свет).



Лейкобазальт 1 покрова с гиалопилитовой (планофировой) структурой. (скв. 175 гл. 202,5 м; николи скрещены).



Лейкобазальт 1 покрова мелкопорфировой структуры.(скв. 175 гл. 203,3 м; проходящий свет).



Лейкобазальт 1 покрова мелкопорфировой структуры.(скв. 175 гл. 203,3 м; николи скрещены).

# 2 лавовый покров.

В андезито-базальтах, слагающих II покров, наиболее часто отмечается мелкопорфировая структура, реже встречается гломеропорфировая (в средней зоне покрова) и планофировая (в нижней и верхней зонах) структуры. Из микроструктур основной массы наиболее распространены интерсертально-микродолеритовая и микродолеритово-интерсертальная. Последняя близ верхней границы покрова местами переходит в гиалопилитовую структуру.

# Структуры пород второго лавового покрова

236



Андезито-базальт 2 покрова гломеропорфировой структуры. (скв. 175 гл. 179,2 м; проходящий свет).



Андезито-базальт 2 покрова гломеропорфировой структуры. (скв. 175 гл. 179,2 м; николи скрещены).



Андезито-базальт 2 покрова интерсертальной структуры. (скв. 175 гл. 182,2 м; проходящий свет).



Андезито-базальт 2 покрова интерсертальной структуры. (скв. 175 гл. 182,2 м; николи скрещены).

# Структуры пород второго лавового покрова

237



Андезито-базальт II покрова. Мелкопорфировая структура. (Скв. 175, гл. 184,1 м. проходящий свет).



Андезито-базальт II покрова. Мелкопорфировая структура. (Скв. 175, гл. 184,1 м. николи скрещены).



Порфировый андезито-базальт 2 покрова. (скв. 175 гл. 190,3 м; проходящий свет).



Порфировый андезито-базальт 2 покрова (скв. 175 гл. 190,3 м; николи скрещены).

# З лавовый покров.

В III покрове, сложенном лейкобазальтами, отмечены планофировая, мелкопорфировая, линофировая И гломеропорфировая структуры, Планофировая и линофировая структуры характерны для нижней и верхней зон покрова, гломеропорфировая - для верхней, мелкопорфировая - для средней. Из микроструктур основной массы чаще встречаются интерсертальномикродолеритовая, наиболее типичная для средней зоны покрова, Гиалопилитовая и интерсертальная распространены только в нижней зоне, пилотакситовая и микролитовая отмечаются в верхней и нижней зонах.

# Структуры пород третьего лавового потока



Лейкобазальт микродолеритовой структуры. (скв. 175 гл. 167,2 м; проходящий свет).



Лейкобазальт микродолеритовой структуры. (скв. 175 гл. 167,2 м; николи скрещены).



Лейкобазальт линофировой структуры. (скв. 175 гл. 169,7 м; проходящий свет).



Лейкобазальт линофировой структуры. (скв. 175 гл. 169,7 м; николи скрещены).

# Минеральный состав базальтов по скважине 175

Минералы	Лейкобазальты (1 и 3 покров)	Андезито-базальты (2 покров)
Плагиоклаз	Большее количества вкрапленников присущи для нижних зон обоих покровов лейкобазальтов (до 20 %), а наименьшие - для верхней и средней зон III покрова (6-10 %). Средний состав вкрапленников – An53-56.	Андезито-базальты отличаются сравнительно стабильным содержанием вкрапленников плагиоклаза (14-17 %) и большими их средними размерами (в 1,5-2 раза) чем у лейкобазальтов. Средний состав вкрапленников – Ап50.
Клинопироксен (пижонит)	Содержания клинопироксена в лейкобазальтах колеблются от 16 до 26 %. Средние количества пироксена 20 (III покров) - 23 % (I покров). В лейкобазальтах отмечается уменьшение содержаний клинопироксена от нижних зон покровов к верхним.	Средние количества пироксена, в андезито-базальтах - 15 %. В андезито-базальтах наименьшие количества пироксена присущи для средней зоны покрова (12 %)

# Порфировые вкрапленники плагиоклаза



Андезито-базальт 2 покрова. Порфировые вкрапленники плагиоклазов.(скв. 175 гл. 180,5 м; проходящий свет).



