

# Условия развития раннепалеозойского базальтового и пикритового магматизма Западной Сибири

Симонов В. А., Конторович В. А., Ступаков С. И., Сараев С. В., Филиппов Ю. Ф., Котляров А. В.

## Аннотация

Геолого-петрологические, изотопно-геохимические ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  анализ, данные по петрохимии и геохимии редких, редкоземельных элементов) и минералогические исследования свидетельствуют о том, что формирование раннепалеозойских базальтовых и пикритовых комплексов фундамента Западно-Сибирской плиты связано с развитием кембрийской (520 - 495 млн лет) субдукционной зоны Палеоазиатского океана. Использование составов клинопироксенов и амфиболов (а также программ расчетного моделирования) позволило установить РТ параметры формирования раннепалеозойских пикритовых комплексов. Кристаллизация клинопироксенов началась на значительных (25-20 км) глубинах и при высоких (1300-1275°C) температурах. В условиях повышенных (8-7 кбар) давлений при температурах 1540-1490°C могло идти формирование оливина. На уровне 6.1-4.5 кбар и при значительно более низких температурах (1105-1060°C) наиболее вероятно образовывались амфиболы. Петрохимические исследования, а также данные по редким и редкоземельным элементам в породах рассмотренных раннепалеозойских комплексов Западной Сибири свидетельствуют о сложности их формирования при участии магматических систем с признаками базальтовых (островных дуг и задуговых бассейнов), пикритовых, шошонитовых (а также типа WPB) расплавов. В целом, учитывая сходство геохимических характеристик раннепалеозойских базальтоидов и пикритов фундамента Западной Сибири с особенностями вулканитов Камчатки, предполагается, что формирование значительной части рассмотренных древних комплексов происходило по модели, связанной (как и в случае Срединного хребта на Камчатке [Перепелов, 2014]) с действием обогащенных магматических систем в ходе развития деструктивного окна («slab-window») при разрыве субдуцированной плиты на фоне развития обычного островодужного магматизма.

## Ключевые слова:

Базальтовые и пикритовые комплексы, фундамент Западно-Сибирской плиты,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  анализ, петрохимия и геохимия, РТ параметры магматизма, клинопироксен, амфибол, Basalt and picrite complexes, foundation of the West Siberia Plate,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  analysis, petrochemistry and geochemistry, РТ parameters of magmatic systems, clinopyroxene, amphibole

**УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОГО БАЗАЛЬТОВОГО И ПИКРИТОВОГО МАГМАТИЗМА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ****В.А. Симонов<sup>1,3,4</sup>, В.А. Конторович<sup>2</sup>, А.В. Котляров<sup>1,4</sup>, С.В. Сараев<sup>2</sup>, Ю.Ф. Филиппов<sup>2</sup>, С.И. Ступаков<sup>1</sup>**<sup>1</sup>*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*<sup>2</sup>*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*<sup>3</sup>*Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия*<sup>4</sup>*Казанский федеральный университет, 420008, Казань, ул. Кремлевская, 18, Россия***ВВЕДЕНИЕ**

В фундаменте Западно-Сибирской плиты присутствуют два основных типа базальтовых ассоциаций. Наибольшим вниманием пользуются серии пород пермотриасового возраста [Альмухамедов и др., 1998; Бочкарев и др., 2003; Медведев и др., 2003; Сараев и др., 2009; Симонов и др., 2010; Иванов и др., 2016; Reichov et al., 2005; и др.], формирование которых связывается с масштабными событиями платобазальтового магматизма на Сибирской платформе и в Западной Сибири. Более древние палеозойские базальтовые ассоциации рассмотрены в меньшей степени [Конторович и др., 1999; Сараев, Пономарчук, 2005; Иванов и др., 2016; Симонов и др., 2014; и др.]. Совсем ограниченное число публикаций содержит информацию о палеозойских пикритовых комплексах в фундаменте Западной Сибири [Кузоватов и др., 1988, 1996; Симонов и др., 2018, 2019].

Несмотря на значительный интерес к палеозойским базальтовым и пикритовым комплексам фундамента Западно-Сибирской плиты, многие проблемы их происхождения остаются невыясненными. Прежде всего, это касается палеогеодинамических ситуаций образования пикробазальтовых ассоциаций и их связей с развитием древних океанических структур. Значительное количество вопросов вызывают время проявления, условия кристаллизации и параметры магматических систем, ответственных за формирование палеозойских базит-ультрабазитовых эффузивов фундамента Западной Сибири.

Соответственно, целью данной статьи является уточнение палеогеодинамической обстановки, времени образования, а также выяснение физико-химических параметров кристаллизации палеозойских базальтовых и пикритовых пород фундамента Западно-Сибирской плиты. Для решения поставленных задач были проведены исследования образцов основных и ультраосновных пород, отобранных из керна скважин в среднем течении р. Оби в юго-восточной части Западной Сибири – Чкаловская (в 70 км ниже устья р. Тым) и Вездеходная (в междуречье р. Кеть и р. Тым) площади.

Особенностью работ является комплексный подход с использованием геолого-петрологических, петрохимических, изотопно-геохимических, минералогических методов исследований образцов керна скважин и проведение сравнительного анализа полученных результатов с данными по эталонным объектам в современных областях, что позволило наиболее обоснованно рассмотреть процессы и время развития магматических систем при формировании палеозойских ассоциаций фундамента Западно-Сибирской плиты.

Учитывая то, что, судя по предыдущим работам [Конторович и др., 1999; Сараев и др., 2004; Сараев, Пономарчук, 2005; Симонов и др., 2014, 2019; и др.], формирование рассматриваемых комплексов связано с развитием активной палеоокеанической окраины, сравнение проводилось преимущественно с современными системами на западе Тихого океана, по магматизму которых у авторов есть собственные данные [Симонов и др., 2002, 2004; Добрецов, Симонов и др., 2016, 2017, 2019].

**МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ**

Для всех образцов, отобранных из керна скважин на Чкаловской и Вездеходной площадях, были изучены шлифы. Составы пород и минералов установлены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск) и в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Оригинальные анализы, полученные непосредственно авторами статьи, приведены в таблицах 1-5.

Петрохимические составы определены с помощью рентгено-флуоресцентного метода на спектрометре ARL-9900-XP фирмы Thermo Electron Corporation. Для контроля использованы государственные стандартные образцы горных пород (МУ – 1, СТ – 1А и др.). Диапазоны определяемых содержаний (мас. %) следующие: Na<sub>2</sub>O – 0.04-15; MgO – 0.05-45; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0.01-30; SiO<sub>2</sub> – 0.01-100; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0.01-2; K<sub>2</sub>O – 0.01-10; CaO – 0.01-40; TiO<sub>2</sub> – 0.01-2; MnO – 0.01-2; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0.01-20; BaO – 0.005 – 0.5; П.п.п. 0.2 - 30.

Содержания редких и редкоземельных элементов установлены методом ICP-MS (масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой) на масс-спектрометре Finnigan Element. Пределы обнаружения для большинства редких и редкоземельных элементов составляют от 0.01 до 0.06 ppm, для Eu, Ho, Lu – 0.003 ppm, для высокозарядных элементов – 0.09-0.22 ppm.

Составы клинопироксенов и амфиболов проанализированы на рентгеновском микроанализаторе «Camebax-micro». Ускоряющее напряжение составляло 20 kV, ток поглощенных электронов - 40 пА, диаметр зонда 2-3 мкм, время счета 10 сек на каждой аналитической линии. Пределы обнаружения (мас. %) компонентов следующие: SiO<sub>2</sub> – 0.007, TiO<sub>2</sub> – 0.032, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0.011, FeO – 0.019, MnO – 0.034, MgO – 0.011, CaO – 0.008, Na<sub>2</sub>O – 0.017, K<sub>2</sub>O – 0.009, Cl – 0.017, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0.011. Стандартами служили: ортоклаз (OR), альбит (AB), диопсид (DI), гранат (O-145), базальтовое стекло (GL).

Возраст пород установлен с помощью <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar метода в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) по методике, приведенной в работе [Травин и др., 2009]. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт по <sup>40</sup>Ar (10 мин при 1200°C) не превышал 5\*10<sup>-10</sup> нсм<sup>3</sup>. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы Микромасс (Англия) и на многоколлекторном масс-спектрометре Argus фирмы GV-Instruments (Англия). Ошибки измерений соответствуют интервалу ± 1σ.

Для получения наиболее представительных выводов дополнительно использована информация других исследователей по составам пород и минералов, находящаяся в базе геохимических данных GEOROC [GEOROC <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>].

С целью выяснения физико-химических параметров расплавов при кристаллизации клинопироксенов использована современная (2018 г.) программа WinPLtb, основанная на соотношениях составов клинопироксена и расплава, из которого он кристаллизуется (Clinopyroxene-Liquid Thermobarometry) [Yavuz, Yildirim, 2018]. Состав расплава был оценен на основе анализа пикритового порфирита, в котором был изучен клинопироксен.

Условия кристаллизации клинопироксенов определены также с помощью ряда термобарометров [Перчук, 1980; Mercier, 1980; Lindnsley, Dixon, 1983]. При расчете давлений и температур заключительных этапов магматических процессов применены амфиболовые термобарометры [Ridolfi, Renzulli, 2012]. Сравнительный анализ показал, что более ранние амфиболовые барометры [Johnson, Rutherford, 1989; Schmidt, 1992; и др.] дают вполне достоверную информацию.

Полученные с помощью различных термобарометров *PT* параметры кристаллизации минералов сравнивались между собой и тестировались при сопоставлении с информацией по эталонным объектам, а также с результатами применения программ расчетного моделирования. Необходимо подчеркнуть, что именно соотношения составов клинопироксен – расплав [Yavuz, Yildirim, 2018] (а не мономинеральные термобарометры) послужили основой оценки *PT* условий кристаллизации пикритовых порфиритов. При этом результаты использования метода

WinPLtb [Yavuz, Yildirim, 2018] протестированы с помощью других программ (PETROLOG [Danyushevsky, Plechov, 2011], COMAGMAT [Арискин, Бармина, 2000; Ariskin, Barmina, 2004], PLUTON [Лавренчук, 2004]), показавших возможность кристаллизации клинопироксена и оливина из расплава, отвечающего по составу рассмотренному пикритовому порфириту, и подтвердивших полученную информацию о *PT* параметрах магматических систем.

## ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В ходе исследования палеозойских базальтовых и пикритовых комплексов фундамента Западно-Сибирской плиты наиболее важные результаты были получены при изучении образцов базитовых и ультрабазитовых пород, отобранных из керна скважин Чкаловской и Вездеходной площадей в юго-восточной части Западной Сибири (рис. 1).

Рис.1

**Чкаловская площадь** расположена на границе Александровского свода с Усть-Тымской впадиной. Район принадлежит к зоне между Колтогорско-Уренгойским и Усть-Тымским грабен-рифтами (по [Сурков, Жеро, 1981]) и характеризуется сложным строением: геологические структуры раздроблены, а осадочно-вулканогенные толщи преобразованы. Возраст осадочных пород - силур-девон [Кузоватов и др., 1988, 1996]. Последние палеонтологические данные указывают на более древний (венд-кембрий) возраст карбонатных отложений в некоторых скважинах Чкаловской площади [Ковешников и др., 2014 а, б].

Скважина Чкаловская-7 в доюрской части (2977-3203.5 м) пройдена по вулканитам основного состава (рис. 1 А). В разрезе скважины выделяется несколько пачек.

В интервале 3138.1-3203.5 м вскрываются серо-зеленые базальтовые туфы. В диапазоне 3071.7-3138.1 м представлены микродолериты, долериты и базальты, с прослоями туфов. В интервале 3010.0-3071.7 м пройдены темно-серые базальты стекловатого облика с порфиоровыми выделениями полевых шпатов и с прослоями микродолеритов и туфов. В диапазоне 2996-3010 м вскрываются изменённые долериты и микродолериты. В интервале 2977-2996 м представлены тектонизированные, рассланцованные серо-зеленые базальты с прослоями долеритов и туфов.

Ультрабазиты были изучены нами в разрезе скважины Чкаловская-11. Здесь (рис. 1 Б) вскрыт следующий разрез палеозоя (снизу вверх): пикриты (мощность более 60 м); темно-серые, черные мелко- тонкообломочные известняки (35 м); черные тонкообломочные доломиты с прослоями углеродсодержащих силицитов и кремнистых доломитов (общая мощность 15 м). Выше залегает переотложенная мезозойская кора выветривания, включающая конгломерато-брекчии с резким преобладанием среди обломков силицитов.

**Вездеходная площадь** (рис. 1) находится в 400 км к востоку от Чкаловской, в юго-восточной части Западно-Сибирской плиты, в юго-западной части доюрского Предъенисейского осадочного бассейна [Конторович и др., 1999, 2006]. Район, по всей видимости [Филиппов, Сараев, 2015], располагается на северном продолжении Кузнецко-Алатауской вулканической зоны [Волков, 1986]. Эта зона в раннем палеозое (кембрий-ордовик) принадлежала к активной окраине Сибирского континента, а район скважин в раннем кембрии располагался в пределах окраинного бассейна [Конторович и др., 1999; Сараев, Пономарчук, 2005].

Скважина Вездеходная-3 (рис. 1 В) в доюрской части (3086.8-3913.0 м) пройдена по доломитам, которые сопоставляются с верхней частью карбонатного комплекса кембрийского разреза скважины Вездеходная-4. В составе карбонатного разреза скважины Вездеходная-3 встречены прослои базальтов в интервалах 3408-3418 и 3852-3861.5 м. По возрасту базальты скважины Вездеходная-3 несколько моложе базальтоидов Вездеходной-4, подстилающих карбонатную толщу. Базальтовые породы обладают серо-зеленой и красновато-бурой окраской, содержат миндалины (до 5 мм), заполненные кальцитом и

хлоритом и обладают интерсертальной структурой.

Разрез скважины Вездеходная-4 (рис. 1 Г) в доюрской части (3106.4-5005.0 м) подразделяется на три комплекса. В интервале 4824-5005 м вскрываются гранодиориты с ксенолитами долеритов. По данным  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  метода возраст гранодиоритов составляет 542 млн лет [Сараев, Пономарчук, 2005]. Гранодиориты перекрываются гравелитопесчаниками (25 м). Залегающие на них базальты не имеют явных изменений.

В располагающийся выше гранодиоритов комплекс (3541.5-4824.0 м) входят вулканогенно-осадочные породы, эффузивы основного состава и долериты. Базальтоиды обладают интерсертальной структурой. Характерно практически полное отсутствие мицдалин. Вулканогенно-терригенные отложения представлены дистальными турбидитами туфового и алевритового состава. В разрезе чаще всего встречаются неполные последовательности турбидитовых текстур А. Боума [Bouma, 1962].

Пластовые тела и крупные дайки сложены долеритами и долеритовыми порфиритами. В нижней части разреза среди турбидитов присутствуют силициты, а в верхней – кварцитовидные алевролиты. Сочетание базальтовых потоков, дистальных турбидитов и силицитовых прослоев указывает на глубоководный характер комплексов.

Находящаяся выше толща (3106.4-3541.5 м) состоит из карбонатных отложений и терригенных пачек. Часть карбонатного разреза сложена полосчато-пятнистыми доломитами с горизонтами развития каверн выщелачивания, а также реликтовых участков с признаками строматолитового строения.

Для исследований были отобраны образцы базальтовых и пикритовых пород из интервалов 3045-3125 м скважины Чкаловская-7, 3125-3185 м скважины Чкаловская-11; и 3420-3910 м скважины Вездеходная-3, 4020-4720 м скважины Вездеходная-4 (рис. 1).

Все изученные образцы в значительной степени изменены. Интенсивные преобразования пород и редкая сохранность первичных минералов подтверждаются при изучении шлифов. В частности, базальты Чкаловской площади (скважина № 7) содержат микрозернистую сосюритизированную и карбонатизированную основную массу, в которой располагаются серицитизированные вкрапленники плагиоклаза.

Еще в большей степени преобразованы ультрабазиты из скважины № 11. Изучение шлифов показало, что эти породы являются интенсивно измененными пикритовыми порфиритами с вкрапленниками оливина, полностью серпентинизированными и располагающимися в основной хлоритизированной и серпентинизированной мелкозернистой массе. Присутствуют вкрапленники клинопироксена, в значительной мере замещенные хлоритами. В отдельных образцах пикритов по пироксену развивается амфибол, образующий также самостоятельные фазы.

