УДК 551.248.1:551.73

Г.А. Петров, А.В. Маслов, Ю.Л. Ронкин, А.В. Рыбалка

ПРЕДОСТРОВОДУЖНЫЕ ПАЛЕОСПРЕДИНГОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ТАГИЛЬСКОЙ МЕГАЗОНЫ (СРЕДНИЙ и СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

Аннотация

Кратко охарактеризованы верхнеордовикские палеоспрединговые образования Тагильской мегазоны. Вулканиты базальт-риолитовой формации отнесены к предостроводужным палеоспрединговым комплексам, поскольку островодужные палеообстановки можно отреставрировать только начиная с уровня раннесилурийской базальт-андезит-дацитовой формации. Геохимические особенности вулканитов и комплекса параллельных долеритовых даек допускают их формирование на гетерогенном допалеозойском основании.

Abstract

The brief characteristic of Low-Paleozoic palaeo-spreading complexes of the Tagil megazone is given. Volcanites of basalt-rhyolite formation are carried to before-Island Arc paleo-spreading complexes, because of Island Arc environments can be restored only from the Early Silurian basalt-andesite-dacite formation level. Geochemical pecularities of volcanites and sheeted dike complex assume their forming on the heterogenious pre-Paleozoic basement.

Палеоспрединговые вулканические комплексы Тагильской мегазоны Урала изучались многими исследователями. Наибольший вклад в характеристику комплексов внесли работы Л.И. Десятниченко, А.А. Ефимова, С.Н. и К.С. Ивановых, Ю.С. Каретина, В.Н. Пучкова, Г.Н. Савельевой, И.В. Семенова, В.Н. Смирнова, В.Р. Шмелева, Р.Г. Язевой и многих других исследователей (например [3, 11, 12, 14]). В последнее время появились новые биостратиграфические [1] и петрохимические [6] данные, позволяющие уточнить возраст и условия формирования данных комплексов. Авторы рассмотрели геологическое строение и геохимические особенности вулканогенных (вулканических и субвулканических) предостроводужных палеоспрединговых комплексов, распространенных в западной и восточной частях Тагильской структуры: мариинский и ясьвинский комплексы параллельных долеритовых даек, а также вулканиты шемурской, кабанской и красноуральской свит (рис. 1).

Если принадлежность комплексов параллельных даек к палеоспрединговым комплексам обычно не вызывает сомнений, то отнесение к этим комплексам вулканитов базальт-риолитовой формации нуждается в пояснении. При реконструкции условий формирования пород базальт-риолитовой формации необходимо учитывать следующее.

Особенность этих вулканических серий - наличие залежей массивных медноколчеданных руд. Как это было впервые показано С.Н. Ивановым [3] на примере уральских месторождений и подтверждено исследованиями современных обстановок формирования колчеданных руд [2, 5], средняя глубина формирования данных объектов составляет около 1,5 км (не менее 900 м). В разрезах базальт-риолитовой формации отсутствуют наземные или мелководные фации вулканитов и осадочных пород (они появляются лишь в верхней, силурийской, части разреза Тагильской

мегазоны). Осадочные породы обычно представлены кремнями, алевролитами, иногда с примесью углеродистого вещества. Редко встречающиеся (в частности, на Саумском медноколчеданном месторождении) линзы известняков не имеют признаков мелководных рифовых построек, известняки можно отнести к типу субкаркасных банок багамского типа, сформированных на значительных глубинах. Широко распространены гальмиролитические фации – госсаниты и джаспериты, которые образуются в обстановке малых скоростей осадконакопления [5]. Микрофаунистические остатки, известные в осадочных прослоях, представлены главным образом конодонтами и радиоляриями, что также обычно считается характерным для фаций открытого моря. Наконец, во время формирования базальт-риолитовой формации главными структурами являлись подводные щитовые вулканы и рифтовые зоны, в которых преобладали лавовые излияния трещинного типа. При этом морфологические типы вулканических структур и условия формирования отложений значимо не различаются в западной (кабанская и шемурская свиты) и восточной (красноуральская свита) частях Тагильской мегазоны. Типичные для островных дуг палеообстановки – вулканическая островная дуга, преддуговый и задуговый бассейны, появляются только в раннем силуре, в эпоху накопления отложений павдинской свиты базальт-андезит-дацитовой формации; они достаточно уверенно реставрируются, в частности, в районе Уральской сверхглубокой скважины [6, 14].