Андезито-базальт 2 покрова.Порфировые вкрапленники плагиоклазов. (скв. 175 гл. 180,5 м; николи скрещены).



Лейкобазальт 3 покрова. Порфировое зерно плагиоклаза.(скв. 175 гл. 169,7 м; проходящий свет).



Лейкобазальт 3 покрова. Порфировое зерно плагиоклаза.(скв. 175 гл. 169,7 м; николи скрещены).

# Плагиоклаз и клинопироксен



Лейкобазальт 1 покрова. Порфировые вкрапленники плагиоклаза.(скв. 175 гл. 202,5 м; проходящий свет).



Лейкобазальт 1 покрова.Порфировые вкрапленники плагиоклаза.(скв. 175 гл. 202,5 м; николи скрещены).



Лейкокобазальт 3 покрова. В центре гломеропорфировый вкрапленник пироксена и плагиоклаза. (скв. 175 гл. 163,7 м; проходящий свет).



Лейкокобазальт 3 покрова. В центре гломеропорфировый вкрапленник пироксена и плагиоклаза. (скв. 175 гл. 163,7 м; николи скрещены).

# Вкрапленник пижонита



Андезито-базальт 2 покрова. Вкрапленник пижонита.(скв. 175 гл. 179,2 м; проходящий свет).



Андезито-базальт 2 покрова. Вкрапленник пижонита.(скв. 175 гл. 179,2 м; николи скрещены).

магнетит	В нижней зоне I покрова, а также нижняя и верхняя зоны III покрова содержат равномерную вкрапленность магнетита 5-7%	верхняя зона - II покрова, содержит равномерную вкрапленность магнетита 4- 5%.
титаномагнетит	Титаномагнетит представлен ксеноморфными зернами магнетита с тонкопластинчатыми выделениями ильменита.	Титаномагнетит представлен ксеноморфными и гипидиоморфными зернами магнетита с тонкопластинчатыми и тонко-решетчатыми выделениями ильменита.
Ильменит и пирит	Встречаются очень редко. Ильменит образует удлиненные пластинки размером до 0,12 x 0,01 мм, пирит - ксеноморфные зерна размером не больше 0,01 x 0,01 мм. В средней зоне III покрова присутствуют зерна с толстопластинчатыми выделениями ильменита.	Встречаются очень редко. Ильменит образует удлиненные пластинки размером до 0,12 x 0,01 мм, пирит - ксеноморфные зерна размером не больше 0,01 x 0,01 мм.
		244

халькопирит	Халькопирит слагает ксеноморфные зерна размером до 0,06 x 0,05 мм. Распределен крайне неравномерно. Наиболее характерен для верхней зоны III покрова. Размеры до 0,06 x 0,05 мм, В средней зоне I покрова халькопирит встречается в виде округлых включений размером меньше 0,02 x 0,02 мм.	
карбонат	Карбонат иногда развивается в виде аллотриоморфных выделений по плагиоклазу и вулканическому стеклу, в III покрове очень редко замещает пижонит.	Карбонат иногда развивается в виде аллотриоморфных выделений по плагиоклазу и вулканическому стеклу.
Хлорит	Хлорит от зеленого до буро- зеленого, замещает пижонит, изредка вулканическое стекло и иногда выполняет секущие прожилки. Наибольшие количества хлорита встречаются близ нижней границы I покрова и в верхней части III покрова.	Хлорит от зеленого до буро- зеленого, замещает пижонит, изредка вулканическое стекло и иногда выполняет секущие прожилки. 245

# Прожилки хлорита в базальте



Андезито-базальт 2 покрова. Прожилки хлорита в базальте. (скв. 175 гл. 180,5 м; проходящий свет).