Детально исследованные базальтовые породы Вездеходной площади, судя по результатам изучения шлифов, практически полностью преобразованы и контуры первичных минералов очень трудно прослеживаются. Только в случае отдельных образцов базальтов скважин Вездеходная-3 и Вездеходная-4 сохраняются микродолеритовые и долеритовые структуры.

## ВОЗРАСТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ БАЗАЛЬТОВЫХ И ПИКРИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

С помощью  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  анализа удалось уточнить время формирования палеозойских базальтовых и пикритовых комплексов фундамента Западно-Сибирской плиты.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирование базальтов скважины Чкаловская-7 методом ступенчатого прогрева показало преобладающее плато с возрастом  $485.6 \pm 4.2$  млн лет (рис. 2 А).

Рис.2 Подобные исследования пикритовых порфиритов скважины № 11 с использованием ступенчатого нагрева показали максимальные данные возраста  $494.9 \pm 10.5$  млн лет (рис. 2 Б), практически совпадающие с результатами по базальтам этой площади. Необходимо отметить, что в  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  спектрах ультрабазитов присутствуют ступени около 400 млн лет

и 220 млн лет, свидетельствующие, наиболее вероятно, о вторичных изменениях.

В случае базальтовых пород скважины Вездеходная-4 с помощью  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  метода установлено наличие нескольких отчетливых возрастных ступеней: 475 млн лет, 400 млн лет и 380 млн лет (рис. 2 В). Ранее проведенные исследования амфибола из долерита этой скважины показали  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возраст  $517 \pm 6$  млн лет (рис. 2 Г). При этом изохронный  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возраст составил  $520 \pm 10$  млн лет [Конторович и др., 1999].

В целом, максимальные возрастные характеристики изученных образцов из обеих площадей не противоречат друг другу и свидетельствуют о формировании этих базальтовых и пикритовых комплексов главным образом во время кембрийского периода - 520-495 млн лет. Более молодые данные логично связывать с этапами вторичных преобразований пород. Это подтверждается полученной ранее информацией о  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировании пород из скважины Вездеходная-4, показавшей, с одной стороны, возраст вулканитов  $520 \pm 10$  млн лет, а с другой – наличие ступени с возрастом 400 млн лет, появление которой связывается с процессами хлоритизации [Конторович и др., 1999].

### ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТОВЫХ И ПИКРИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Для детальных петрохимических исследований были отобраны образцы пикритовых порфиритов из скважины Чкаловская-11 (табл. 1), а также пробы базальтовых и андезибазальтовых пород из скважин Чкаловская-7, Вездеходная-3 и Вездеходная-4 (табл. 2, 3).

Исследования показали, что большинство **базальтовых и андезибазальтовых пород** обеих площадей подверглись существенному воздействию вторичных процессов. Об этом свидетельствуют высокие значения  $\text{Na}_2\text{O}$  (до 5.6-6.2 мас.%) и потерь при прокаливании (до 5-6.1 мас.%) на фоне низких содержаний  $\text{CaO}$  (до 1.8-3 мас.%).

В ходе петрохимического анализа базальтоидов разделение на породы нормальной щелочности и щелочные было проведено по общепринятой методике на основе соотношения  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$  [Магматические ..., 1987; Петрографический кодекс, 2009; и многие другие]. При этом согласно [Петрографический кодекс, 2009] был сделан пересчет на безводное вещество. Для дискриминации пород толеитовой и известково-щелочной серий использовано отношение  $\text{FeO}/\text{MgO} - \text{SiO}_2$  [Miyshiro, 1970]. Мы остановились на этом соотношении, так как его применение целесообразно при наличии пород широкого диапазона кремнекислотности, что и наблюдается в случае наших базальтоидов: от 44 до 58 мас.%  $\text{SiO}_2$ .

В результате применения соотношения суммы щелочей и кремнезема было выяснено, что все базальты и андезибазальты Чкаловской площади относятся к щелочной серии и отвечают умеренно-щелочным породам. Базальты Вездеходной площади разделились на две практически равнозначные группы: одна щелочная, а другая с нормальной щелочностью. Нормально щелочные базальты Вездеходной площади по соотношению  $\text{FeO}/\text{MgO} - \text{SiO}_2$  относятся к толеитам.

На диаграмме  $\text{MgO} - \text{SiO}_2$  базальтоиды Чкаловской площади обладают умеренной магнезиальностью и часть из них (андезибазальты) располагается в поле шошонитов Камчатки и эффузивов вулкана Уксичан (Срединный хребет, Камчатка). В то же время, базальты Вездеходной площади с относительно повышенными количествами магния (до 12.7 мас.%) относятся к оливиновым базальтам и тесно ассоциируют с полями базальтов типа ВАРВ (Back-Arc Basin Basalts) задуговых бассейнов Вудларк и Лау (Тихий океан), а также базальтов типа WPB (Within Plate Basalts) Срединного хребта на Камчатке (рис. 3 А). Здесь необходимо подчеркнуть, что под базальтами типа WPB в статье понимаются исключительно породы, описанные А.Б. Перепеловым [2014 а, б] в случае вулканов Срединного хребта на Камчатке и имеющие важное значение для расшифровки палеогеодинамических условий формирования островодужных структур в зонах субдукции [Перепелов, 2014 а, б].

Рис.3

По соотношению  $K_2O - SiO_2$  эффузивы скважины Чкаловская-7 с высоким содержанием калия (до 3.5-3.9 мас.%) располагаются в области абсарокитов (базальты) и шошонитов (андезитобазальты). Базальты Вездеходной площади разделяются на две группы. При этом эффузивы с повышенным калием ассоциируют с полем базальтов типа WPB Срединного хребта на Камчатке, а группа низкокалиевых пород, относится к толеитам (что подтверждает данные, отмеченные выше на основе соотношения  $FeO/MgO - SiO_2$ ) и наиболее близка к базальтам типа ВАВВ задуговых бассейнов Вудларк и Лау на юго-западе Тихого океана (рис. 3 Б).

На диаграмме  $TiO_2 - FeO/MgO$  базальтоиды Чкаловской площади разбиваются на две группы: относительно низкотитанистые (ассоциирующие с эффузивами вулкана Уксичан, Срединный хребет на Камчатке) и с высокими (до 4.3 мас.%) содержаниями титана (рис. 3 В). Вторые характеризуются одновременно повышенными (до 3.5 мас. %) «шошонитовыми» значениями калия. Необходимо отметить, что среди шошонитов других регионов разности с  $TiO_2$  до 3.5 мас % также присутствуют [Магматические ..., 1983].

Базальтоиды Чкаловской площади на диаграмме  $Al_2O_3 - FeO/MgO$  приурочены исключительно к тренду остаточных расплавов, находясь в поле эффузивов вулкана Уксичан. В то же время базальты Вездеходной площади располагаются в основании тренда оливиновых и клинопироксеновых кумулятов, разбиваясь по содержанию алюминия на две группы. Эффузивы с повышенным  $Al_2O_3$  ассоциируют с базальтами типа WPB Срединного хребта на Камчатке (рис. 3 Г).

Рис.4

Диаграммы  $FeO, CaO, Na_2O, K_2O - MgO$  показывают существенную оторванность по магнезиальности базальтоидов от пикритов (рис. 4). К сожалению, вопрос о существовании на Чкаловской площади пород с промежуточными между пикритами и базальтоидами характеристиками остается открытым в связи с тем, что имеющийся в распоряжении авторов объем каменного материала, представленного образцами из керна единичных скважин, весьма ограничен.

На схемах отношений химических компонентов к  $MgO$  базальтоиды Чкаловской площади тесно ассоциируют с эффузивами вулкана Уксичан и шошонитами Камчатки. В то же время для базальтов Вездеходной площади характерна явная связь с базальтами типа ВАВВ задуговых бассейнов Вудларк и Лау (Тихий океан), а также с базальтами типа WPB Срединного хребта на Камчатке (рис. 4). При этом выделяются две группы: низкокалиевая (в ассоциации с ВАВВ) и с относительно повышенным калием – связанная с WPB (рис. 4 Г).

В общем, на петрохимических диаграммах базальтоиды Чкаловской площади связаны главным образом с эффузивами вулкана Уксичан и шошонитами Камчатки, разделяясь на две группы. Это хорошо видно на схемах  $MgO - SiO_2, K_2O - SiO_2, TiO_2 - FeO/MgO$  (рис. 3) и на диаграмме  $FeO - MgO$  (рис. 4 А). Для одних пород характерны высокие содержания титана и железа при пониженных значениях  $SiO_2$  и на диаграмме  $K_2O - SiO_2$  они попадают в поле абсарокитов. Другие (с относительно пониженными значениями титана и железа) имеют максимальные содержания  $SiO_2$ , располагаются в области шошонитов (рис. 3 Б), а также тесно ассоциируют с эффузивами вулкана Уксичан, частично попадая в их поля (рис. 3 А, Б, В; рис. 4 А).

В целом, петрохимический анализ базальтов Вездеходной площади показал, что они хорошо отличаются от шошонитов и в меньшей степени сходны с эффузивами вулкана Уксичан, чем породы Чкаловских комплексов. В то же время, практически на всех диаграммах они ассоциируют с полями базальтов типа ВАВВ задуговых бассейнов Вудларк и Лау (Тихий океан), а также базальтов типа WPB Срединного хребта на Камчатке (рис. 3, 4). В отдельных случаях (в частности, на схеме  $K_2O - MgO$ ) базальты четко разбиваются на две группы: одна (низкокалиевая) ассоциирует с породами задуговых бассейнов (ВАВВ), а другая (с повышенным калием) – с эффузивами типа WPB (рис. 4 Г).

Петрохимические исследования **ультраосновных пород** Чкаловской площади

подтверждают результаты изучения шлифов о значительном воздействии вторичных процессов. Об этом свидетельствуют высокие значения потерь при прокаливании – до 12 мас.%. По соотношению  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$  эти породы относятся к ультраосновным пикробазальтам нормальной щелочности, а согласно отношению  $\text{FeO}/\text{MgO} - \text{SiO}_2$  они принадлежат к толеитам. Учитывая высокие содержания  $\text{MgO}$  (до 25-27 мас.%), они явно соответствуют пикритам. На диаграмме  $\text{MgO} - \text{SiO}_2$  составы ультрамафитов располагаются в поле пикритов и тесно ассоциируют с пикритами Срединного хребта на Камчатке, с которыми они близки на всех петрохимических диаграммах (рис. 3, 4).

В общем, по содержанию  $\text{MgO}$  (рис. 4) пикритовые порфириды оторваны от базальтоидов и поэтому говорить о последовательной эволюции расплавов от пикритов к базальтам и андезибазальтам мы вряд ли можем.

По соотношению  $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO}/\text{MgO}$  точки пикритовых порфиритов располагаются на тренде оливиновых и пироксеновых кумулятов, и близки к данным по пикритам Камчатки (рис. 3 Г).

### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТОВЫХ И ПИКРИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Геохимические исследования показали, что по содержанию редких элементов породы из скважин двух рассмотренных районов существенно различаются. В частности базальтоиды Чкаловской площади, имеющие значительное количество калия (1.85-3.92 мас.%) и попадающие по соотношению  $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  (рис. 3 Б) в поля абсарокитов и шошонитов, характеризуются высокими концентрациями  $\text{Ba}$  (354-835 ppm),  $\text{Nb}$  (49-160 ppm) и  $\text{Zr}$  (336-921 ppm). В то же время, для пород Вездеходной площади содержания  $\text{Ba}$  (25-315 ppm),  $\text{Nb}$  (2.8-6.3 ppm) и  $\text{Zr}$  (58-169 ppm) гораздо меньше.

Различия геохимических особенностей двух изученных эффузивных комплексов хорошо видны на диаграмме, построенной с использованием редких элементов, устойчивых в ходе воздействия вторичных процессов -  $\text{Y}$ ,  $\text{Zr}$ ,  $\text{Nb}$ . Здесь обогащенные ниобием и цирконием базальтоиды Чкаловской скважины, резко отделяющиеся от более примитивных базальтов из Вездеходных скважин, располагаются преимущественно в поле шошонитов современных островных дуг и рядом с рециклированным компонентом слэба (REC на рис. 5). В отличие от них составы пород Вездеходной площади (с меньшими содержаниями  $\text{Zr}$  и  $\text{Nb}$ ) попадают в поля эффузивов вулкана Уксичан (Камчатка) и задуговых бассейнов, ассоциируют с базальтами типа WPB, располагаясь между верхней деплетированной мантией (DM) и обогащенным компонентом (EN). При этом породы с минимумом ниобия находятся преимущественно в поле BABB (рис. 5).

Рис.5

Графики распределения редкоземельных элементов (РЗЭ), имеющие главным образом отрицательный наклон с заметным обогащением легкими лантаноидами, в целом подтверждают отмеченные выше на основе данных по петрохимии и редким элементам особенности палеозойских магматических комплексов фундамента Западной Сибири. В случае базальтоидов скважины Чкаловская-7 спектры РЗЭ имеют крутой наклон и образуют две группы. Породы с минимумом легких лантаноидов располагаются в поле шошонитов современных островных дуг, включая Камчатку. В то время как обогащенные эффузивы сходны со щелочными базальтами Гавайских островов (рис. 6 А). Более сложная ситуация устанавливается для базальтов Вездеходной площади. Здесь эффузивы с повышенным содержанием  $\text{TiO}_2$  обладают практически плоскими спектрами РЗЭ, близкими к данным по базальтам задуговых бассейнов типа BABB. В то же время значительная часть других пород образуют спектры с устойчивым отрицательным наклоном, согласующиеся с базальтами типа WPB Срединного хребта на Камчатке. В целом же, практически все данные по РЗЭ для базальтов Вездеходной площади располагаются в поле эффузивов вулкана Уксичан (рис. 6 Б). Графики распределения РЗЭ в пикритовых порфиридах Чкаловской площади находятся в поле обогащенных легкими

Рис.6



лантаноидами пикритов Камчатки и близки к полю пикритов Гавайских островов (рис. 6 В). Таким образом, данные по РЗЭ подтверждают отмеченную выше информацию по петрохимии и редким элементам о сложности палеозойского магматизма Чкаловской и Вездеходной площадей.

Рис.7 Спайдер-диаграммы распределения геохимических компонентов, нормированных к примитивной мантии, подтверждают данные, полученные на основе петрохимии, а также геохимии редких и редкоземельных элементов (рис. 3, 4, 5, 6). В частности, базальтоидные породы Чкаловской площади сопоставимы с базальтами Гавайских островов (рис. 7 А). В случае Вездеходной площади часть базальтов ассоциирует с графиком ВАВВ. Другие эффузивы располагаются преимущественно в полях эффузивов вулкана Уксичан (Камчатка), а также базальтов типа WPB Срединного хребта на Камчатке (рис. 7 Б). При этом обращает на себя внимание наличие на графиках базальтов Вездеходной площади (также как и в случае эффузивов вулкана Уксичан) отчетливых минимумов по Nb и Ta, а также максимумов по Ba, K, Sr, что характерно для надсубдукционных серий пород островных дуг [Перепелов, 2014 б]. Пикритовые порфириды Чкаловской площади близки к полю пикритов Гавайских островов (рис. 7 В). Таким образом, данные на спайдер-диаграммах подтверждают возможность участия плюмовых магматических систем при формировании палеозойских комплексов Чкаловской площади, а также свидетельствуют о влиянии островодужного и задугового магматизма на образование базальтов Вездеходной площади.

#### СОСТАВЫ ПЕРВИЧНЫХ МИНЕРАЛОВ ПИКРИТОВЫХ ПОРФИРИТОВ

Проведенные исследования образцов из скважин Чкаловской и Вездеходной площадей показали, что первичные минералы, представленные клинопироксенами и амфиболами (табл. 4 и 5), сохранились только в случае пикритовых порфиритов.

Табл.4,5 Анализ составов клинопироксенов из пикритов Чкаловской площади свидетельствует о том, что по соотношению En-Wo-Fs они относятся преимущественно к салитам и авгитам. Благодаря высокому содержанию титана (до 2 мас.%), при умеренной железистости (FeO 6.5-7 мас.%), изученные пироксены соответствуют минералам из базальтов океанических островов, включая клинопироксены из пикритов Гавайских островов. По соотношению катионов (Al – Mg#, Ti – Al и другие) все рассмотренные клинопироксены отвечают пироксенам из базальтов Гавайских островов.