Вулканиты базальт-риолитовой формации в западной части Тагильской структуры (рис. 1) присутствуют только в пределах вулкано-тектонических депрессий, врезанных в офиолитовое основание (комплекс параллельных даек со скринами габбро). Низы вулканического разреза в этих депрессиях насыщены многочисленными дайками долеритов, а в прилегающих фрагментах комплекса «дайка в дайке» отмечены скрины базальтов [7]. Постепенный переход от комплекса параллельных даек к

базальтам шемурской свиты был зафиксирован нами, в частности, в юго-западной части Саумской вулкано-тектонической структуры в серии обнажений и горных выработок по р. Вижай, хребтам Большой и Малый Лайс (Северный Урал). Составы пространственно сопряженных вулканитов и долеритов сходны (табл. 1).

Комплекс параллельных даек состоит из долеритов, габбродолеритов со скринами габброидов, реже базальтов Менее распространены (но составляют местами до 30% разреза) дайки риолитов, тела и мигматитовые зоны плагиогранитов, штоки кварцевых диоритов. В западной части Тагильской мегазоны долериты отнесены к мариинскому комплексу, в восточной – к ясьвинскому. Строение разрезов, слагаемых мариинским и ясьвинским комплексами, сходно, но долериты восточной части Тагильской структуры менее обнажены и слагают небольшие тектонические блоки в зоне Серовско-Маукского разлома. Мариинский долеритовый комплекс распространен в западной части Тагильской структуры почти на всем ее протяжении (рис. 1). Ширина мариинской дайковой полосы достигает в некоторых районах 10 - 11 км. Дайки долеритов имеют субмеридиональное простирание и субвертикальное падение. Средняя их мощность составляет 1 - 3 м, реже 5 - 6 или 0,05 - 0,15 м. Наблюдаются зоны закалки шириной 1 - 3 см, а в зонах «дайка в дайке» – фрагменты полудайковых однозакалочных разрезов. Детальное изучение разрезов мариинского комплекса параллельных даек на Северном Урале позволяет выделить две дайковые серии – раннюю и позднюю [7]. Ранние метадолериты занимают большую часть площади, мощность их даек составляет обычно 1 - 3, иногда до 6 м. Метадолериты слагают дайки и однозакалочные полудайки в участках разрезов «дайка в дайке». Поздние метадолериты - двузакалочные маломощные (0,1-0,15 м, редко до 2 м) дайки, секущие границы тел ранних долеритов и плагиограниты.

Метадолериты представляют собой массивные эпидот-альбит-актинолитовые породы с отчетливыми реликтами офитовых, иногда порфировидных (чаще плагиофировых) структур. Долериты ранней генерации, как правило, полностью состоят из метаморфических минералов, изредка в них наблюдаются реликты андезина или лабрадора. Поздние долериты менее подвержены зеленокаменным изменениям, в них часто наблюдаются реликты первичных плагиоклазов, реже – пироксенов. В контактовых ореолах и мигматитовых зонах интрузий плагиогранитов метадолериты ороговиковываются и окварцовываются, в дислокационных зонах – превращаются в существенно актинолитовые или хлоритовые зеленые сланцы. Химический состав ранних и поздних долеритов мариинского комплекса, а также пород различных частей дайковой полосы различен. Петрохимические и геохимические критерии позволяют предполагать присутствие в составе мариинского дайкового комплекса пород, принадлежащих к двум магматическим сериям, различающимся по содержаниям титана и других элементов (рис. 2, 3); подобные различия зафиксированы и в составах базальтов шемурской свиты, перекрывающих долеритовые дайки. Изучение возрастных взаимоотношений субвулканических интрузий высоко- и низкотитанистой серий показало, что кристаллизация их расплавов в определенный период времени происходила одновременно, после чего высокотитанистая магматическая система прекратила существование. Как правило, западная часть дайкового комплекса сложена высокотитанистыми, восточная – низкотитанистыми долеритами, отмечены также области смешанных составов.