Андезито-базальт 2 покрова. Прожилки хлорита в базальте.(скв. 175 гл. 180,5 м; николи скрещены).

Графики зависимости содержаний породообразующих окислов и содержаний кремнезема в базальтах верхнедевонского возраста юго-восточной части Воронежской антеклизы.



Графики зависимости содержаний породообразующих окислов и содержаний кремнезема в базальтах верхнедевонского возраста юго-восточной части Воронежской антеклизы.



SiO<sub>2</sub>

# График положения составов пород позднедевонской трапповой формации на диаграмме сумма щелочей – кремнезём



# Вывод по петрохимическим диаграммам:

На петрохимических диаграммах показано, что все породы образуют единый сингенетический ряд, который характеризуется увеличением концентрации Al2O3 по мере увеличения содержания SiO<sub>2</sub>, при одновременном снижении содержания TiO<sub>2</sub>, MgO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO, при равномерном содержании CaO. Анализ классификационной петрохимической диаграммы показывает, что изучаемые породы относятся к группе средних пород нормального и субщелочного ряда. А вариационные точки, характеризующие породу преимущественно попадают в поля андезио-базальтов и андезитов, реже трахиандезио-базальтов и трахиандезитов. Это требует проведения дополнительных исследований. Для этого мною отобраны пробы по скважине № 175, 8649, 7705 (Новохоперская площадь), 2Г (Советская площадь), 39 (Калачеевская площадь), по которым будут проведены петрохимический исследования с микрозондовым анализом, а так же анализы на петрогенные редкие рассеянные элементы методами РФА И ISP-MS в лаборатории ИГЕМ РАИ г. Москва.

# Заключение

Была охарактеризована позднедевонская трапповая формация, распространенная на юговостоке Воронежской антеклизы. Более детально изучены породы, приуроченные к лавовому полю в северной части зоны Мигулинско-Новохоперского глубинного разлома (скв.175). Приведена минералого-петрографическая и петрохимическая характеристика вулканитов. По данным петрохимии составлена классификационная диаграмма сумма щелочей-кремнезем. Сделан вывод о своеобразии состава пород и их отличии от типичных трапповых формаций.

# БЛАГОДАРЮ ЗА ВНИМАНИЕ
## Геологическое строение и минералого-петрографическая характеристика дунит-гарцбургитового комплекса Наранского офиолитового массива (Западная Монголия)

КАФЕДРА МИНЕРАЛОГИИ, ПЕТРОГРАФИИ И ГЕОХИМИИ Долгушина А.О. 4 курс

### Наранский офиолитовый массив

Image © 2012 GeoEye Image © 2012 DigitalGlobe

Image © 2012 TerraMetrics

Дата съемки: 11.9.2007

46° 13'55.11" С 96° 35'48.83" В Еысэта над уровнем моря: 126/16-ты камеры над уровнем моря: 47.77 км 🏹

Google earth

forPowerPoint4.avi

## Положение в тектонической структуре Монголии

(Пинус, 1984)



#### Офиолитовые пояса:

- 1 Дзабханский
- 2-Толбонурский
- 3- Баянхонгорский

- 4 Прихубсугульско-Сангиленский
- 5 Прихубсугульский
- 6 Ханхухэйский
- 7 Северо-Гобийский
- 8 Керуленский 255

- 9-Баянлэгский 10 – Гобийский
- 11-Солонкерский

### Схематическая геологическая карта Наранского массива (Пинус, 1984)



## Современная структура массива



### Схематическая колонка



## **Рудоносность** (*г.н. Савельева 2011*)



 А – пересечение ультраосновного массива в плане с участками наиболее вероятного положения хромитовых тел;

Б - на врезках - структура участков (план), вмещающих хромитовое оруденение:

I. в краевых дунитах,

II. в дунит-гарцбургитах,

III. в области перехода гарцбургитлерцолит.

- 1 верлит-дунит-пироксенитовый комплекс, 5 лерцолиты,
- 2 дуниты,
- 3 дунит-гарцбургитовый комплекс,
- 4 гарцбургиты,

- 6 хромитовые руды,
- 7 траектория полосчатости гарцбургитов-
- 259 лерцолитов.