Изучение состава амфиболов показало, что практически все они относятся к кальциевым амфиболам. В отдельных случаях наблюдаются натриево-кальциевые амфиболы с  $Na_B = 0.68$ . Благодаря повышенному (4-5 мас.%) содержанию титана большинство минералов отвечает керсутитам. По соотношению K - Al<sup>IV</sup> изученные амфиболы соответствуют минералам из пород известково-щелочной серии.

#### PT ПАРАМЕТРЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ПИКРИТОВЫХ ПОРФИРИТОВ

Основой для выяснения PT параметров кристаллизации пикритовых порфиритов фундамента Западно-Сибирской плиты послужили результаты изучения состава первичных минералов – клинопироксенов и амфиболов. Следует подчеркнуть, что в ходе расчетов основное внимание уделялось наиболее современным (2018-2012 гг.) программам [Yavuz, Yildirim, 2018; Ridolfi, Renzulli, 2012], но также использовались хорошо зарекомендовавшие себя более ранние термобарометры [Перчук, 1980; Mercier, 1980; Lindsley, Dixon, 1983; Johnson, Rutherford, 1989; Schmidt, 1992; и др.]. Такой подход позволил провести взаимное тестирование использованных методик и в результате получить наиболее достоверные данные по PT условиям образования клинопироксенов и амфиболов.

Большое значение имеет тестирование минералогических термобарометров другими методами в ходе сравнительного анализа с результатами исследования эталонных объектов. Подобная работа, проведенная нами для эффузивов Камчатки (современная зона

субдукции), показала хорошую корреляцию полученной при использовании амфиболовых барометров информации с сейсмическими данными по магматическим камерам под вулканами [Добрецов, Симонов и др., 2016, 2019].

В связи с этим, амфиболам из пикритовых порфиритов Чкаловской площади было уделено самое пристальное внимание и получены весьма представительная информация о составах этих минералов (табл. 5), на основе которой с помощью набора минералогических барометров [Johnson, Rutherford, 1989; Schmidt, 1992; и др.] были

Рис.9 рассчитаны давления кристаллизации (3-4.4 кбар и 5-6.3 кбар), с максимальными значениями, совпадающими с данными по амфиболам из эффузивов Срединного хребта, Камчатка (вулканы Уксичан и Ичинский [Добрецов, Симонов и др., 2016, 2019]).

Использование современных программ [Ridolfi, Renzulli, 2012] позволило на основе составов амфиболов оценить не только давления, но и температуры кристаллизации. В результате можно выделить основную группу (4.5-6.1 кбар, 1060-1105°C) и более редкие значения (3-3.5 кбар, 1005-1020°C). В целом, эти данные вполне согласуются по давлению с информацией (полученной по амфиболам) для магматических систем под вулканами Уксичан и Ичинский на Камчатке (рис. 8).

Рис.8

Расчеты по программе WinPLtb (Clinopyroxene-Liquid Thermobarometry) [Yavuz, Yildirim, 2018], с учетом составов клинопироксенов из пикритовых порфиритов, показали, что кристаллизация клинопироксенов началась на значительных (25-20 км) глубинах и при высоких (1300-1275°C) температурах. Использование более ранних клинопироксеновых термобарометров [Перчук, 1980; Mercier, 1980; Lindnsley, Dixon, 1983; и др.] дополняет отмеченные выше характеристики, показывая широкий температурный диапазон (1270-1040°C) кристаллизации пироксена при минимальных давлениях (1.5-0.4 кбар), а также высокие температуры (1318-1293°C) при умеренных давлениях – 4.7-4.5 кбар.

По программе WinPLtb [Yavuz, Yildirim, 2018] можно выделить основной уровень кристаллизации клинопироксенов из пикритовых порфиритов Чкаловской площади на глубине 25-20 км (8.1-6.9 кбар) и при температурах 1300-1275°C. Эти параметры протестированы с помощью других программ: (PETROLOG [Danyushevsky, Plechov, 2011], SOMAGMAT [Арискин, Бармина, 2000; Ariskin, Barmina, 2004] и PLUTON [Лавренчук, 2004]). При расчетном моделировании были использованы следующие исходные характеристики магматической системы: состав наименее измененного пикритового порфирита (С-11-15, в котором были изучены клинопироксены), располагающегося на рис. 3 А по содержанию ( $\text{SiO}_2$  41.00 мас. %) и MgO (24.14 мас.%) в центре пикритового поля и соответствующего пикритам Камчатки; давление 7 кбар; содержание воды (присутствие первичного амфибола в пикритовых порфиритах говорит о влиянии  $\text{H}_2\text{O}$ ) – 0.6 мас.% (согласно данным по расплавленным включениям в минералах из ультраосновных пород офиолитов Южной Тувы, формировавшихся в древней переходной зоне океан – континент [Симонов и др., 2009]); буфер QFM. Расчеты по программе PETROLOG показали, что ликвидусная кристаллизация клинопироксена из пикритового расплава при давлении 7 кбар (на глубине 21 км) происходила в диапазоне 1325 - 1315 - 1275°C. Использование программы SOMAGMAT свидетельствует о равновесии авгит - расплав при температуре около 1300°C (при давлении 7 кбар и пикритовом составе расплава). Согласно моделированию по программе PLUTON (при тех же давлениях и составе магмы) температуры равновесия авгит – расплав те же самые: около 1300°C. Таким образом, результаты моделирования по всем трем программам хорошо согласуются с рассчитанными по [Yavuz, Yildirim, 2018] данными по *PT* параметрам кристаллизации клинопироксенов в глубинных условиях: 8.1-6.9 кбар, 1300-1275°C.

Расчетное моделирование по тем же программам (PETROLOG, SOMAGMAT, PLUTON) и в условиях максимальных (8-7 кбар) давлений показало, что оливин пикритовых порфиритов кристаллизовался при температурах – 1540-1490°C.

Реальные процессы формирования пикритовых порфиритов фундамента Западно-Сибирской плиты были рассмотрены при сравнении с результатами экспериментальных

работ по кристаллизации пикритовых расплавов. В частности, наши высокотемпературные опыты с расплавленными включениями в хромшпинелидах из дунитов офиолитов Кузнецкого Алатау, показали, что при быстром охлаждении гомогенного пикритового расплава происходит формирование идиоморфных кристаллов оливина и в итоге после закалки образуется структура, практически аналогичная по строению и составу пикритовым порфирирам Чкаловской площади (рис. 9). Таким образом, формирование рассмотренных ультрабазитов Западной Сибири в ходе кристаллизации оливинов из пикритовых расплавов при их быстром подъеме из глубинных зон на более высокие уровни получает экспериментальное подтверждение.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенный обзор имеющейся информации показал, что весьма ограниченное число предыдущих публикаций содержит данные о палеозойских базальтовых и пикритовых комплексах в фундаменте Западно-Сибирской плиты [Кузоватов и др., 1988, 1996; Конторович и др., 1999; Сараев и др., 2004; Сараев, Пономарчук, 2005; Иванов и др., 2016; Симонов и др., 2014, 2018, 2019; и др.]. Анализ опубликованных работ свидетельствует о том, что существует несколько точек зрения на условия формирования палеозойских пикробазальтовых ассоциаций Западной Сибири.

В наиболее ранних работах Н.И. Кузоватова с соавторами [Кузоватов и др., 1988, 1996] есть информация о находке на юго-востоке Западно-Сибирской плиты пикритовых порфиритов, сходных с пикритами Маймеча-Котуйского района Сибирской платформы. В целом для фундамента Западно-Сибирской плиты отмечается присутствие пород ультраосновного состава, представленных серпентинитами, меймечитами и пикритовыми порфирирами. Таким образом, генезис пикритовых комплексов Западно-Сибирской плиты мог быть связан с меймечитовым магматизмом Сибирской платформы.

В статьях А.Э. Конторовича с соавторами [Конторович и др., 1999; и др.] образование палеозойских базальтовых комплексов фундамента Западно-Сибирской плиты (скважина Вездеходная-4) связывается с развитием кембрийского задугового бассейна на активной окраине Сибирского континента. В работе [Симонов и др., 2014], результаты петролого-геохимических и изотопных исследований подтверждают формирование палеозойских базальтовых комплексов Чкаловской и Вездеходной площадей в палеогеодинамических условиях активной окраины древнего океана.

В последующих публикациях В.А. Симонова с соавторами [Симонов и др., 2018, 2019] было отмечено, что петрохимический анализ свидетельствует о сходстве рассмотренных палеозойских пикритовых порфиритов Западной Сибири с пикритами гайота Кастор на западе Тихого океана. Данные по геохимии редких элементов говорят о плюмовом источнике для этих порфиритов. Графики распределения РЗЭ в пикритовых порфирирах близки к спектрам пикритов Гавайских островов. В целом, учитывая то, что гайот Кастор (магматизм которого обладает сходством с Гавайскими островами) располагается рядом с Идзу-Бонинской островной дугой на окраине Тихого океана [Симонов и др., 2004], формирование палеозойского пикробазальтового комплекса могло происходить в условиях активной окраины в результате действия плюмового магматизма типа ОИВ. При этом, учитывая возраст (495 млн лет) пикритов Западной Сибири их связь с меймечитовым магматизмом Сибирской платформы вряд ли возможна.

В целом, обзор имеющихся публикаций показал, что формирование палеозойских базальтовых и пикритовых комплексов фундамента Западно-Сибирской плиты происходило в результате развития магматических систем на активной континентальной окраине. Полученные нами результаты изотопно-геохимических и минералогических исследований, приведенные в данной статье, согласуются с отмеченными выводами.

Прежде всего проведенный  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  анализ свидетельствует о том, что максимальные возрастные характеристики изученных пород из Чкаловской и Вездеходной площадей не противоречат друг другу и говорят о формировании этих базальтовых и

пикритовых комплексов главным образом во время кембрийского периода (520 - 495 млн лет). Более молодые данные (400 млн лет, 380 млн лет и 220 млн лет) скорее всего связаны с этапами вторичных преобразований пород. Установленная разница по времени формирования рассмотренных ассоциаций (520-495 млн лет - около 25 млн лет) хорошо согласуется с данными по современной активной зоне океан – континент. В частности, на месте современного Срединного хребта на Камчатке в конце олигоцена (28-23 млн лет) существовала Центрально-Камчатская островная дуга [Ханчук, Иванов, 1999].

На Вездеходной площади палеозойские базальтовые комплексы тесно ассоциируют с более древними гранитоидами. Подобное соседство характерно и для современной активной зоны океан – континент. В частности, под вулканическим поясом Срединного хребта на Камчатке отмечается кора континентального типа с гранитоидами [Балеста и др., 1981] и в пределах его южного окончания кайнозойские эффузивы перекрывают гранито-метаморфические комплексы палеозойского и мезозойского возраста.

Проведенные нами петрохимические исследования показали, что пикриты и базальтоиды Чкаловской площади близки по своему составу к островодужным породам Срединного хребта на Камчатке. При этом базальтоидные эффузивы обладают значительными чертами сходства с породами шошонитовой серии. В случае Вездеходной площади выявляется несколько другая ситуация с формированием магматических комплексов, близких по своим характеристикам к базальтам типа ВАВВ задуговых бассейнов Вудларк и Лау (Тихий океан), а также к базальтам типа WPB Срединного хребта на Камчатке. В целом, рассмотренные палеозойские комплексы Западной Сибири обладают признаками островодужных систем, совпадающих с характеристиками современных вулканогенных объектов, располагающихся, в частности, на Камчатке и имеющих в своем составе кроме базальтоидов еще шошониты, а также пикриты. При этом петрохимические данные по базальтам Вездеходной площади свидетельствуют о развитии в переходной зоне океан – континент обогащенного магматизма типа WPB Срединного хребта на Камчатке и расплавов типа ВАВВ задуговых бассейнов.

Геохимические исследования свидетельствуют о том, что полученные данные по редким и редкоземельным элементам в общем подтверждают информацию по петрохимии о сложности палеозойского магматизма Западной Сибири, включающего магматические системы с характеристиками базальтовых (островных дуг и задуговых бассейнов), пикритовых и шошонитовых расплавов. При этом для Чкаловской площади есть определенные признаки участия магм с некоторыми плюмовыми характеристиками. В то время как в случае Вездеходной площади на всех диаграммах с участием редких и редкоземельных элементов (рис. 5, 6, 7) преобладают характеристики базальтов островных дуг и задуговых бассейнов, при некотором участии расплавов типа WPB Срединного хребта на Камчатке.

В целом, если разделять изученные палеозойские комплексы Западной Сибири по происхождению, то большинство базальтоидов Чкаловской площади, составы которых тесно связаны с данными по эффузивам вулкана Уксичан (Камчатка), можно отнести к островодужным (субдукционным) комплексам с шошонитами. При этом часть образцов обладает определенными признаками плюмового магматизма. Пикритовые порфириты Чкаловской площади, учитывая тесную связь с пикритами Камчатки, наиболее вероятно принадлежат к островодужным системам, но также с некоторыми плюмовыми чертами. В случае Вездеходной площади породы обладают в основном характеристиками базальтов островных дуг и задуговых бассейнов с некоторыми признаками участия расплавов типа WPB Срединного хребта на Камчатке.

О сложности рассмотренного палеозойского пикробазальтового магматизма фундамента Западно-Сибирской плиты говорят не только петрохимические и геохимические данные. В частности для пикритов Чкаловской площади составы первичных минералов (клинопироксен) свидетельствуют (как и данные по РЗЭ) о возможном участии плюмовых расплавов.

В целом, петрохимические, изотопно-геохимические и минералогические исследования свидетельствуют о формировании раннепалеозойских базальтовых и пикритовых комплексов фундамента Западно-Сибирской плиты преимущественно во время кембрийского периода (520 - 495 млн лет) в древней активной переходной зоне океан – континент, близкой по своим особенностям к современным системам с островными дугами и задуговыми бассейнами на западе Тихого океана.

Палеогеодинамическая ситуация формирования рассмотренных комплексов Западной Сибири связана, скорее всего, с развитием сложной субдукционной зоны Палеоазиатского океана, в которой действовали разнообразные магматические системы. В частности, данные по образцам из Чкаловской площади отражают в основном островодужный этап развития палеосубдукционной зоны, а материалы по Вездеходной площади содержат информацию не только по островной дуге, но и по задуговому бассейну. Учитывая то, что рассмотренные базальтоиды Чкаловской площади по своим характеристикам в целом соответствуют островодужным комплексам Камчатки, а часть базальтов Вездеходной площади по петрохимии, геохимии редких и редкоземельных элементов близка к эффузивам типа WPB Срединного хребта (Камчатка), то вполне возможно, что в формировании палеозойских комплексов фундамента Западно-Сибирской плиты участвовали магматические системы типа WPB Камчатки, имеющие согласно [Перепелов, 2014 а, б] астеносферное происхождение.

Результаты исследований подтверждаются реконструкциями палеогеографической обстановки и проявлений вулканизма [Сараев, 2015; Филиппов, Сараев, 2015], которые показывают, что базальтовые комплексы Вездеходной площади формировались в активной части задугового бассейна на окраине Палеоазиатского океана. В основании разреза преобладают базальтоиды, туфы и туффитовые турбидиты (скважина Вездеходная-4). В верхней части залегает карбонатная толща с редкими покровами подводных базальтов (скважина Вездеходная-3) и горизонтами туфов. Восточнее скважины Вездеходная-4 начинается пассивная часть задугового бассейна, где в составе отложений преобладают карбонаты [Сараев, 2015].

Проведенные в последнее время исследования позволили получить новые данные об условиях формирования карбонатно-вулканогенных осадочных комплексов Чкаловской и Вездеходной площадей. В случае Чкаловской площади необходимо отметить, что доюрские отложения, вскрытые скважиной Чкаловская-11, сложены тонкообломочными углеродсодержащими известняками, доломитизированными известняками местами с признаками градационной слоистости с прослоями чёрных углеродсодержащих силицитов. Состав и строение этой породной ассоциации свидетельствует о сравнительно глубоководном её происхождении и может быть сопоставлен с кембрийским куонамским комплексом и его возрастным аналогом – пайдугинской свитой на окраине Предъенисейского бассейна, где тонкообломочный карбонатный материал был связан с разрушением удаленной рифовой системы, расположенной у верхней границы материкового склона. Вышеперечисленные признаки исключают сопоставление кремнисто-карбонатно-вулканогенного комплекса Чкаловской площади с образованиями гайотов, где также возможна тесная пространственная связь карбонатных отложений с вулканическими постройками, но в совершенно других седиментационных обстановках. Для Вездеходной площади состав осадочно-вулканогенного комплекса, представленный дистальными тефроидными турбидитами, силицитами, чередующимися с потоками базальтов, также указывает на глубоководный их характер в обстановке активной части задугового бассейна. Таким образом, модель образования пикритов Чкаловской площади в связи с развитием гайота, предложенная нами на основе данных только по магматическим породам [Симонов и др., 2019], не находит подтверждения при детальном исследовании карбонатно-осадочных комплексов.