На метадолеритовом основании, насыщенном интрузиями плагиогранитов, залегают вулканиты базальт-риолитовой формации. Как уже отмечалось выше, в некоторых случаях удается наблюдать постепенный переход от дайкового комплекса к базальтам, но чаще слабая обнаженность или тектоническая нарушенность зоны

перехода не позволяет однозначно установить геологические отношения метадолеритов и вулканитов. В хорошо изученных районах (Саумская и Шемурская структуры на Северном, участки Кабанских и Красноуральских месторождений на Среднем Урале) установлено наличие двух вулканических ритмов в составе базальт-риолитовой формации, выделяемых в качестве подсвит. Обе подсвиты начинаются с потоков базальтов и заканчиваются риолит-дацитовыми толщами. Наиболее надежно обоснован возраст шемурской свиты на Северном Урале, где в прослоях кремней среди вулканитов нижнешемурской подсвиты обнаружен комплекс конодонтов, включающий ашгилльский зональный вид *Periodon grandis*; в составе верхнешемурской подсвиты найдены раннесилурийские (лландоверийские) конодонты в том числе зональных видов *Distomodus kentuckyensis* и *Pterospathodus amorphognathoides* [1]. Соотношение вулканитов основного и кислого состава различно в разных районах, но обычно оно близко к 3:1. В ряде районов (например, в Красноуральском) довольно широко распространены андезиты. Геохимические спектры кислых вулканитов комплементарны составам парагенетичных базальтов [6].

Вулканиты базальт-риолитовой формации, залегающие на различных по составу сериях мариинского комплекса параллельных даек в западной части Тагильской мегазоны на Северном Урале, также отчетливо геохимически различаются (табл. 1, рис. 3). К примеру, базальты нижней части шемурской свиты Саумской структуры, залегающие на низкотитанистом дайковом комплексе, наследуют его геохимические особенности – низкие содержания титана, циркония, калия, ниобия, редкоземельных элементов (РЗЭ) (рис. 3). Нормированные на хондрит спектры распределения РЗЭ сильно выположены (субхондритовые), за исключением небольшой положительной европиевой аномалии, возможно, вызванной присутствием интрателлурических вкрапленников плагиоклаза. Базальты Саумской структуры обогащены относительно

MORB стронцием и торием, в меньшей степени – барием и танталом; содержания всех других петрологически информативных элементов значительно ниже. Низкие содержания титана сближают базальты Саумской структуры с островодужными магматитами. На диаграмме Rb-Sr точки составов базальтов попадают преимущественно в поле магматических образований, формировавшихся в пределах коры мощностью 15 - 20 км. Базальты нижней части шемурской свиты Шемурской структуры, залегающие на высокотитанистом дайковом комплексе, имеют другие геохимические параметры (рис. 3): их составы почти полностью соответствуют MORB, отличаясь более низкими содержаниями калия и несколько более высокими концентрациями тория и фосфора. На диаграмме Rb-Sr значительная часть точек составов базальтов локализована в поле вулканитов, формирующихся в пределах коры мощностью менее 15 км.

Менее отчетливые различия наблюдаются в составах офиолитовых и базальт-риолитовых серий западной и восточной частей Тагильской структуры на Среднем Урале (табл. 2, рис. 4, 5). Здесь в пределах Тагильской мегазоны установлены два комплекса параллельных долеритовых даек со скринами и остаточными массивами офиолитовых габбро – это мариинский долеритовый и кривинский габбровый комплексы в западной части структуры, ясьвинский долеритовый и устейский габбровый в восточной (см. рис. 1), перекрытые образованиями базальт-риолитовой формации позднего ордовика (и раннего лландовери?). Мариинский комплекс подстилает образования кабанской свиты, ясьвинский – красноуральской. Точки составов долеритов мариинского комплекса попадают на диаграмме Ti-Zr в поля океанических и известково-щелочных базальтов (рис. 4). Спектры распределения РЗЭ преобладающей части пород сходны с E-MORB. Относительно MORB составы пород обеднены калием, часто цирконием, титаном, иттрием и иттербием; обогащены