## Строение дунит-гарцбургитового комплекса и точки отбора проб







Состав:

Оливин 70-80% Ортопироксен 20-25% Диопсид 2-5% Хромшпинелид 1-1,5%







Свежий

Частично серпентинизированный Полностью серпентинизированный





Состав: Оливин 98-99% Хромшпинелид 1-2% Пироксен до 5%







Свежий

Частично серпентинизированный Полностью серпентинизированный с зернами хромита

## Хромитовые руды

Содержание Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в рудах 52 — 61мас.%; в рудообразующем хромшпинелиде — 53,8-63,1 мас.%.



Густовкрапленная руда

#### Средневкрапленная руда



Порода	Fa %	Оливин	
Хромитовые руды	0,00 - 5,55	форстерит	
Реститовый дунит	9,82 — 12,67	форстерит-хризолит	
Кумулятивный пироксенит	12,16 – 15,65	хризолит	

## Пироксены

Ортопироксены (реститовый комплекс) Клинопироксены (комулятивный комплекс)

Бронзит (Fs 10,74-12,00 %)

Примеси:

Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: 0,41 -0,55 вес.% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: 0,36-0,54 вес.%

СаО: 0,63-0,79 вес.%

Диопсид Примеси: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: 2,25 -2,82 вес.% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: 0,81-0,93 вес.%



Преобладают *лизардит* и антигорит, хризотил редок.

Примеси: *FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>*: 1,28-5,37 вес.% *NiO*: 0,29-0,41 вес.% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: 0,6-10,02 вес.% (только для комулятивного комплекса)



#### Реститовый комплекс



#### Кумулятивный комплекс



Bec.%	MgO	FeO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
1	16,58	8,36	50,42	18,19	4,99
2	9,75	17,71	60,66	8,59	1,41
3	5,26	18,75	40,73	0	31,34

Bec.%	MgO	FeO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
1	17,67	10,84	28,69	39,89	1,98
2	4,095	16,73172	22,825	1,18	48,03828



#### Диаграмма состава хромшпинелидов Наранского офиолитового массива





#### Диаграмма зависимости хромистости (Cr#) от магнезиальности (Mg#) для хромшпинелидов Наранского массива.



## Спасибо за внимание.

СЕКЦИЯ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

## ГЕОХИМИЯ ГРАНИТОВ БОБРОВСКОГО КОМПЛЕКСА ВКМ

Козлова Е.Н.

#### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ВОСТОКА ВКМ



275

#### ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

- Объектом настоящего исследования являются гранитоиды востока Воронежского кристаллического массива (ВКМ) - Восточно-Воронежской провинции (Воронцовской структуры), выполненной метатерригенными породами воронцовской серии, занимающими огромную площадь между двумя докембрийскими коровыми сегментами Восточно-Европейской платформы - Сарматией и Волгоуралией. Восточно-Воронежская провинция отделяет Сарматский сегмент докембрийской коры от Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейской платформы.
- Нами изучаются массивы гранитоидов, прорывающие осадочнометаморфические породы воронцовской серии в восточной части Калач-Эртильской структурно-тектонической зоны в 15-20 км юговосточнее крупного Еланского габбро-норитового плутона мамонского комплекса. Это Ворошиловский массив мелко-среднезернистых мусковит-биотитовых гранитов, вскрытых скважинами 8696, 8769 и 8П, гранитоиды южного обрамления Романовского диорит-норитового массива еланского комплекса, разбуренные скважиной 8410.Мелкосреднезернистые микроклин-биотитовые граниты Красненского массива, скв 8634. Кроме этого для сопоставления нами привлечены геохимические данные для лейкократовых гранитов Коршевского и Панинского массивов (скважины 0162,0163 и с-062) в западной части воронцовской структуры, которые являются петротипом гранитов бобровского комплекса.

## ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ПЛАВЛЕНИЕ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД ВОРОНЦОВСКОЙ СЕРИИ

Для экспериментального плавления был отобран образец из керна скважины 8061 глубина 218 м (8061/218), представляющий собой метапесчаник мелкозернистый с бластопсаммитовой структурой. Обломки (40-45 %) представлены на 80 % кварцем, цемент перекристаллизованный, кварц-плагиоклазовый. Минеральный состав (мод. %): кварц - 55, плагиоклаз ( $X_{Ca} = 0,01-0,16$ ) - 25, биотит ( $X_{Fe} = 0,47-0,49$ ) - 15, мусковит до 5. Акцессорные минералы представлены рутилом, апатитом, ильменитом, монацитом, цирконом и пиритом.

Образец из керна скважины 8277 глуб. 382 м (8277/382) представляет собой сланец мелкозернистый с лепидобластовой с реликтами бластопсаммитовой текстуры. Минеральный состав (мод. %): кварц - 40, плагиоклаз ( $X_{Ca} = 0,16-0,19$ ) - 30, биотит ( $X_{Fe} = 0,35-0,39$ ) - 15, кальцит - 15. В породе отмечаются единичные чешуйки мусковита и хлорита. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, бритолитом и пиритом.

#### Методика эксперимента

Образец был раздроблен и истерт в агатовой ступке с добавлением спирта до размера частиц 20 мкм. По 150 мг вещества было загружено в две золотые ампулы длиной 15 мм, диаметром 4 мм и толщиной стенок 0,1 мм. Для опыта «сухого» плавления не запаянная капсула в течение 1 часа была нагрета до 120 °С для удаления адсорбированной воды. Для «мокрого» плавления в ампулу было добавлено 4,6 % дистиллированной воды (7 г). После этих операций ампулы были запаяны и взвешены.

Эксперименты проводились на установке высокого газового давления в Институте экспериментальной минералогии РАН (ИЭМ РАН) при температуре 850 °С и давлении 3 кбар. Эти условия поддерживались в течение 14 суток. После этого закалочные стекла охлаждались со скоростью около 30 °С за 30 секунд.

#### МЕТОДИКИ АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

- Изучение состава породообразующих и акцессорных минералов проводилось на растровом электронном микроскопе «Jeol 6380 LV» с системой количественного энергодисперсионного анализа INCA (ВГУ). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 1,2 нА, время набора спектра 70 сек, диаметр пучка 3 мкм. ZAF коррекция при расчете содержания окислов и оценка точности проводились с помощью комплекта программ математического обеспечения системы. Точность анализа систематически контролировалась по эталонным образцам природных и синтетических минералов.
- Анализы химического состава проб производились на спектрометре последовательного действия PW-2400 производства компании Philips AnalyticalB.V (аналитик А.И. Якушев). При калибровке спектрометра использованы отраслевые и государственные стандартные образцы химического состава горных пород и минерального сырья (140CO, 56 ГСО). Подготовка препаратов для анализа породообразующих элементов выполнена путем плавления 0.3 г порошка пробы с 3 г тетраборатлития в индукционной печи с последующим отливом гомогенного стеклообразного диска. Точность анализа составляла 1-5 отн. % для элементов с концентрациями выше 0.5 мас. % и до 12 отн. % для элементов с концентрацией ниже 0.5 мас. %.
- Малые и редкие элементы определялись методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP-MS) в ИМГРЭ и АСИЦ ИПТМ РАН. Разложение образцов пород, в зависимости от их состава, проводили путем кислотного вскрытия как в открытой, так и в закрытой системах. Контроль химического выхода при проведении процедуры разложения образцов осуществлялся с помощью 161Dy. Пределы обнаружения для REE, Hf, Ta, Th, U составляли 0.02-0.03 ppm, для Nb, Be, Co 0.03-0.05 ppm, для Li, Ni, Ga, Y 0.1 ppm, для Zr 0.2 ppm, для Rb, Sr, Ba 0.3 ppm, для Cu, Zn, V, Cr 1-2 ppm. Правильность анализа контролировалась путем измерения международных и российских стандартных образцов GSP-2, BM, СГД-1А, СТ-1. Относительное стандартное отклонение для всех элементов не превышало 0.3 при измерении содержания этих элементов до 5\*ПО и не превышало 0.15 при измерении содержания >5\*ПО.
- Для Th-U-Pb датирования монацита in situ поиск и идентификация его зерен в шлифах проводились по их BSEизображениям и энергодисперсионным спектрам; элементное картирование зерен - на основе измерения интенсивности пика и фона. Пределы обнаружения ThO2, UO2 и PbO в монаците составляют 160, 82 и 72 ppm соответственно (микрозонд Cameca SX 100, пять волновых спектрометров ИГГ УРО РАН). Съемка проводилась при ускоряющем напряжении 15 кВ, ток пучка 240 нА. Время измерения интенсивности на пике для Th, U, Pb составляло по 400 с, для остальных элементов 10 с, на фоне - в два раза меньше. Общее время анализа одной точки - 15 мин, что оптимизировало условия съемки по величине отношения сигнал/шум и степени радиационного «выгорания» пробы под электронным пучком. Для каждого из анализируемых элементов подбирались параметры детектора и последовательность проведения измерений; при этом погрешности определения элементов составляли ΔTh/Th = 3,12-3,16, ΔU/U = 1,92-9,52, и ΔPb/Pb = 1,90-2,71 отн. %. Расчёт возраста монацитов проводился в рамках двух альтернативных подходов: по единичным определениям содержаний U, Th, Pb в точке зерна минерала и из Th/Pb-U/Pb - псевдоизохроны .