В ходе выяснения условий формирования пикритовых порфиритов Чкаловской площади важная информация была получена в результате использования составов

клинопироксенов и амфиболов (а также программ расчетного моделирования). В частности, расчеты по современной программе WinPLtb [Yavuz, Yildirim, 2018], протестированные моделированием с помощью широко известных программ (PETROLOG [Danyshevsky, Plechov, 2011], COMAGMAT [Арискин, Бармина, 2000; Ariskin, Barmina, 2004], PLUTON [Лавренчук, 2004]), позволило установить *PT* параметры кристаллизации клинопироксенов при максимальных условиях: 8.1-6.9 кбар, 1300-1275°C. Моделирование по тем же программам (PETROLOG, COMAGMAT, PLUTON) и при максимальных (8-7 кбар) давлениях показало, что оливин пикритовых порфиритов кристаллизовался при температурах – 1540-1490°C.

С помощью современных программ [Ridolfi, Renzulli, 2012] выяснено, что кристаллизация амфиболов пикритовых порфиритов происходила в основном на уровне 6.1-4.5 кбар, что фактически совпадает с данными (4.7-4.5 кбар) по клинопироксенам, установленным с помощью ряда термобарометров [Перчук, 1980; Mercier, 1980]. Использование этих же термобарометров [Перчук, 1980; Mercier, 1980] дополняет отмеченные выше характеристики, показывая возможность кристаллизации клинопироксенов при минимальных давлениях (1.5-0.4 кбар).

В целом, расчетное моделирование с помощью целого комплекса термобарометров и программ свидетельствует о том, что основная кристаллизация оливинов и клинопироксенов из рассмотренных пикритовых порфиритов фундамента Западно-Сибирской плиты происходила в глубинных (25-20 км) условиях. На более высоком (18-12 км) уровне формировались амфиболы.

Сравнительный анализ *PT* параметров магматизма Чкаловской площади с имеющейся информацией для современных объектов показал, что полученные результаты по условиям развития палеозойских магматических систем Западной Сибири вполне согласуются с данными по амфиболам, по клинопироксенам и по расплавленным включениям из эффузивов вулкана Уксичан (Камчатка), а также с результатами сейсмических исследований расположения магматических очагов под другими вулканами Камчатки [Добрецов, Симонов и др., 2016, 2019]. Таким образом, сравнение с эталонными объектами в современных островодужных системах свидетельствует о том, что установленные нами уровни кристаллизации минералов при формировании палеозойских (и судя по результатам исследований – преимущественно палеоостроводужных) комплексов фундамента Западно-Сибирского плиты вполне реально могли существовать.

В итоге проведенных исследований, учитывая установленное нами сходство петрохимических и геохимических характеристик раннепалеозойских комплексов фундамента Западной Сибири с особенностями вулканитов Срединного хребта на Камчатке, можно предположить, что и геодинамические условия формирования были близки, то есть в обоих случаях действовали магматические системы в ходе образования деструктивного окна («slab-window», по [Давыдова, 2014; Перепелов, 2014 а, б; Flower et al., 1998]) при разрыве субдуцированной плиты.

Необходимо подчеркнуть, что геодинамическая модель с разрывом слэба и с участием астеносферного плюма была предложена ранее для объяснения особенностей развития магматических систем Срединного хребта на Камчатке [Перепелов, 2014 а, б]. В частности, в докторской диссертации А.Б. Перепелова, посвященной кайнозойскому магматизму Камчатки (2014 а, стр. 304), указано, что «в вулканическом поясе Срединного хребта развивается К-На щелочно-базальтовый магматизм, связанный в своем происхождении с апвеллингом вещества Западно-Камчатского астеносферного плюма ... Условиями активизации плюмового магмогенеза было образование деструктивного окна «slab-window» в субдуцированной ... океанической литосферной плите».

## ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  анализ свидетельствует о том, что максимальные возрастные

характеристики изученных раннепалеозойских пород из Чкаловской и Вездеходной площадей не противоречат друг другу и предполагают формирование этих базальтовых и пикритовых комплексов во время кембрийского периода (520 - 495 млн лет).

2. Петрохимические исследования, а также данные по редким, редкоземельным элементам и по составам первичных минералов (клинопироксен) в породах раннепалеозойских базальтовых и пикритовых комплексов фундамента Западно-Сибирской плиты свидетельствуют о сложности их формирования при участии магматических систем с признаками базальтовых (островных дуг и задуговых бассейнов), пикритовых, шошонитовых (а также типа WPB) расплавов. Наиболее близкая современная ситуация с сочетанием подобных характеристик наблюдается в районе Срединного хребта на Камчатке, где не только развиты сходные по составу островодужные базальтоиды, но присутствуют также пикриты [Konnikov et al., 2010], шошониты [Перепелов, 2014 а, б], базальты типа WPB [Перепелов, 2014 а, б] и окраинно-морские отложения [Перепелов, 2014 а].

3. В целом, проведенные исследования свидетельствуют о том, что формирование раннепалеозойских базальтовых и пикритовых комплексов Западной Сибири связано с развитием сложной кембрийской субдукционной зоны Палеоазиатского океана, фрагменты которой, представленные на двух рассмотренных полигонах, имеют свои характерные особенности. В частности, данные по образцам из скважин Чкаловской площади отражают в основном островодужный этап развития палеосубдукционных структур с некоторым участием плюмового (рециклированного - REC) компонента, а материалы по Вездеходной площади содержат информацию по магматическим системам островной дуги и задугового бассейна, с возможным влиянием расплавов типа WPB и при участии обогащенного (EN) компонента.

4. Изучение строения и состава осадочно-вулканогенных комплексов Чкаловской и Вездеходной площадей указывает на их формирование в сравнительно глубоководных обстановках, отвечающих активной зоне задугового бассейна или нижней части материкового (или островодужного) склона, что подтверждает полученные нами результаты исследований палеозойских магматических пород Западной Сибири.

5. Полученные новые данные по Чкаловской площади подтверждают и расширяют сделанные ранее выводы авторов [Конторович и др., 1999; Сараев и др., 2004; Сараев, Пономарчук, 2005] о формировании палеозойских базальтов Вездеходной площади в активной части задугового бассейна в раннекембрийское время. В целом островодужная система мигрировала в западном направлении от Сибирской платформы. Раннепалеозойский разрез на Чкаловской площади, можно отнести к удаленному фрагменту этой островной дуги.

6. Использование составов клинопироксенов и амфиболов (а также программ расчетного моделирования) позволило установить *PT* параметры формирования палеозойских пикритовых комплексов. Кристаллизация клинопироксенов началась на значительных (25-20 км) глубинах и при высоких (1300-1275°C) температурах. В условиях повышенных (8-7 кбар) давлений при температурах 1540-1490°C могло идти формирование оливина. На уровне 6.1-4.5 кбар и при значительно более низких температурах (1105-1060°C) наиболее вероятно образовывались амфиболы.

7. Учитывая сходство геохимических характеристик палеозойских базальтоидов и пикритов фундамента Западной Сибири преимущественно с вулканитами Камчатки, можно рассчитывать, что и геодинамические условия их образования были достаточно близки. Таким образом, у нас есть основание предполагать, что формирование значительной части рассмотренных палеозойских комплексов происходило по модели, связанной (как и в случае Срединного хребта на Камчатке [Перепелов, 2014 а]) с действием обогащенных магматических систем в ходе развития деструктивного окна («slab-window») при разрыве субдуцированной плиты на фоне развития обычного

островодужного магматизма.

Авторы работы выражают свою благодарность профессору О.М. Туркиной (Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН), профессору А.А. Арискину (Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова) и доктору геол.-мин. наук А.Я. Медведеву (Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН) за многочисленные конструктивные замечания, которые помогли улучшить качество статьи. Работа выполнена по государственным заданиям ИГМ СО РАН и ИНГГ СО РАН, при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, проекта ФНИ №0331-2019-0021 и договора № 14.У26.31.0029, а также при поддержке РФФИ и Администрации Томской области (проект 19-45-700009 p\_a).

#### ЛИТЕРАТУРА

**Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Кирда Н.П., Батурина Т.П.** Триасовый вулканогенный комплекс Западной Сибири // Докл. РАН, 1998, т. 362 (3), с. 372-377.

**Арискин А.А., Бармина Г.С.** Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М., Наука, 2000, 362 с.

**Балеста С.Т.** Земная кора и магматические очаги областей современного магматизма. М., Наука, 1981, 133 с.

**Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П.** Палеозой и триас Западной Сибири (комплексные исследования) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1-2), с. 120-143.

**Волков В.В.** Нижнепалеозойский вулканизм Центральной Азии. Новосибирск, Наука, 1986, 193 с.

**Давыдова М.Ю.** Происхождение и эволюция магм вулканического центра Уксичан (Срединный хребет Камчатки). Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Владивосток, ТИГ ДВО РАН, 2014, 195 с.

**Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Котляров А.В., Кулаков Р.Ю., Карманов Н.С.** Физико-химические параметры кристаллизации расплавов в промежуточных надсубдукционных камерах (на примере вулканов Толбачинский и Ичинский, Камчатка) // Геология и геофизика. 2016, т. 57 (7), с. 1265-1291.

**Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Кулаков И.Ю., Котляров А.В.** Проблемы фильтрации флюидов и расплавов в зонах субдукции и общие вопросы теплофизического моделирования в геологии // Геология и геофизика. 2017, т. 58 (5), с. 701-722.

**Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Котляров А.В., Карманов Н.С.** Физико-химические параметры магматизма в районах вулканов Уксичан и Ичинский (Срединный хребет Камчатки) // Геология и геофизика, 2019, т. 60, (12), (в печати).

**Золотухин В.В., Симонов В.А., Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Васильев Ю.Р.** Сравнительный анализ составов континентальных и океанических платобазальтов // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1335-1344.

**Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Ерохин Ю.В., Пономарев В.С.** Геологическое строение фундамента Приуральской части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2016, 302 с.

**Ковешников А.Е., Конторович В.А., Макаренко С.Н., Татьяна Г.М., Терлеев А.А., Токарев Д.А.** Литология и особенности формирования вендских отложений в юго-восточной части Западно-Сибирской геосинеклизы // Известия Томского политехнического университета, 2014 а, т. 324 (1), с. 23-32.

**Ковешников А.Е., Конторович В.А., Макаренко С.Н., Татьяна Г.М., Терлеев А.А., Токарев Д.А.** Литология и особенности формирования кембрийских отложений в юго-восточной части Западно-Сибирской геосинеклизы // Известия Томского политехнического университета, 2014 б, т. 325 (1), с. 16-27.

**Конторович А.Э., Сараев С.В., Казанский А.Ю., Каштанов В.А., Конторович В.А., Пономарчук В.А., Тищенко В.М., Филиппов Ю.Ф.** Новый терригенно-вулканогенный разрез кембрия и положение западной границы Сибирской платформы (по



материалам параметрического бурения на Вездеходной площади, Томская область) // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (7), с. 1022-1031.

**Конторович А.Э., Конторович В.А., Филиппов Ю.Ф., Беляев С.Ю., Бурштейн Л.М., Вальчак В.И., Евграфов А.А., Ефимов А.С., Каштанов В.А., Конторович А.А., Петров В.Н., Хоменко А.В.** Предъенисейская нефтегазоносная провинция - новый перспективный объект поисков нефти и газа в Сибири // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2006, № 5–6, с. 9-23.

**Кузоватов Н.И., Татьяна Г.М., Саев В.И.** О новой находке пикритовых порфиритов на юго-востоке Западно-Сибирской плиты // Актуал. вопр. геол. Сибири, 1988, т. 1, с. 129-130.

**Кузоватов Н.И., Саев В.И., Татьяна Г.М.** Магматизм фундамента юго-восточной части Западно-Сибирской плиты (Томская область) // Геология и экология, 1996, т. 1, с. 88-98.

**Лавренчук А.В.** Программа для расчета внутрикамерной дифференциации основной магмы «PLUTON» // Тез. докл. Второй Сибирской междунар. конф. молодых ученых по наукам о Земле. Новосибирск, 2004, с. 105-106.

**Лутц Б.Г.** Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980, 246 с.

**Магматические горные породы.** / Отв. ред. О.А. Богатиков. Т. 1. М.: Наука, 1983, 766 с

**Магматические горные породы.** / Отв. ред. О.А. Богатиков. Т. 6. Эволюция магматизма в истории Земли. М.: Наука, 1987, 438 с.

**Медведев А.Я., Альмухамедов А.И., Кирда Н.П.** Геохимия пермотриасовых вулканитов Западной Сибири // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1-2), с. 86-100.

**Перепелов А.Б.** Кайнозойский вулканизм Камчатки на этапах смены геодинамических обстановок. Дисс. ... д-ра геол.-мин. наук. Иркутск: ИГХ СО РАН, 2014 а, 361 с.

**Перепелов А.Б.** Кайнозойский вулканизм Камчатки на этапах смены геодинамических обстановок. Автореферат дисс. ... д-ра геол.-мин. наук. Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2014 б, 41 с.

**Перчук Л.Л.** Пироксеновый барометр и пироксеновые геотермы // Докл. АН СССР, 1980, т. 233, № 6, с. 1196-2000.

**Петрографический кодекс России.** Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009, 194 с.

**Сараев С.В., Батурина Т.П., Пономарчук В.А., Травин А.В.** Пермьтриасовые вулканиты Колтогорско-Уренгойского рифта Западно-Сибирской геосинеклизы // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (1), с. 4-20.

**Сараев С.В., Пономарчук В.А.** Кембрийские гранодиориты и продукты их палеовыветривания на юго-востоке Западно-Сибирской геосинеклизы: петрография, геохимия,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возраст // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (11), с. 1133-1138.

**Сараев С.В., Хоменко А.В., Батурина Т.П., Карлова Г.А., Кригин В.А.** Венд и кембрий юго-востока Западной Сибири: стратиграфия, седиментология, палеогеография // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2004, №1, с. 7-18.

**Сараев С.В.** Литолого-фациальная характеристика усольской свиты (нижний кембрий) и её возрастных аналогов Предъенисейского осадочного бассейна Западной Сибири // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (6), с. 1173-1188.

**Симонов В.А., Ступаков С.И., Ковешников А.Е.** Особенности формирования палеозойских базальтовых комплексов фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного осадочного бассейна // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогеническое прогнозирование. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014, с. 149-151.

**Симонов В.А., Котляров А.В., Ступаков С.И.** Условия формирования

палеоокеанических базальтовых комплексов Кузнецкого Алатау // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2016, с. 176-178.

**Симонов В.А., Ковязин С.В., Колобов В.Ю.** Физико-химические параметры магматических систем гайота Кастор (Тихий океан) // Докл. РАН, 2004, т. 398 (4), с. 529-532.

**Симонов В.А., Ковязин С.В., Васильев Ю.Р., Махони Дж.** Физико-химические параметры континентальных и океанических платобазальтовых магматических систем (данные по расплавленным включениям) // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 908-923.

**Симонов В.А., Клец А.Г., Ковязин С.В., Ступаков С.И., Травин А.В.** Физико-химические условия раннего плюмового магматизма Западной Сибири // Геология и геофизика. 2010, т. 51 (9), с. 1277-1291.

**Симонов В.А., Филиппов Ю.Ф., Котляров А.В., Сараев С.В., Ступаков С.И.** Особенности формирования пикритов в фундаменте Западно-Сибирского нефтегазоносного осадочного бассейна // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 10. Томск: Изд-во Томского ЦНТИ, 2018, с. 353-354.

**Симонов В.А., Шелепаев Р.А., Котляров А.В.** Физико-химические параметры формирования расслоенного габбро-гипербазитового комплекса в офиолитах Южной Тувы // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы третьей международной конференции. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2009, т. 2, с. 195-198.