стронцием, рубидием, барием, торием. Базальты кабанской свиты сходны по составу с мариинскими долеритами – они обогащены щелочными, щелочноземельными металлами и торием, обеднены – титаном, цирконием, иттрием и иттербием (рис. 4), содержания РЗЭ в них выше, чем в типичных океанических породах. Долериты и базальты западной части Тагильской структуры формировались в пределах коры мощностью 15 - 30 км, по содержанию титана сходны с островодужными толеитами, среди даек присутствуют также породы, сходные с океаническими. Мариинско-кабанской магматической серии свойственно обогащение рубидием, барием и торием относительно океанических базальтов и относительно низкие содержания тантала, иттрия и иттербия.

В восточной части Тагильской структуры тектонические фрагменты комплекса параллельных долеритовых даек известны в зоне Серовско-Маукского разлома (ясьвинский комплекс); базальт-риолитовая формация представлена красноуральской свитой. По спектрам распределения РЗЭ пород ясьвинского комплекса сходны с океаническими базальтами (рис. 5). Из анализа спайдер-диаграммы следует, что долериты обогащены относительно MORB рубидием, барием, торием, и обеднены калием и иттрием. Соотношение Rb и Sr в долеритах свидетельствует о формировании в пределах коры мощностью 15 - 20 км. Точки составов базальтов и андезитов красноуральской свиты на диаграмме Ti-Zr расположены в полях известково-щелочных базальтов и островодужных толеитов (рис. 5), спектры РЗЭ красноуральских базальтов сходны с кривыми E-MORB и N-MORB. На спайдер-диаграмме наблюдается обогащение базальтов рубидием, барием, торием относительно MORB, им отвечают низкие содержания калия, тантала, иттрия и иттербия. Положение точек на диаграмме Rb-Sr показывает сходство красноуральских базальтов с магматитами, формировавшимися в пределах коры мощностью около 20 км. Составы базальтов

красноуральской свиты и подстилающих их ясьвинских долеритов имеют значительное сходство, хотя в долеритах резче выражена отрицательная аномалия содержания иттрия, в базальтах – калия. В базальтах обычно несколько выше количество легких РЗЭ, рубидия и бария.

Анализируя особенности химического состава палеоспрединговых комплексов основания Тагильской палеоостроводужной системы, можно отметить следующее.

В составе названных комплексов намечается определенная поперечная зональность. Западные фрагменты комплекса параллельных даек и комагматичные им вулканиты (нижняя часть шемурской свиты Шемурской структуры) на Северном Урале наиболее сходны с океаническими базальтами; далее на восток (Саумская структура, верхняя подсвита шемурской свиты на хр. Шемур) они сменяются долеритами и базальтами островодужного типа, сформированными из магм, выплавленных из более деплетированного источника, обедненного титаном и иттрием. На Среднем Урале офиолиты и вулканиты базальт-риолитовой формации западной части Тагильской мегазоны сходны с магматитами фронтальной части островных дуг, а аналогичные комплексы восточной части – с задуговыми магматическими сериями [6, 14].

Есть признаки и латеральной зональности – в частности, одновозрастные палеоспрединговые комплексы западной части Тагильской мегазоны Среднего и Северного Урала заметно различаются по составовам[1]. Долериты и базальты Среднего Урала обогащены литофильными элементами – калием, рубидием, стронцием, барием, торием, аналогичные породы Северного Урала выплавлялись из более деплетированного источника, сходного с областями плавления магм современных ≥Все изученные магматические серии, за исключением базальтов нижней части шемурской свиты Шемурской структуры, наиболее близких к океаническим породам, по-

[1] Впервые существование геохимически различных сегментов в пределах раннепалеозойской Уральской палеоспрединговой системы было отмечено И.В. Семеновым [12].

видимому, формировались в пределах коры мощностью > 15 км, а вулканиты кабанской свиты > 20 км. К такому выводу приводит анализ распределения точек составов вулканитов на диаграмме Rb-Sr, а также состав самих вулканических серий – в их разрезах велика доля кислых пород (обычно ≥ 30% объема), что не характерно для океанической коры нормальной мощности.