100An/(Or+An)



Составы гранитов востока ВКМ на классификационной диаграмме 100Qtz/(Qtz+Or+Ab+An) - 100An/(An+Or)



Составы гранитоидов востока ВКМ на классификационной диаграмме SiO<sub>2</sub>-(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O-CaO)

1 - Романовский массив, 2 - Ворошиловский массив, 3 - Коршевский массив,
4 - Панинский массив; 5 - Красненский массив ; 6 - Таловский массив
7-результат эксперимента



Составы гранитоидов востока ВКМ на классификационной диаграмме по железистости (Frost et al., 2001)



Распределение REE, нормализованное к составу хондрита в гранитоидах востока ВКМ



Рис. 8. Местоположение точек измерений и значения возрастов в монацитах из гранитоидов Романовского массива (обр. 8410/293)







### Выводы:

1.Гранитоиды восточной части Воронцовской структуры отличаются от гранитов Коршевского массива (петротипа бобровского комплекса) высокими железистостью, концентрацией титана, фосфора, циркония, иттрия и тяжелых REE и отчетливой калиевой специализацией.

2.Геохимические особенности гранитоидов, такие как повышенная щелочность, при существенно калиевой специализации, высокая железистость, Повышенные концентрации Ti, P, Zr, Y и тяжелых REE,сближают их с анорогенными гранитами А-типа или с гранитоидами постколлизионных обстановок на стадиях распада коллизионных орогенов.

3. Дополнительным аргументом в пользу постколлизионной обстановки формирования гранитоидов Романовского и Ворошиловского массивов, является тот факт, что их возраст определенный по моноцитам (1984+-20млн. и 1961+-29млн. лет) оказывается несколько моложе возраста постколлизионного высокотемпературного низкобарического зонального метаморфизма метаосадочных пород воронцовской серии, оцененного также по моноцитам в интервале 2002-2015млн.лет.

# Спасибо за внимание!
#### СЕКЦИЯ СТРАТИГРАФИИ, ГЕОЛОГИИ И ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ФАНЕРОЗОЯ

Строение и вещественный состав коры выветривания западного участка месторождения апатитштаффелитовых руд Ковдорского массива щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов

В.А. Жабин

# Географическое положение.



<u>Схематическая геологическая карта Ковдорского массива</u>, Мурманская область. Авторы: Сулимов Б.И., Кольцова Т.П., Нечаев С.А., Афанасьева Н.В., Домбровская Т.П. (Ковдорская ГРП).