**Симонов В.А., Конторович В.А., Ступаков С.И., Филиппов Ю.Ф., Сараев С.В., Котляров А.В.** Условия формирования палеозойских пикробазальтовых комплексов фундамента Западно-Сибирской плиты // Докл. РАН, 2019, т. 486 (5), с. 57-62.

**Симонов В.А., Колобов В.Ю., Ковязин С.В.** Физико-химические условия кристаллизации пород шошонитовой серии Ново-Гебридского региона (Тихий океан) // Геохимия магматических пород. «Щелочной магматизм Земли». М.: ГЕОХИ РАН, 2002, с. 85-86.

**Соболев А.В., Никогосян И.К.** Петрология магматизма долгоживущих мантийных струй: Гавайские острова (Тихий океан) и о-в Реюньон (Индийский океан) // Петрология, 1994, т. 2 (2), с. 131-168.

**Сурков В.С., Жеро О.Г.** Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981, 143 с.

**Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б.** Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия, 2009, № 11, с. 1181-1199.

**Филиппов Ю.Ф., Сараев С.В.** Магматические комплексы и геодинамическая эволюция Предъенисейского осадочного бассейна (юго-восток Западной Сибири) [Электронный ресурс] // Геомодель 2015: 17-я конференция по вопросам геологоразведки и разработки месторождений нефти и газа. Геленджик, 2015, с. Tu 00 08, CD-ROM.

**Ханчук А.И., Иванов В.В.** Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика, 1999. т. 40 (11), с. 1635-1645.

**Шараськин А.Я.** Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. М.: Наука, 1992, 163 с.

**Ariskin A.A., Varmina G.S.** COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrologic applications // *Geochemistry International*, 2004, v. 42 (Supp. 1), p. 1-157.

**Bouma A.H.** Sedimentology of some flysch deposits. Agraphic approach to facies interpretation / Amsterdam - New York: Elsevier Publ.Comp., 1962. 168 p.

**Boynton W.V.** Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry / Henderson P. (ed.). Oxford-Amsterdam: Elsevier, 1984, p. 63-114.

**Condie K.C.** High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes ? // *Lithos*, 2005, v. 79, p. 491-504.

**Danyushevsky L.V., Plechov P.Yu.** Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 29 July 2011, 2011, v. 12, № 7. Q07021, doi: 10.1029/2011GC003516.

**Dril S.I., Kuzmin M.I., Tsipukova S.S., Zonenshain L.P.** Geochemistry of basalts from the western Woodlark, Lau and Manus basins: implications for their petrogenesis and source rock compositions // *Marine Geology*. 1997, n 142, p. 57-83.

**Flower M.F.** Mantle extrusion: a model for dispersed volcanism and DUPAL-like asthenosphere in East Asia and the West Pacific // *Mantle dynamics and plate interactions in East Asia*. *Geodynamics*, 1998, № 27, p. 67-85.

**GEOROC** <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>

**Johnson M.C., Rutherford M.J.** Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks // *Geology*, 1989, v. 17 (9), p. 837-841.

**Konnikov E.G., Poletaev V.A., Zakrevskaya O.Yu., Sidorov E.G., Ibragimova E.K.** Geochemical specifics of ultrabasic lavas in the Sredinnyi Ridge, Kamchatka // *Dokl. Earth Sci.*, 2010, v. 435, is. 2, p. 1602-1606.

**Lindsley D.H., Dixon S.A.** Pyroxene thermometry // *Mineralogy*, 1983, v.68, p. 477-493.

**Mackenzie D.E., Chappell B.W.** Shoshonitic and Calc-Alkaline Lavas from the Highlands of Papua New Guinea // *Contr. Mineral. and Petrol.*, 1972, v 35, p. 50-62.

**McDonough W.F., Sun S., Ringwood A.E., Jagoutz E., Hofman A.W.** K, Rb and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth's mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1992, S. R. Taylor Symposium volume, v. 56, p.1001-1012.

**Mercier J.C.C.** Single-pyroxene thermobarometry // *Tectonophysics*, 1980, v.70, p. 1-37.

**Miyashiro A.** Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *American J. Science*, 1970, v. 274, p. 321-355.

**Reichow M.K., Saunders A.D., White R.V., Al'mukhamedov A.I., Medvedev A.Ya.** Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo-Triassic Siberian Traps, Russia // *Lithos*, 2005, v. 79, p. 425-452.

**Ridolfi F., Renzulli A.** Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1130°C and 2.2 GPa // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2012, v. 163, is. 5, p. 877-895.

**Rollinson H.R.** *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation.* Longman Scientific and Technical, London, 1993, 352 p.

**Schmidt M.W.** Amphibole composition as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1992, v. 110, is. 2-3, p. 304-310.

**Yavuz F., Yıldırım D.K.** Windows program for pyroxene-liquid thermobarometry // *Periodico di Mineralogia*, 2018, v. 87, p. 149-172.

## ПОДПИСИ К РИСУНКАМ

**Рис. 1.** Схема расположения и геологические разрезы по скважинам Чкаловская-7 (А), Чкаловская-11 (Б), Вездеходная-3 (В) и Вездеходная-4 (Г).

1 – известняки; 2 – доломиты; 3 – аргиллиты; 4 – алевролиты; 5 - кварцитовидные алевролиты; 6 - вулканогенные граувакки; 7 – аркозовые песчаники; 8 – конгломерато-брекчии; 9 – силициты; 10 - базальты; 11 – эффузивные долериты; 12 – субинтрузивные долериты; 13 – пикритовые порфириты; 14 – туфы; 15 - туффиты; 16 – спессартиты; 17 - гранодиориты; 18 – кора выветривания по базальтоидам; 19 - номер образца; 20 – границы основных тектонических зон в фундаменте Западно-Сибирской плиты и смежных территориях.

**Рис. 2.** Результаты  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования палеозойских пород Чкаловской и Вездеходной площадей.

**Рис. 3.** Петрохимические диаграммы ( $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  -  $\text{SiO}_2$  и  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  -  $\text{FeO}/\text{MgO}$ ) (мас. %) для раннепалеозойских пород Чкаловской и Вездеходной площадей.

Чкаловская площадь: РiС – пикриты скважины № 11; ВаС – базальты и андезибазальты скважины № 7. Вездеходная площадь: ВаV – базальты скважин №№ 3 и 4. РiК – пикриты Срединного хребта, Камчатка. Поля пород: базальты типа ВАВВ задуговых бассейнов Вудларк и Лау на юго-западе Тихого океана (1); базальты типа WPB Срединного хребта на Камчатке (2); эффузивы вулкана Уксичан (3, Срединный хребет, Камчатка); шошониты Камчатки (4). Области пород: абсарокиты (Ab), шошониты (Sh), известково-щелочная (CA) и толеитовая (To) серии. Точечной линией обведены данные по базальтам Вездеходной площади. Тренды оливиновых (Ol) и пироксеновых (Cpx) кумулятов, а также остаточных расплавов (RM). Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием информации из работ [Лутц, 1980; Золотухин и др., 2003; Симонов и др., 2005, 2014, 2016; Петрографический кодекс ..., 2009; Давыдова, 2014; Перепелов, 2014 а, б; Mackenzie, Chappell, 1972; Dril et al., 1997; Konnikov et al., 2010; GEOROC <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>].

**Рис. 4.** Соотношения петрохимических компонентов ( $\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ) и  $\text{MgO}$  в составах (мас. %) раннепалеозойских пород Чкаловской и Вездеходной площадей.

Условные обозначения см. на рис. 3.

**Рис. 5.** Диаграмма Nb/Y - Zr/Y для раннепалеозойских пород Чкаловской и Вездеходной площадей.

ВаС – базальты и андезибазальты скважины Чкаловская-7. ВаV – базальты скважин Вездеходная-3 и Вездеходная-4. WPB - базальты типа WPB Срединного хребта на Камчатке (по данным [Перепелов, 2014 а, б]). Поля пород: базальты типа ВАВВ задуговых бассейнов Вудларк и Лау на юго-западе Тихого океана (1, построено на основе [Dril et al., 1997]); эффузивы вулкана Уксичан (2, построено на основе [Давыдова, 2014]); шошониты современных островных дуг (3, включая Камчатку, построено на основе [GEOROC <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>]). Области магматизма с плюмовым источником (PS) и без плюмового источника (NPS) согласно [Condie, 2005]. DM – верхняя деплетированная мантия, EN – обогащенный компонент, REC – рециклированный компонент согласно [Condie, 2005]. Точечной линией обведены данные по базальтам Вездеходной площади. Рисунок построен с использованием информации из работы [Симонов и др., 2014].

**Рис. 6.** Распределение редкоземельных элементов в раннепалеозойских породах Чкаловской и Вездеходной площадей.

**А** 1 – базальты и андезибазальты скважины Чкаловская-7; 2 – поле щелочных базальтов современных островных дуг, включая Камчатку; 3 - поле щелочных базальтов Гавайских островов. **Б** 1, 2 – базальты из скважин Вездеходная-3 (1) и Вездеходная-4 (2); 3 – верхняя граница поля базальтов типа ВАВВ; 4 – поле базальтов типа WPB Срединного хребта на Камчатке; 5 – поле эффузивов вулкана Уксичан. **В** 1 – пикритовые порфириды скважины Чкаловская-11; 2 - поле обогащенных легкими лантаноидами пикритов Камчатки; 3 - поле пикритов Гавайских островов. Значения элементов нормированы к хондриту согласно [Boynnton, 1984]. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием информации из работ [Шараськин, 1992; Давыдова, 2014; Перепелов, 2014 а, б; GEOROC <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>]

**Рис. 7.** Спайдер-диаграммы для раннепалеозойских пород Чкаловской и Вездеходной площадей.

**А** 1 – базальты и андезибазальты скважины Чкаловская-7; 2 – поле щелочных базальтов Гавайских островов. **Б** 1, 2 – базальты из скважин Вездеходная-3 (1) и Вездеходная-4 (2); 3 – базальты типа ВАВВ; 4 – поле базальтов типа WPB Срединного хребта на Камчатке; 5 – поле эффузивов вулкана Уксичан. **В** 1 – пикритовые порфириды скважины Чкаловская-11; 2 – поле пикритов Гавайских островов. Значения элементов нормированы к примитивной мантии согласно [Mc Donough et al., 1992; Rollinson, 1993]. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием информации из работ [Шараськин, 1992; Соболев, Никогосян, 1994; Давыдова, 2014; Перепелов, 2014 а, б; GEOROC <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>].

**Рис. 8.** Параметры кристаллизации клинопироксенов и амфиболов из пикритовых порфиритов Чкаловской площади.

Данные по *PT* параметрам кристаллизации клинопироксенов (PiC, PiC2) и амфиболов (PiA) рассчитаны с использованием различных термобарометров (PiC – [Yavuz, Yildirim, 2018]; PiC2 – [Перчук, 1980; Mercier, 1980; Lindnsley, Dixon, 1983]; PiA – [Ridolfi, Renzulli, 2012]). Поля данных по клинопироксенам и по расплавленным включениям (CrIn) из эффузивов вулкана Уксичан и по амфиболам (Am) из эффузивов вулканов Уксичан и Ичинский (Срединный хребет, Камчатка). Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием информации из работы [Добрецов, Симонов и др., 2019].

**Рис. 9.** Кумулятивные структуры с вкрапленниками оливина, появившиеся в результате быстрой кристаллизации пикритовых расплавов при формировании пикритовых порфиритов Чкаловской площади в природных условиях (А) и в ходе высокотемпературных экспериментов авторов с расплавленными включениями в хромшпинелидах из дунитов офиолитов Кузнецкого Алатау (Б).

**Таблица 1.** Представительные анализы пикритовых порфиров Чкаловской площади, Западная Сибирь

№ образца	C-11-15	C-11-16	C-11-17	C-11-18	C-11-19
SiO <sub>2</sub>	41.00	39.36	37.80	36.40	39.92
TiO <sub>2</sub>	0.79	0.90	0.99	0.64	0.73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.90	8.78	9.00	6.19	6.93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.38	15.92	16.32	13.37	15.41
MnO	0.15	0.16	0.16	0.20	0.15
MgO	24.14	22.42	22.26	21.86	24.97
CaO	2.56	3.17	3.33	8.02	2.37
Na <sub>2</sub> O	0.61	0.77	0.71	0.44	0.50
K <sub>2</sub> O	0.17	0.15	0.11	0.09	0.12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.10	0.10	0.08	0.08
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.22	0.20	0.21	0.19	0.21
NiO	0.12	0.11	0.12	0.09	0.12
П.п.п.	6.94	7.41	7.87	11.93	7.54
Сумма	99.08	99.44	99.00	99.51	99.05
Rb	2.9	2.2	2.2	1.79	2.9
Sr	148	307	248	265	134
Y	10.0	9.7	10.5	9.5	8.9
Zr	40	39	47	33	35
Nb	6.1	6.2	7.3	4.8	5.3
Cs	0.67	0.71	1.05	0.60	0.67
Ba	69	104	89	204	78
La	4.5	5.0	5.2	5.1	4.3
Ce	9.8	10.3	11.3	10.2	8.8
Pr	1.36	1.39	1.53	1.33	1.16
Nd	5.6	5.7	6.3	5.5	5.0
Sm	1.50	1.63	1.66	1.44	1.38
Eu	0.49	0.55	0.58	0.51	0.43
Gd	1.82	1.83	1.80	1.75	1.63
Tb	0.31	0.30	0.30	0.29	0.27
Dy	1.85	1.79	1.91	1.67	1.64
Ho	0.38	0.37	0.36	0.33	0.33
Er	1.00	1.01	1.05	0.87	0.81
Tm	0.15	0.15	0.15	0.12	0.12
Yb	0.95	0.95	0.93	0.75	0.72
Lu	0.14	0.13	0.13	0.11	0.11
Hf	1.00	1.07	1.19	0.94	0.86
Ta	0.36	0.39	0.42	0.30	0.36
Th	0.63	0.63	0.82	0.53	0.56
U	0.20	0.20	0.23	0.13	0.16

Примечание. Скважина 11. Основные химические компоненты – мас.%. Микроэлементы – ppm. Здесь и в других таблицах приведены оригинальные анализы авторов статьи.

**Таблица 2.** Представительные анализы пород базальтового комплекса Чкаловской площади, Западная Сибирь.

№ образца	С-7-3	С-7-4	С-7-6	3046	3061	3075	3122
SiO <sub>2</sub>	43.49	48.50	46.26	57.86	44.99	54.27	54.09
TiO <sub>2</sub>	3.77	3.34	3.59	1.05	4.26	1.77	2.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.59	15.37	14.96	15.28	15.06	16.51	14.65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.02	14.29	14.59	9.87	16.11	10.77	11.84
MnO	0.42	0.15	0.20	0.15	0.18	0.21	0.25
MgO	3.10	2.68	5.00	2.32	3.66	3.36	3.16
CaO	3.32	3.03	5.60	2.85	5.46	3.01	3.04
Na <sub>2</sub> O	2.73	3.78	3.84	2.85	3.01	5.62	3.96
K <sub>2</sub> O	1.95	2.83	1.85	3.27	3.48	2.02	2.94
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.86	0.35	0.52	0.22	0.78	0.62	0.73
П.п.п.	6.11	5.03	2.95	4.27	3.33	2.09	3.45
Сумма	99.36	99.35	99.34	99.99	100.33	100.25	100.21
Rb	42	56	35	61	72	38	81
Sr	133	229	539	276	216	532	157
Y	63	35	38	36	87	74	88
Zr	526	522	381	336	921	752	846
Nb	80	77	51	49	160	125	149
Cs	1.01	0.93	0.45	0.42	0.27	0.22	0.43
Ba	354	584	575	753	835	436	495
La	69	35	39	37	102	95	105
Ce	158	77	83	78	207	198	211
Pr	23	10.5	11.4	11	27	27	29
Nd	92	40	44	46	104	103	109
Sm	19.8	8.4	9.5	9.9	21.3	20.6	22.1
Eu	5.5	2.6	3.0	3.3	7.0	6.3	5.3
Gd	17.6	7.6	9.2	9.4	19.1	17.9	20.2
Tb	2.6	1.2	1.5	1.3	2.9	2.6	3.0
Dy	12.5	6.4	7.6	6.7	15.4	13.5	16.3
Ho	2.3	1.3	1.4	1.2	2.9	2.5	3.0
Er	5.9	3.7	3.6	3.1	7.9	6.6	7.8
Tm	0.78	0.60	0.51	0.42	1.12	0.90	1.09
Yb	4.5	3.7	2.9	2.5	6.7	5.0	6.2
Lu	0.68	0.56	0.46	0.37	0.98	0.69	0.93
Hf	12.0	11.7	8.7	7.2	18.7	15.3	17.6
Ta	5.5	5.1	3.6	2.6	8.1	6.2	7.7
Th	6.3	6.6	5.1	3.0	8.1	5.9	7.6
U	2.3	1.08	1.44	1.36	1.50	2.32	2.03

Примечание. Скважина 7. Основные химические компоненты – мас.%. Микроэлементы – ppm.