Учитывая эти особенности, можно заключить, что позднеордовикская глубоководная палеоспрединговая система Тагильской мегазоны, продуцировавшая офиолитовые и колчеданоносные базальт-риолитовые комплексы, развивалась на достаточно мощном (> 15 км) основании. На Северном Урале – это деплетированная верхняя мантия и кора океанического или примитивного островодужного типа, тогда как на Среднем Урале, возможно, присутствовали блоки более мощной коры окраинно-континентального и (или) островодужного типов. Между тем известная мощность распространенных на поверхности палеозойских офиолитовых и базальт-риолитовых серий не превышает нескольких километров.

В последнее время появились данные о наличии блоков неопротерозойских пород в составе массивов Платиноносного пояса Урала [4, 9], офиолитовых массивов зоны Главного Уральского разлома [11, 13] и в фундаменте Тагильской палеоостроводужной системы [8, 10]. По-видимому, основание Тагильской палеодуги обладает гетерогенным строением и включает блоки неопротерозойской коры островодужного и океанического типов. В ордовике неопротерозойская кора подверглась расколу и растяжению, что сопровождалось формированием колчеданоносных рифтовых структур. Поперечная геохимическая зональность, наиболее полно изученная на Среднем Урале в районе Уральской сверхглубокой скважины [6], позволяет предполагать надсубдукционную позицию палеоспредингового бассейна в позднем ордовике. Тагильская островодужная система,

включающая индикаторные структуры – барьерную вулканическую дугу, преддуговый и задуговый бассейны, формировалась позднее – вероятно, начиная с конца раннего лландовери.

Раннепалеозойская океаническая кора была распространена, скорее всего, западнее Тагильской мегазоны (в современных координатах), и почти полностью поглотилась в процессе субдукции. Палеоспрединговые комплексы, вмещающие медноколчеданные месторождения уральского типа и развивавшиеся на более мощной гетерогенной, вероятно, преимущественно неопротерозойской коре, вошли в состав фундамента силурийско-девонской палеоостровной дуги, сохранились лучше и в настоящее время доступны для наблюдения в бортах Тагильской мегазоны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бороздина Г.Н. История развития Тагильской мегазоны Среднего и южной части Северного Урала в раннем палеозое. Автореферат дис. … канд. геол.-минер. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. 22 с.
2. Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В. и др. Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. Миасс: ИМин УрО РАН, 2001. 315 с.
3. Иванов С.Н. Особенности гидротермального рудообразования под сушей и морем // Докл. АН СССР. 1966. Т. 169. № 1. С. 177 - 180.
4. Маегов В.И., Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., О.П. Лепихина. Первые результаты Sm-Nd изотопного датирования оливин-анортитовых габбро Платиноносного пояса Урала // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика (XII чтения памяти А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 110 - 113.
5. Масленников В.В. Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 384 с.
6. Наркисова В.В. Петрохимия позднеордовикских–раннедевонских базальтоидов южной части Тагильской зоны Среднего Урала. Автореферат дис. … канд. геол.-минер. наук. М.: Изд-во МГУ, 2005. 24 с.
7. Петров Г.А., Пучков В.Н. Главный Уральский разлом на Северном Урале // Геотектоника. 1994. № 1. С. 25 - 37.