#### Геологическая карта апатит-штаффелитового месторождения



# Участок работ «Западный»



# Геологический разрез по профилю 52



# Геологический разрез по профилю 53

![](_page_295_Figure_1.jpeg)

### Карбонатиты под оптическим микроскопом.

![](_page_296_Picture_1.jpeg)

# Рентгенограмма карбонатитов.

Sam Date Rang	ple ID: -, Sample nam e: 12/15/10 22:35 Step : ge: 2.000 - 70.000° Step	e: -, Temp: 25.0°C 0.020° Integration Tir Scan Rate: 2.400 [°/n	ne: 0.506 sec nin]			Vert. Scale I Horz. Scale	Jnit: [CPS] Unit: [deg]
10000_	(s )		тир				10.50 SG
8000_							
6000_							
4000_	Фло	Mar	Доломит Ка	Магне	н Кальци		
2000_	гопит	нетит	льцит	етит	{альцит т		
0	10.0	20.0	<u>30.0</u>	298 <b>40.0</b>	50.0	60.0	70.0

#### Структура карбонатитов под электронным микроскопом.

![](_page_298_Picture_1.jpeg)

### Штаффелит под оптическим микроскопом.

![](_page_299_Picture_1.jpeg)

# Состав рыхлой разновидности апатит-штаффелитовой руды по данным рентгенофазового анализа.

![](_page_300_Figure_1.jpeg)

#### Структура апатита из рудной зоны под электронным микроскопом.

![](_page_301_Picture_1.jpeg)

![](_page_302_Picture_0.jpeg)

![](_page_302_Picture_1.jpeg)

# Белый

# Голубовато-зеленый

![](_page_303_Picture_0.jpeg)

Белый

### Голубовато-зеленый

#### Ксенолиты фенитов под оптическим микроскопом.

![](_page_304_Picture_1.jpeg)

## Структура фенита под электронным микроскопом.

![](_page_305_Picture_1.jpeg)

#### СЕКЦИЯ ОБЩЕЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОДИНАМИКИ

Тектоническая позиция и вещественный состав медно-никелевого месторождения Шануч (Центральная Камчатка).

Выполнил магистр 2 года обучения Лебеденко К.А

#### Схема геологического строения Шанучского рудного узла

![](_page_308_Figure_1.jpeg)

![](_page_309_Figure_0.jpeg)

#### Схема геологического строения месторождения Шануч.

#### Геологический разрез месторождения Шануч.

![](_page_310_Figure_1.jpeg)

Масштаб: вертикальный 1:5000 горизонтальный 1:10000

Позд

Поздний мел. Дукукский комплекс габбро-перидотитовый

Поздний мел. Крутогоровский комплекс гнейсоплагиогранитовый

Полезные ископаемые

#### Взаимодействие Камчатского и Алеутского структурного направления

![](_page_311_Picture_1.jpeg)

## Габбро-норит

![](_page_312_Picture_1.jpeg)

## Майченерит

![](_page_313_Picture_1.jpeg)

Элемент	Весовой %	Атомный%
Pd L	27.60	37.88
Te L	25.92	29.66
Bi M	46.48	32.47
Итоги	100.00	

### Золото

![](_page_314_Picture_1.jpeg)

Элемент	Весовой %	Атомный%
Fe K	2.61	7.90
Ag L	11.39	17.84
Au M	85.29	73.14
Итоги	100.00	

## Сперрилит

![](_page_315_Picture_1.jpeg)

Элемент	Усл.	Интенсивность	Весовой %	Весовой %	Атомный%
S K	0.21	0.5908	0.34	0.17	1.18
Fe K	0.33	1.2563	0.26	0.18	0.52
Ni K	0.00	1.1554	0.00	0.00	0.00
As L	67.32	1.4729	44.14	0.55	66.38
Pt M	39.41	0.6889	55.26	0.56	31.91
Итоги			100.00		

![](_page_316_Picture_0.jpeg)