**Таблица 3.** Представительные анализы пород базальтового комплекса Вездеходной площади, Западная Сибирь.

№ образца	Вз-3-1а	Вз-3-1b	Вз-3-9	Вз-3-11	Вз-4-5	Вз-4-7	Вз-4-8
SiO <sub>2</sub>	47.82	46.98	44.32	43.90	49.63	47.96	42.79
TiO <sub>2</sub>	1.12	1.13	1.31	1.32	1.29	2.81	2.41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.51	17.95	16.78	16.66	17.05	14.24	14.24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.80	10.71	11.21	11.38	8.97	14.89	15.57
MnO	0.15	0.18	0.11	0.12	0.14	0.23	0.27
MgO	5.87	6.87	8.27	8.27	5.96	5.68	7.98
CaO	11.38	9.16	7.80	8.53	8.72	7.04	9.99
Na <sub>2</sub> O	3.06	3.36	2.38	2.58	3.51	4.01	2.41
K <sub>2</sub> O	0.15	0.31	2.10	1.90	1.07	1.30	0.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.21	0.21	0.22	0.23	0.26	0.41	0.21
П.п.п.	3.21	3.37	5.56	5.24	3.73	2.28	4.00
Сумма	100.28	100.23	100.05	100.13	100.32	100.84	99.96
Rb	1.3	3.1	23	17	25	28	2.3
Sr	651	747	646	643	170	321	249
Y	21	20	22	21	24	44	44
Zr	61	58	78	80	130	169	146
Nb	2.9	2.8	5.5	5.1	6.3	3.9	4.2
Cs	0.14	0.47	1.2	0.90	0.62	1.49	0.18
Ba	57	91	315	286	183	210	25
La	13	13	13	13	13.5	10.3	5.0
Ce	27	26	28	28	29	27	15.5
Pr	3.7	3.5	3.9	4.0	3.9	4.6	2.9
Nd	16	15	16	16	17.1	22	14.8
Sm	3.7	3.8	4.1	3.7	3.9	5.9	4.7
Eu	1.3	1.2	1.3	1.3	1.21	1.80	1.64
Gd	3.8	3.7	4.1	3.9	4.3	7.3	6.3
Tb	0.57	0.54	0.63	0.60	0.64	1.21	1.12
Dy	3.3	3.1	3.5	3.2	3.8	7.2	6.9
Ho	0.60	0.63	0.72	0.60	0.75	1.39	1.43
Er	1.6	1.6	1.9	1.7	2.1	4.0	4.1
Tm	0.25	0.24	0.27	0.24	0.33	0.62	0.63
Yb	1.5	1.4	1.7	1.5	2.0	3.5	4.0
Lu	0.23	0.22	0.26	0.23	0.29	0.53	0.59
Hf	1.5	1.5	1.9	1.8	4.6	5.3	5.4
Ta	0.12	0.12	0.24	0.21	0.35	0.24	0.27
Th	1.3	1.3	1.7	1.1	3.3	1.36	0.86
U	0.39	0.36	0.43	0.36	0.46	0.19	0.081

Примечание. Образцы: №№ Вз-3-1а – Вз-3-11 – скважина Вездеходная-3; №№ Вз-4-5 – Вз-4-8 – скважина Вездеходная-4. Основные химические компоненты – мас.%. Микроэлементы – ppm.



**Таблица 4.** Представительные анализы (мас. %) клинопироксенов из пикритовых порфиритов скважины 11 Чкаловской площади.

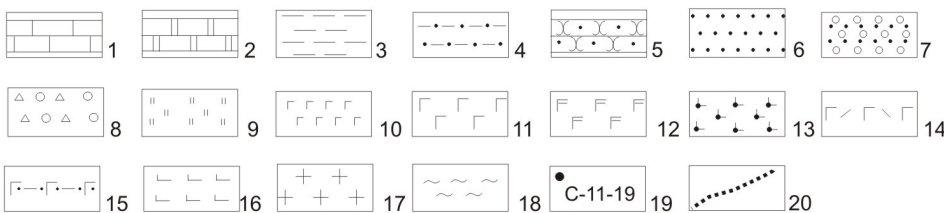
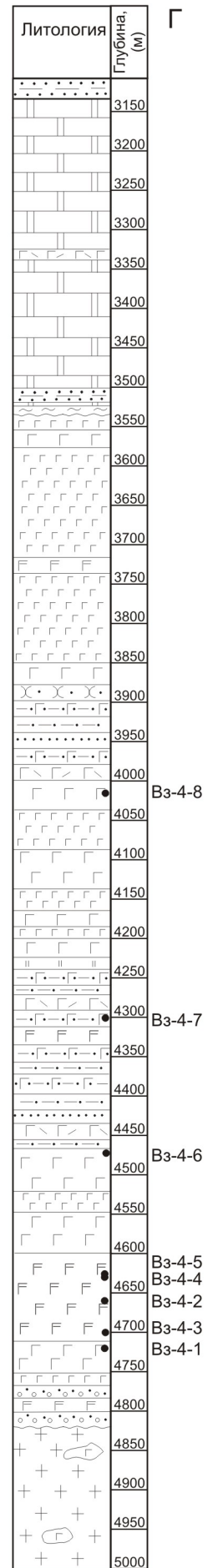
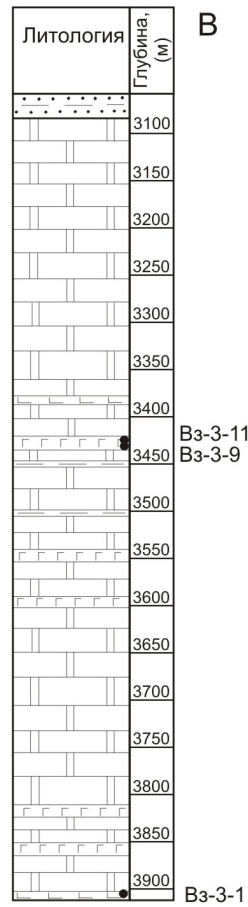
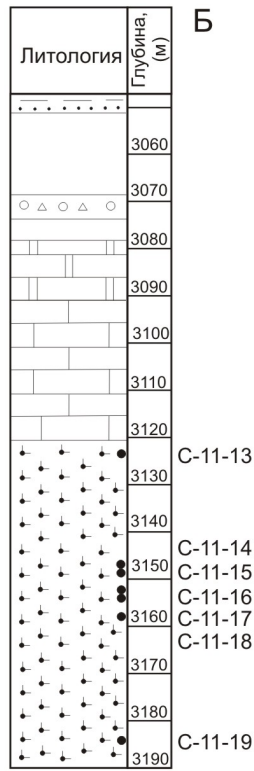
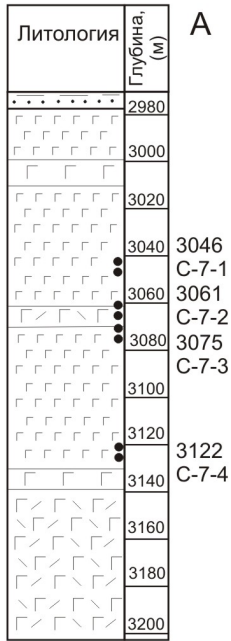
№ п.п.	№ анализа	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	Mg#
1	1-1	48.50	1.58	5.12	0.48	6.45	0.11	14.64	22.01	0.49	0.00	99.37	80.18
2	1-2	48.58	1.73	5.00	0.46	6.54	0.12	13.85	22.17	0.47	0.00	98.92	79.05
3	1-3	48.41	1.70	4.98	0.46	6.68	0.11	13.63	22.33	0.47	0.00	98.78	78.43
4	1-4	48.62	1.68	4.98	0.51	6.49	0.08	13.90	22.01	0.45	0.01	98.72	79.24
5	1-5	48.03	1.78	5.27	0.50	6.64	0.10	13.45	21.92	0.44	0.00	98.14	78.31
6	1-6	48.99	1.77	5.10	0.49	6.55	0.09	14.15	22.05	0.47	0.00	99.65	79.38
7	1-7	48.04	1.72	5.01	0.47	6.70	0.11	14.09	21.81	0.46	0.00	98.42	78.94
8	1-8	48.11	1.82	5.29	0.54	6.57	0.11	13.46	22.19	0.41	0.00	98.50	78.50
9	1-9	47.28	1.82	5.06	0.62	6.60	0.11	13.44	21.95	0.41	0.00	97.28	78.40
10	1-10	48.18	1.87	5.43	0.51	6.68	0.11	13.32	22.12	0.42	0.00	98.64	78.04
11	1-11	48.54	2.05	5.38	0.38	6.73	0.11	13.76	21.92	0.49	0.00	99.36	78.46
12	1-12	47.81	2.01	5.24	0.38	7.03	0.11	13.78	21.23	0.49	0.00	98.09	77.74
13	1-13	47.41	2.14	5.33	0.40	6.68	0.11	13.25	22.06	0.50	0.00	97.87	77.95
14	1-14	48.54	1.76	4.98	0.46	6.74	0.09	14.20	21.17	0.51	0.00	98.44	78.97
15	1-16	48.22	1.67	4.91	0.57	6.49	0.14	13.67	22.07	0.44	0.00	98.18	78.96
16	1-17	47.89	1.83	5.36	0.58	6.48	0.09	13.44	22.14	0.44	0.00	98.26	78.71
17	1-18	48.43	1.73	4.95	0.50	6.45	0.12	13.71	21.82	0.50	0.00	98.21	79.11
18	1-19	48.24	1.74	4.90	0.50	6.49	0.09	13.81	21.91	0.46	0.00	98.15	79.13
19	1-20	47.78	1.70	4.86	0.54	6.46	0.11	13.76	22.07	0.45	0.00	97.74	79.15

Примечание. Вкрапленники клинопироксена из пикритовых порфиритов. Образец С-11-15. Mg# = Mg·100/(Mg + Fe), ф. е.

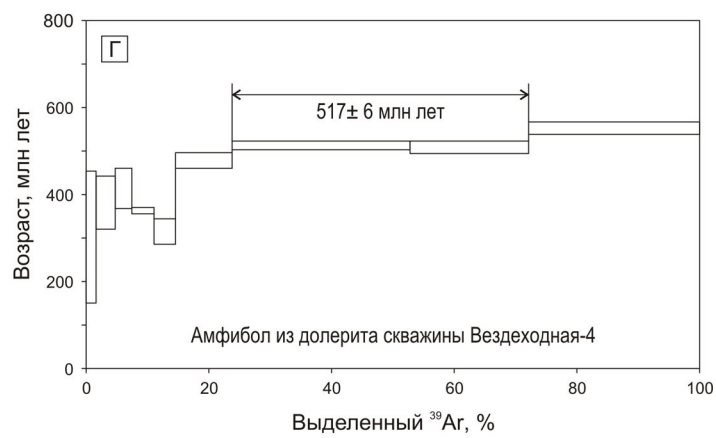
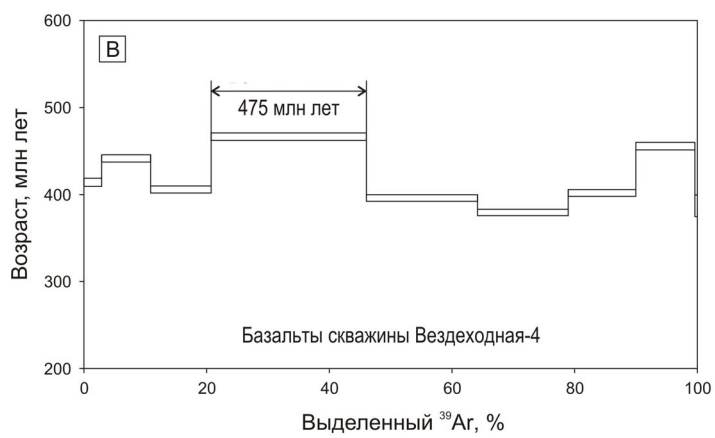
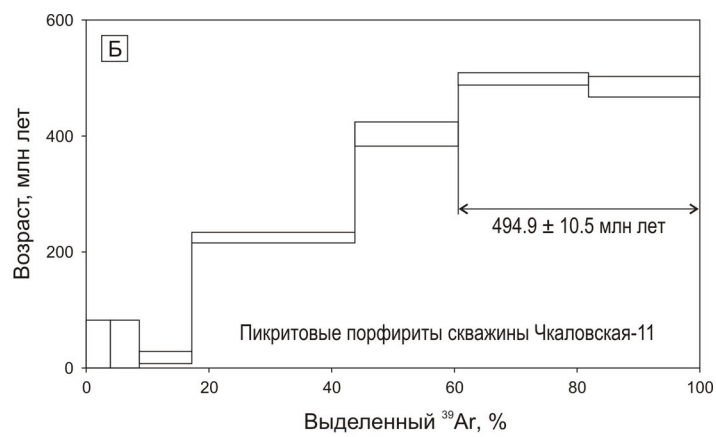
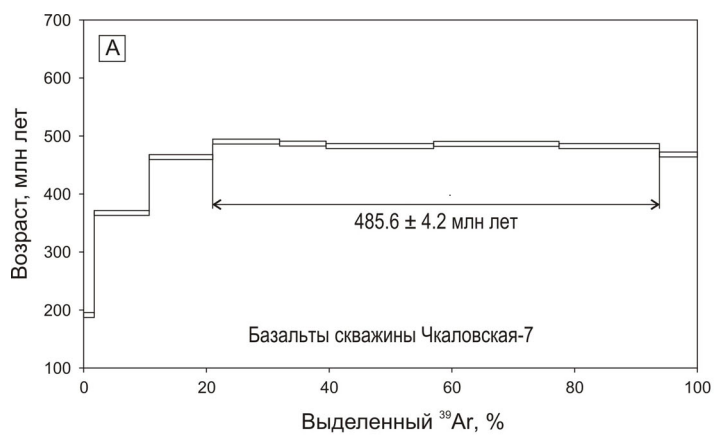
**Таблица 5. Представительные анализы (мас. %) амфиболов из пикритовых порфиритов скважины 11 Чкаловской площади.**