8. Попов В.С., Беляцкий Б.В., Богатов В.И., Петрова А.Ю., Осипова Т.А. Разнообразие источников гранитных магм на Среднем и Южном Урале: Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные // Эволюция внутриконтинентальных подвижных поясов: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез, полезные ископаемые. (IX чтения памяти А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 135 - 137.
9. Попов В.С., Беляцкий Б.В. Sm-Nd возраст дунит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации Кытлымского массива, Платиноносный пояс Урала // Докл. РАН. 2006. Т. 409. № 1. С. 104 - 109.
10. Розен О.М., Журавлев Д.З. Изотопно-геохимическое исследование силура Тагильской синформы: рифейское океаническое плато в нижней коре Уральского орогена? // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Материалы XXXVII тектонического совещания. Т. 2. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. С. 111-114.
11. Савельева Г.Н., Шишкин М.А., Ларионов А.М., Суслов П.В., Бережная Н.Г. Тектоно-магматические события позднего венда в мантийных комплексах офиолитов Полярного Урала: данные U-Pb датирования циркона из хромитов // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. (XII чтения памяти А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 160 - 164.
12. Семенов И.В. Палеоокеанический спрединговый вулканизм Урала и реконструкции параметров уральского палеозойского океана. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 362 с.
13. Хаин Е.В., Ремизов Д.Н., Скляров Е.В., Федотова А.А., Некрасов Г.Е. Особенности формирования Войкаро-Сыньинского и Хордъюсского ультрамафит-мафитовых комплексов Полярного Урала // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. (XII чтения памяти А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 160 - 164.
14. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Силурийская островная дуга Урала: структура, развитие, геодинамика // Геотектоника. 1995. № 6. С. 32 - 44.
15. Condie K.C. Archean magmatism and crustal thickness // Geol. Soc. Am. Bull. 1979. V. 84. N 9. P. 2981 - 2992.
16. Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // Earth Planet Sci. Lett. 1973. P. 290 - 300.
17. Sun S.-S., McDonought W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes // Saunders A.D. and Norry M.J.

(eds). Magmatism in the oceanic basins. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. P. 313 - 345.

18. Wedepohl K.H. Tholeiitic basalts from spreading oceanic ridges: the growth of oceanic crust. Naturwissenschaften, 1981. 68 p.

ОАО «Уральская геологосъемочная экспедиция»
Институт геологии и геохимии УрО РАН
ОАО «Баженовская геофизическая экспедиция»
Уральский государственный горный университет

Рецензент –

Подписи к рисункам

Рис. 1. Схема распространения предостроводужных палеоспрединговых комплексов Тагильской мегазоны на Среднем и Северном Урале.
1 – мезозойские и кайнозойские осадки чехла Западно-Сибирской плиты; *2* – рифейские и палеозойские комплексы окраины Восточно-Европейского палеоконтинента; *3* – метаморфические и интрузивные комплексы Восточно-Уральской мегазоны; *4* – вулканогенные и осадочные толщи девонской островодужной системы и каменноугольного прогиба; *5* – вулканогенные и осадочные толщи силурийско-раннедевонской палеоостровной дуги; *6* – силурийские гранодиоритовые и монцодиоритовые интрузии; *7* – габбро и перидотиты Платиноносного пояса Урала; *8* – вулканиты базальт-риолитовой формации; *9* – метаморфизованный долеритовый комплекс «дайка в дайке»; *10* – метаморфизованные офиолитовые габбро; *11* – серпентинизированные альпинотипные перидотиты (гарцбургиты и дуниты); *12* – меланж зоны Главного Уральского разлома; *13* – изученные фрагменты палеоспрединговых комплексов: 1 – Саумская, 2 – Шемурская вулкано-тектонические структуры; 3, 4 – мариинско-кабанский и ясьвинско-красноуральский палеоспрединговые комплексы западного и восточного бортов Тагильской мегазоны.

Рис. 2. Тренды составов офиолитовых серий западной части Тагильской мегазоны на Северном Урале.
Точки средних составов групп пород: *1 – 4* – низкотитанистой серии: *1* – габбро, *2* – долеритов, *3* – базальтов, *4* – тренд низкотитанистой серии; *5 – 8* – высокотитанистой серии: *5* – габбро и габбродолеритов, *6* – долеритов, *7* – базальтов, *8* – тренд высокотитанистой серии.

Рис. 3. Положение фигуративных точек состава базальтов нижней подсвиты шемурской свиты Саумской и Шемурской структур на геохимических диаграммах.
а – диаграмма Ti – Zr [16]. Поля составов базальтов: *A* – толеитов островных дуг, *B* – известково-щелочных, *C* – срединно-океанических хребтов, *D* – поле неопределенности; *б* – диаграмма Rb-Sr [15], цифры - эмпирическая мощность земной коры во время формирования магматических серий. *1* – базальты Саумской, *2* – Шемурской структур; *в* – составы базальтов, нормированные к хондриту. Составы хондрита, OIB (базальтов океанических поднятий), N-MORB («деплетированных» базальтов срединно-океанических хребтов) и E-MORB («обогащенных» базальтов срединно-океанических хребтов) по [17]; *г* – нормированные к MORB (по [18]) составы базальтов Саумской (*1*) и Шемурской (*2*) структур.