№ п.п.	№ анализа	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	Al <sup>iv</sup>	T°С	P кбар
1	1-1	42.13	4.54	11.05	0.02	9.63	0.10	14.58	11.18	3.64	0.32	97.19	1.81	1074	5.3
2	1-4	41.02	4.88	11.51	0.02	9.95	0.12	14.26	11.30	3.32	0.34	96.72	1.94	1073	5.2
3	1-7	41.33	4.63	11.36	0.08	9.66	0.12	14.39	11.15	3.79	0.32	96.83	1.89	1110	6.7
4	2-2	43.54	4.79	8.78	0.16	10.21	0.13	15.02	10.76	3.89	0.40	97.69	1.52	1105	4.9
5	2-4	42.57	4.86	9.81	0.06	10.42	0.10	14.57	11.03	3.89	0.38	97.68	1.70	1091	4.9
6	2-5	43.09	4.80	8.91	0.14	10.07	0.14	14.75	10.66	3.85	0.42	96.83	1.55	1106	5.1
7	2-6	43.20	4.64	9.23	0.08	9.93	0.10	15.22	10.89	3.81	0.37	97.47	1.59	1087	4.6
8	2-9	43.18	4.55	8.99	0.17	9.98	0.12	15.10	10.73	3.85	0.35	97.03	1.56	1104	5.1
9	4-1	42.11	4.40	10.32	0.06	10.52	0.11	14.43	11.14	3.92	0.35	97.36	1.78	1090	5.6
10	4-2	41.93	4.50	10.43	0.15	10.76	0.11	14.20	11.09	3.62	0.34	97.14	1.80	1086	5.3
11	4-4	41.47	4.81	10.92	0.06	11.13	0.13	13.85	11.22	3.43	0.35	97.36	1.88	1069	4.7
12	4-5	42.03	4.21	10.05	0.02	11.31	0.16	14.14	11.26	3.11	0.33	96.61	1.76	1020	3.5
13	4-6	43.78	4.27	7.98	0.04	10.54	0.13	15.19	10.31	4.06	0.43	96.72	1.39	1091	4.9
14	4-7	43.42	4.43	8.53	0.03	10.86	0.12	14.60	10.44	3.89	0.45	96.79	1.49	1074	4.5
15	4-8	44.02	4.44	8.20	0.12	10.78	0.13	14.97	10.29	3.99	0.47	97.40	1.42	1097	5.1
16	5-1	41.28	4.68	11.20	0.03	10.70	0.14	14.06	11.23	3.51	0.34	97.16	1.91	1078	5.3
17	5-2	41.39	4.79	11.25	0.02	11.11	0.08	13.85	11.26	3.44	0.37	97.57	1.90	1058	4.7
18	5-3	40.95	5.34	11.24	0.04	10.94	0.12	13.75	11.28	3.30	0.37	97.33	1.95	1074	4.5
19	5-5	41.48	4.77	11.40	0.02	10.66	0.12	13.59	11.38	3.48	0.37	97.26	1.86	1059	4.9
20	5-6	41.11	4.95	11.43	0.01	11.01	0.14	14.00	11.38	3.42	0.38	97.83	1.96	1074	5.0
21	5-7	42.01	4.44	10.17	0.05	11.04	0.10	14.20	11.35	2.93	0.33	96.61	1.77	1008	3.1
22	5-9	40.90	4.95	11.31	0.03	10.91	0.13	13.75	11.25	3.42	0.36	97.00	1.94	1074	5.0
23	5	41.00	4.67	11.53	0.01	10.45	0.10	14.00	11.44	3.70	0.33	97.22	1.93	1080	5.6
24	7	41.58	4.59	10.96	0.03	10.79	0.13	14.70	11.41	3.31	0.33	97.84	1.89	1064	4.5
25	8	40.89	4.86	11.71	0.03	10.75	0.15	14.23	11.36	3.39	0.35	97.70	2.01	1087	5.7

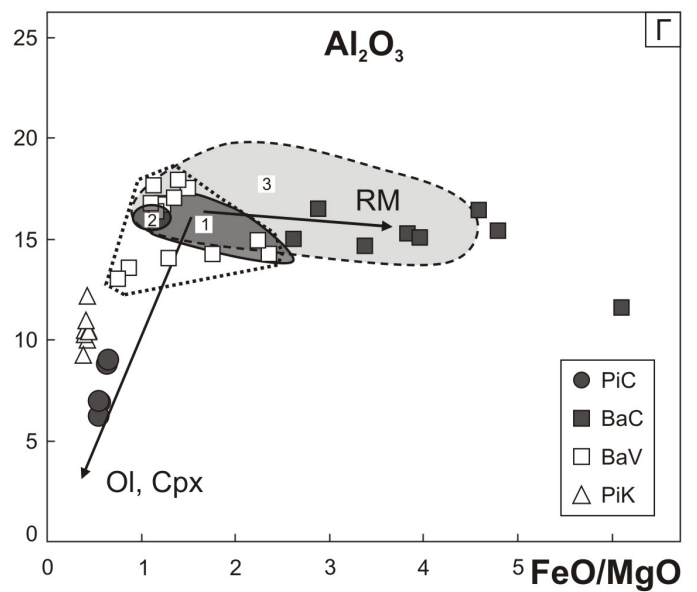
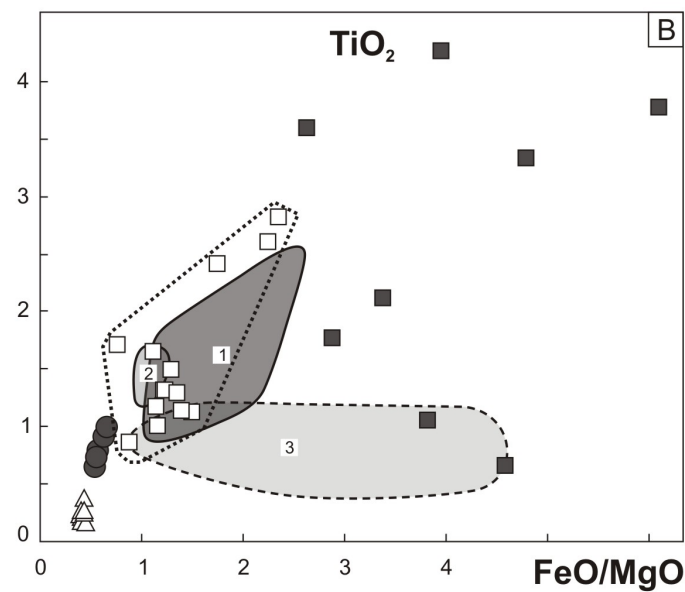
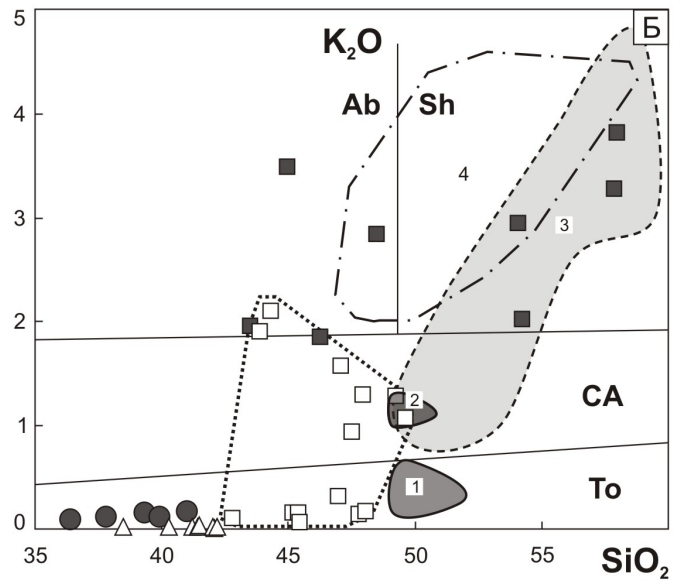
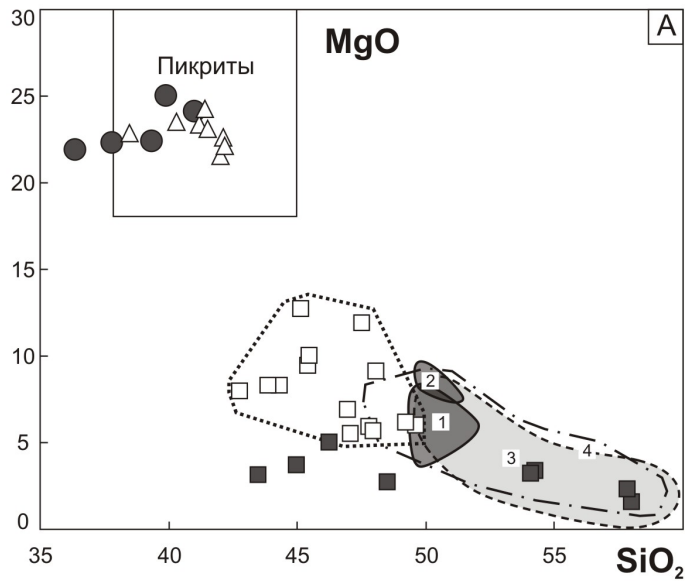
Примечание. Вкрапленники амфибола из пикритовых порфиритов. Образец С-11-15. Al<sup>IV</sup> – алюминий в четверной координации, ф. е. T°C и P кбар – параметры кристаллизации амфиболов, рассчитанные по термобарометру [Ridolfi, Renzulli, 2012].



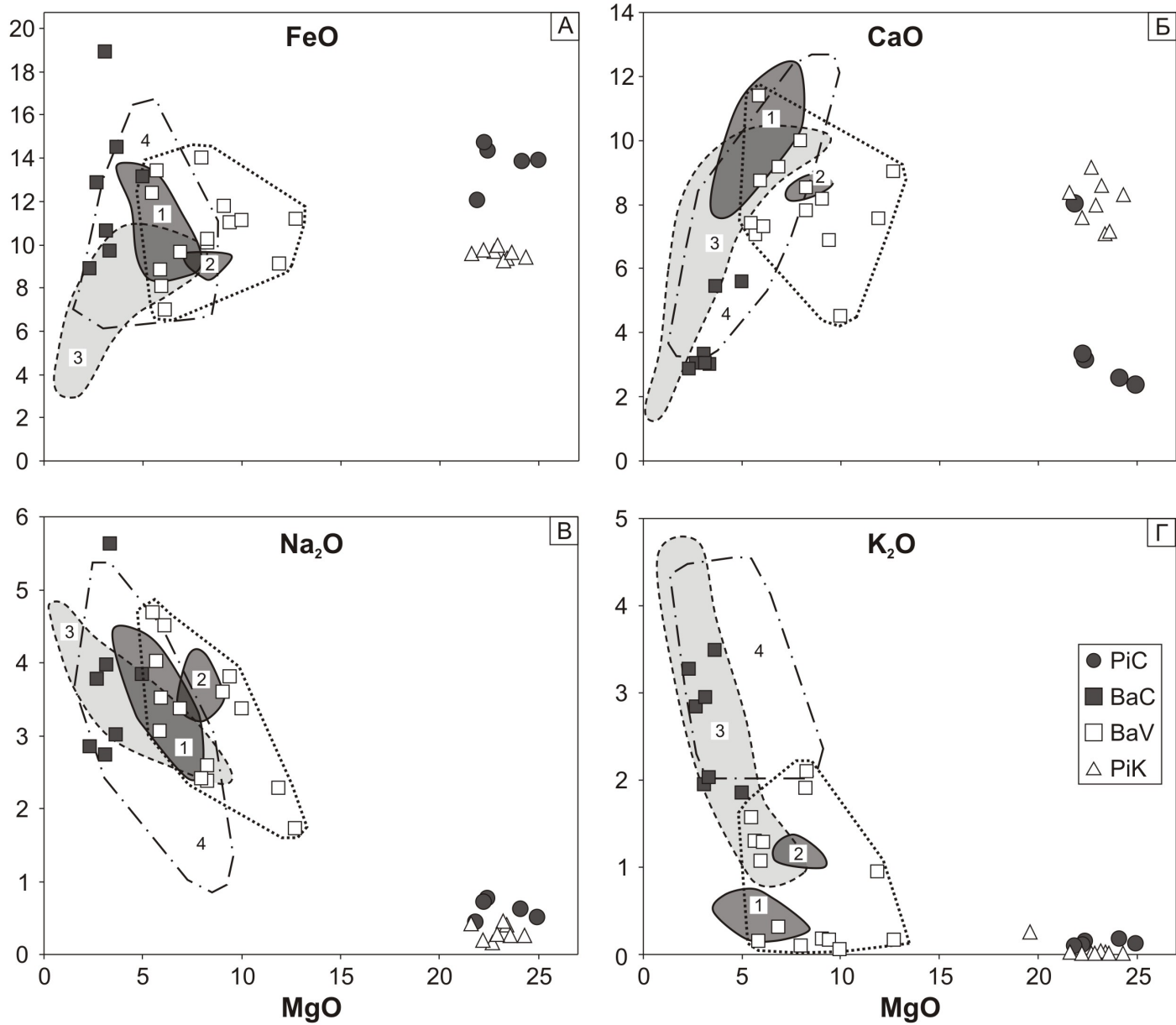
Симонов и др., Рис.1



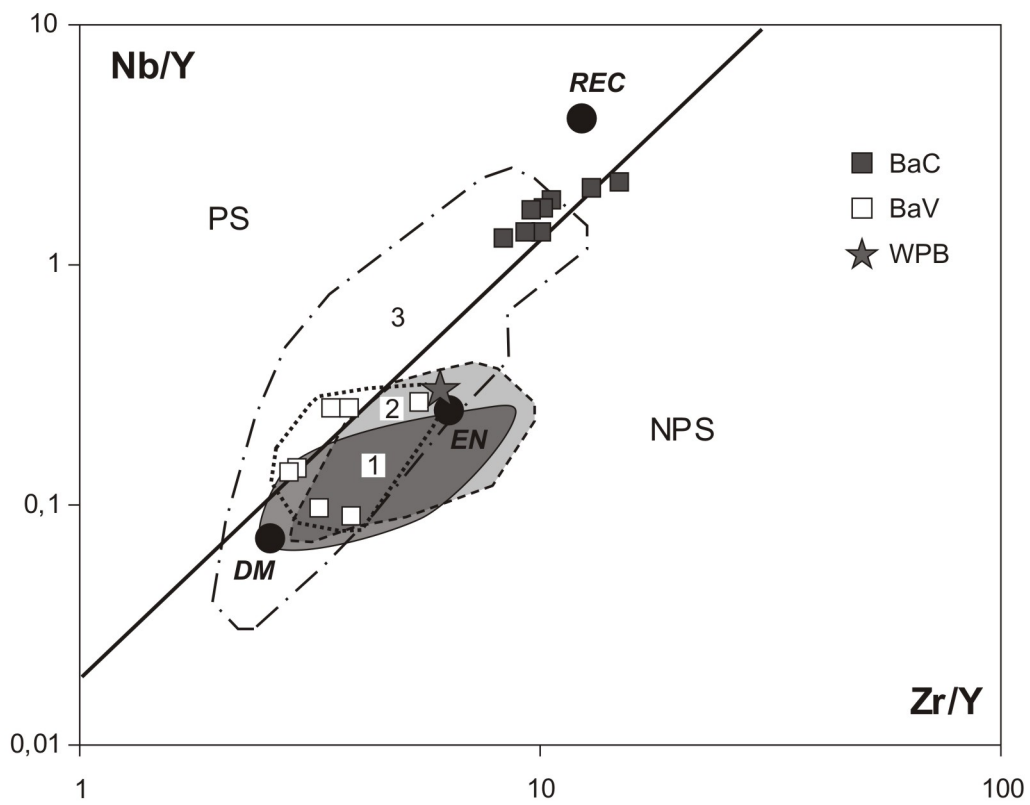
Симонов и др., Рис.2



Симонов и др. Рис. 3

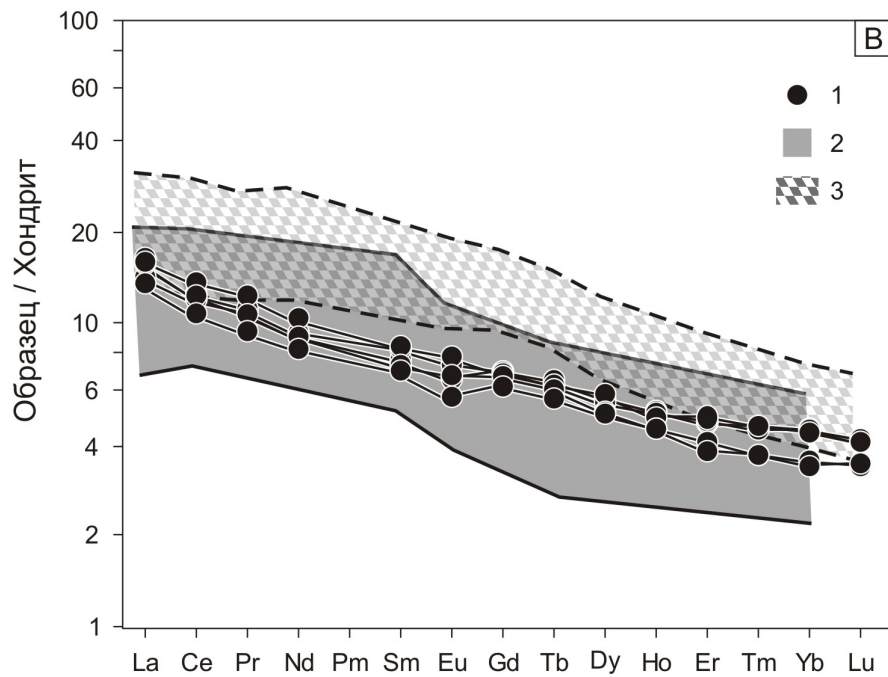
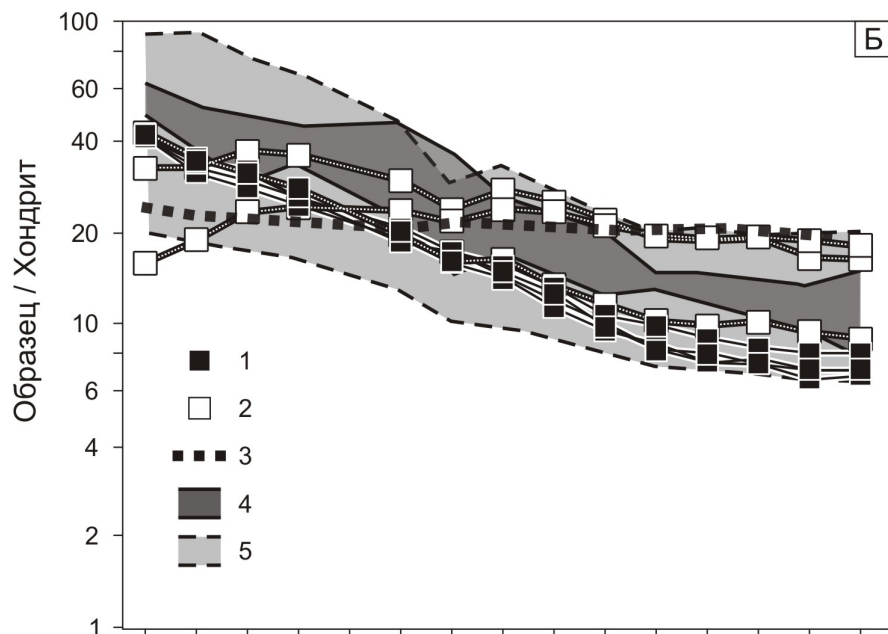
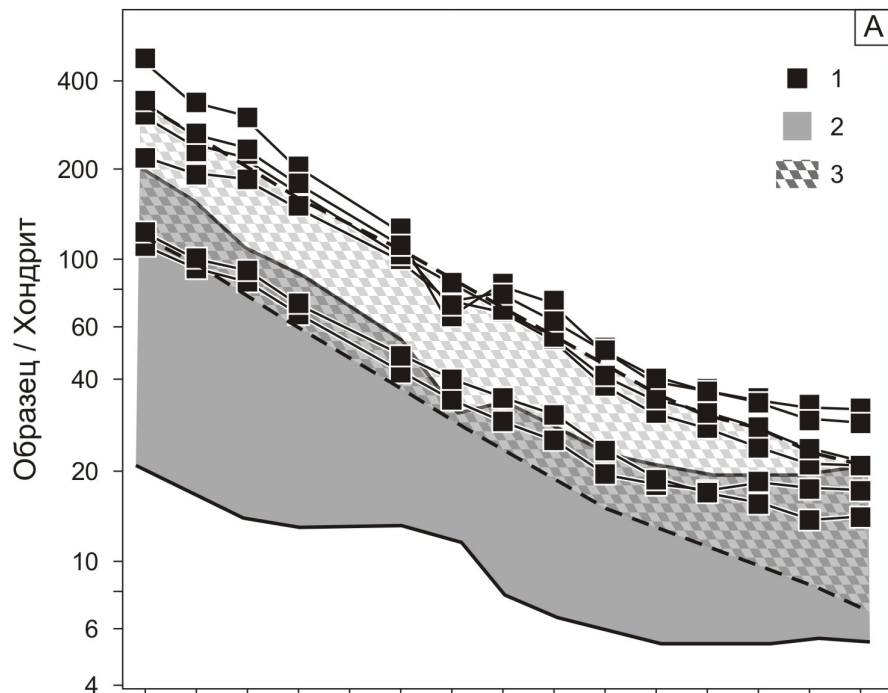


Симонов и др., Рис.4



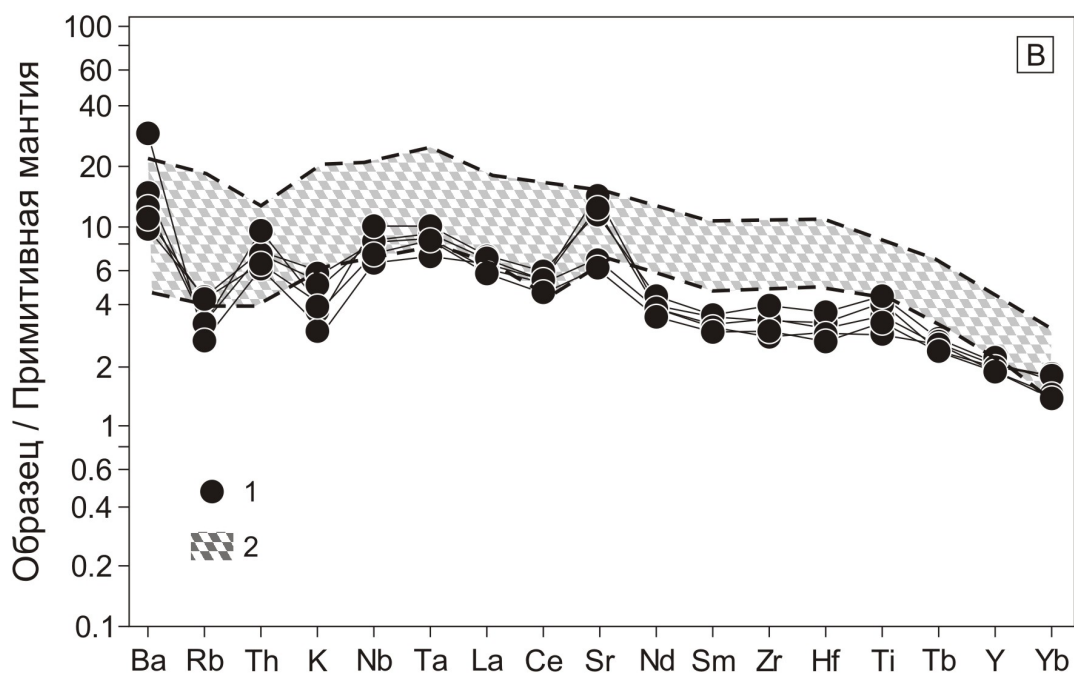
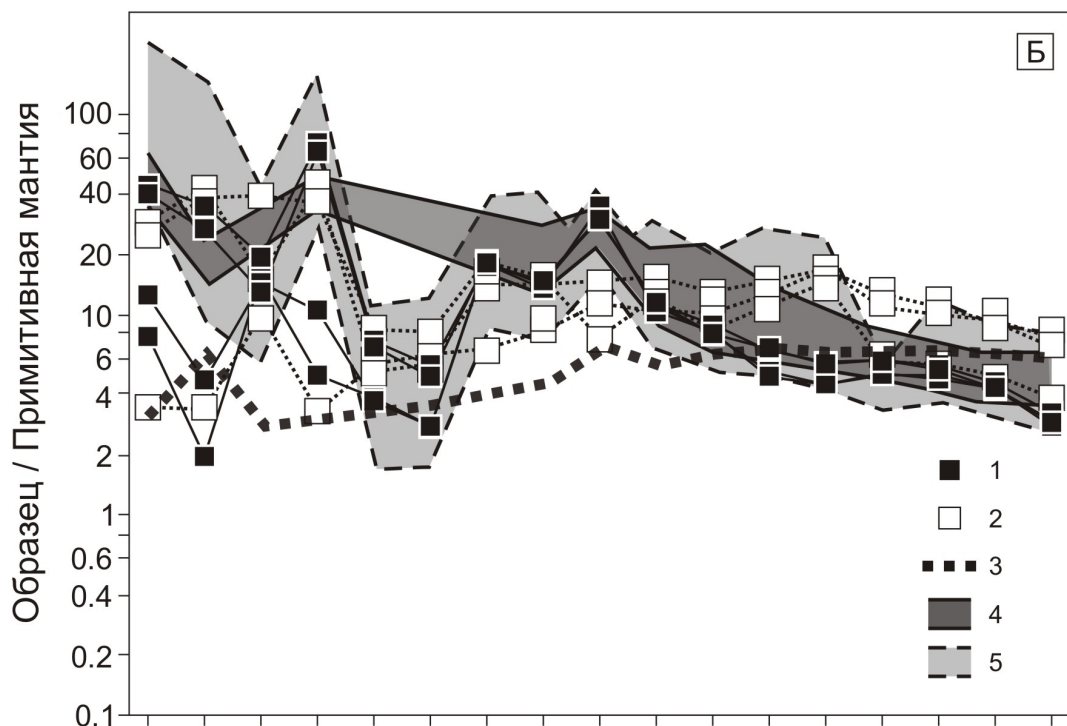
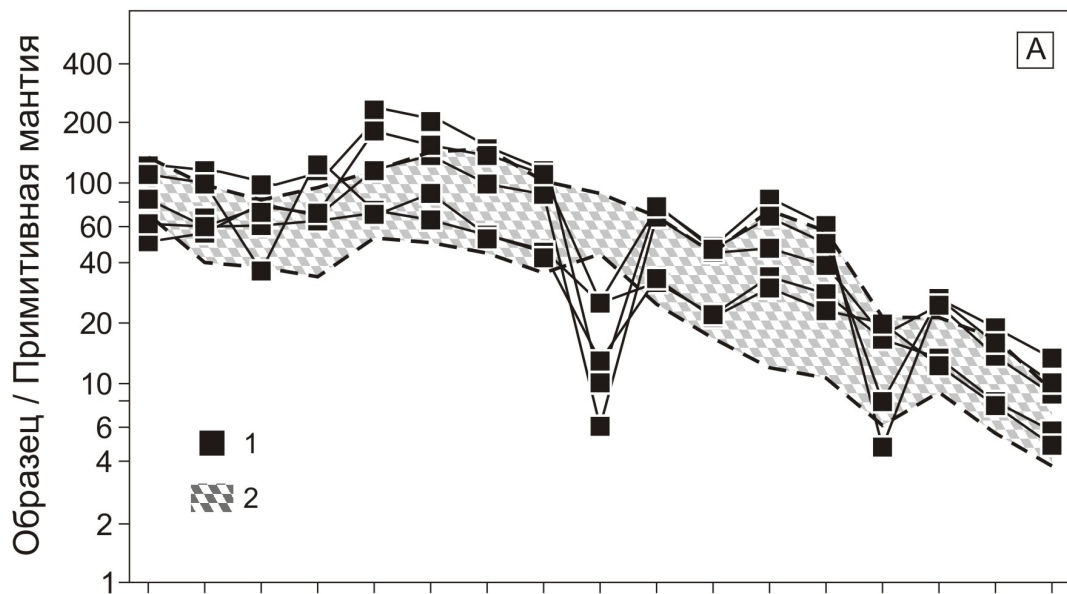
Симонов и др., Рис.5

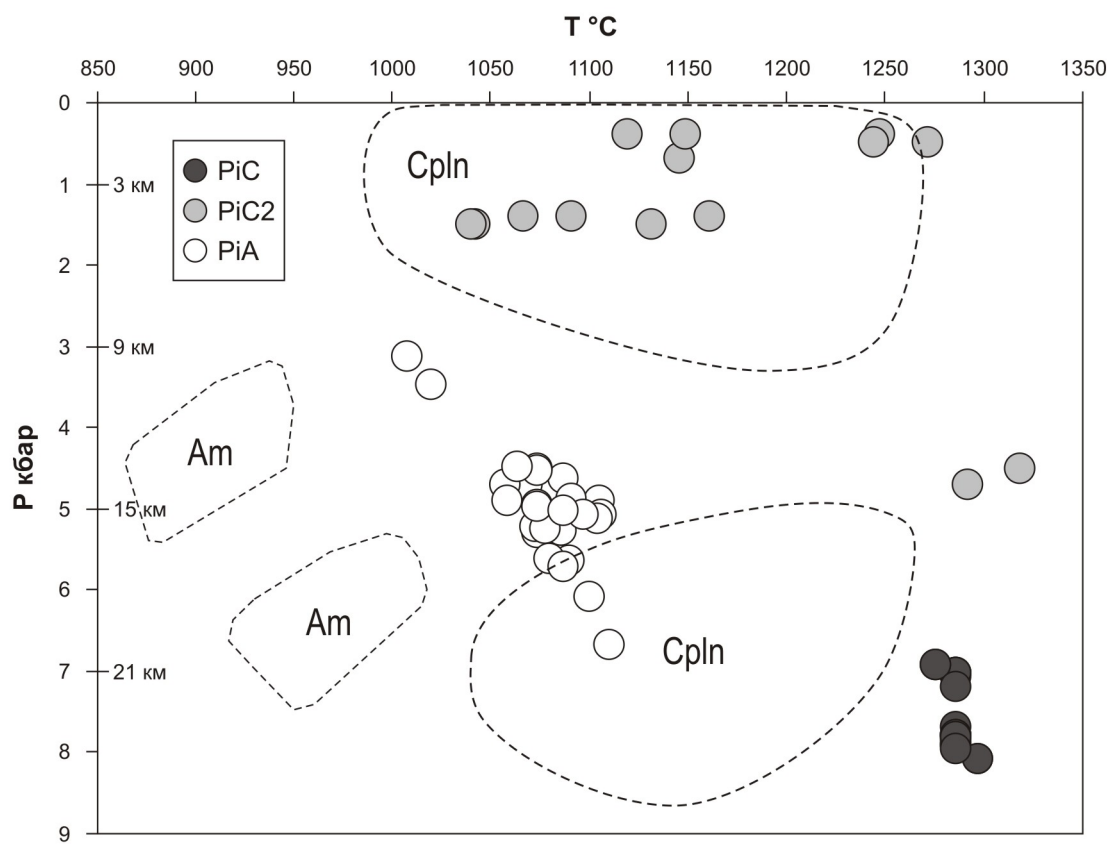




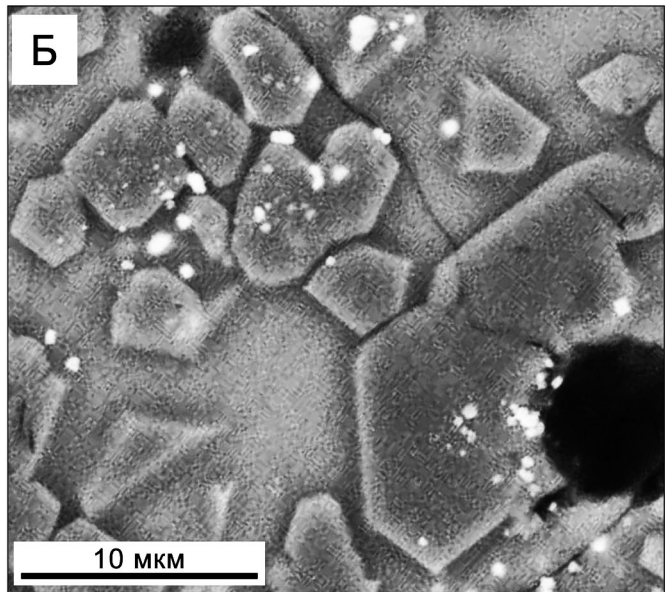
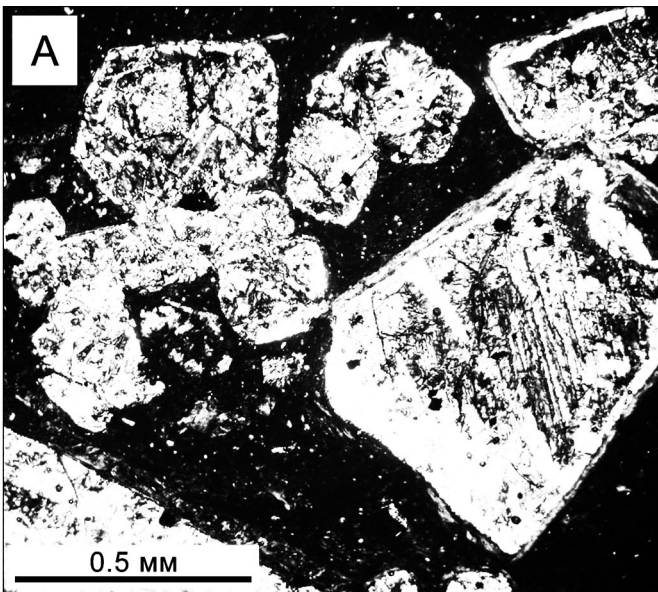
La Ce Pr Nd Pm Sm Eu Gd Tb Dy Ho Er Tm Yb Lu

Симонов и др., Рис.6





Симонов и др., Рис.8



*Симонов и др, Рис.9*