Рис. 4. Положение фигуративных точек, графиков и областей составов долеритов мариинского комплекса (*1*) и базальтов кабанской свиты (*2*) на геохимических диаграммах.
На диаграмме 4*а* показаны поля расположения графиков содержаний РЗЭ, нормированных к хондриту, для долеритов мариинского комплекса (23 образца) и базальтов кабанской свиты (14 образцов).
Условные обозначения см. на рис. 3.

Рис. 5. Положение фигуративных точек составов долеритов ясьвинского комплекса (*1*) и базальтов красноуральской свиты (*2*) на геохимических диаграммах.
Условные обозначения см. на рис. 3.

Адрес для переписки: 620102 Екатеринбург, Белореченская – 34/3 кв. 33. Петрову Георгу Аскольдовичу.

Место работы – ОАО «Уральская геологосъемочная экспедиция», Уральский государственный горный университет

Телефоны: домашний – (343)-214-00-16; рабочий – (343)-251-48-24.

Г.А. Петров

А.В. Маслов

Ю.Л. Ронкин

А.В. Рыбалка

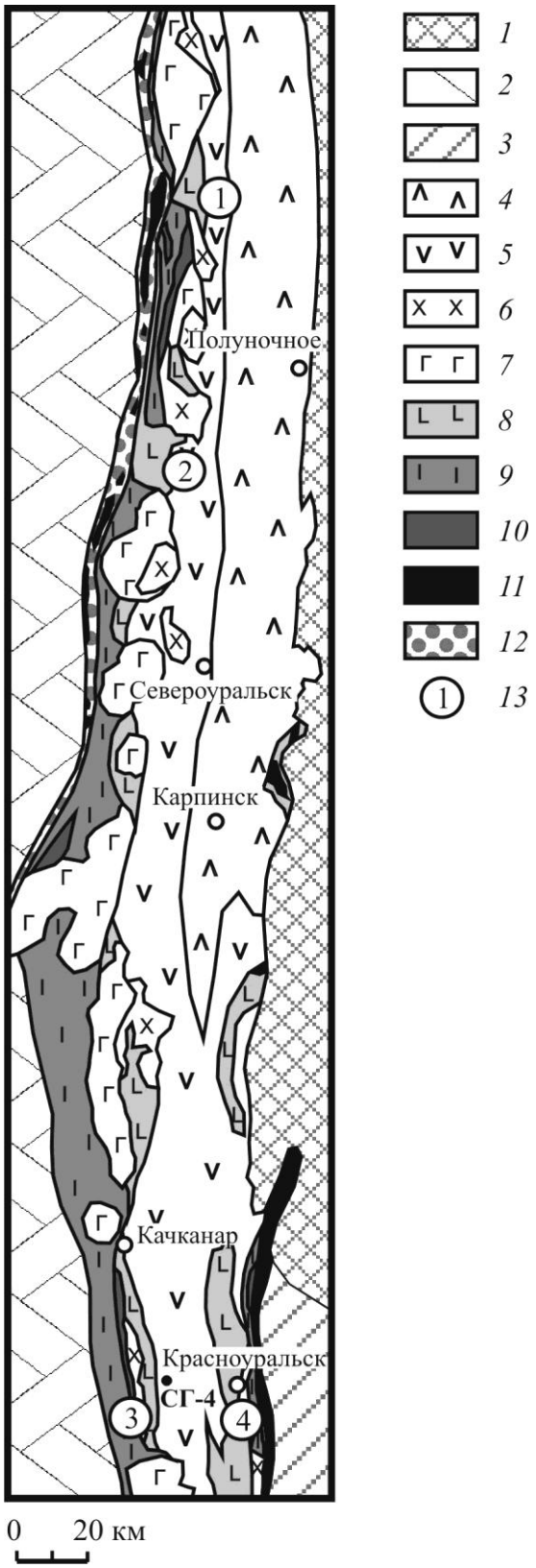
Полуночное
Североуральск
Карпинск
Качканар
Красноуральск
СГ-4
1
2
3
4
0 20 км
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13

Рис. 1.

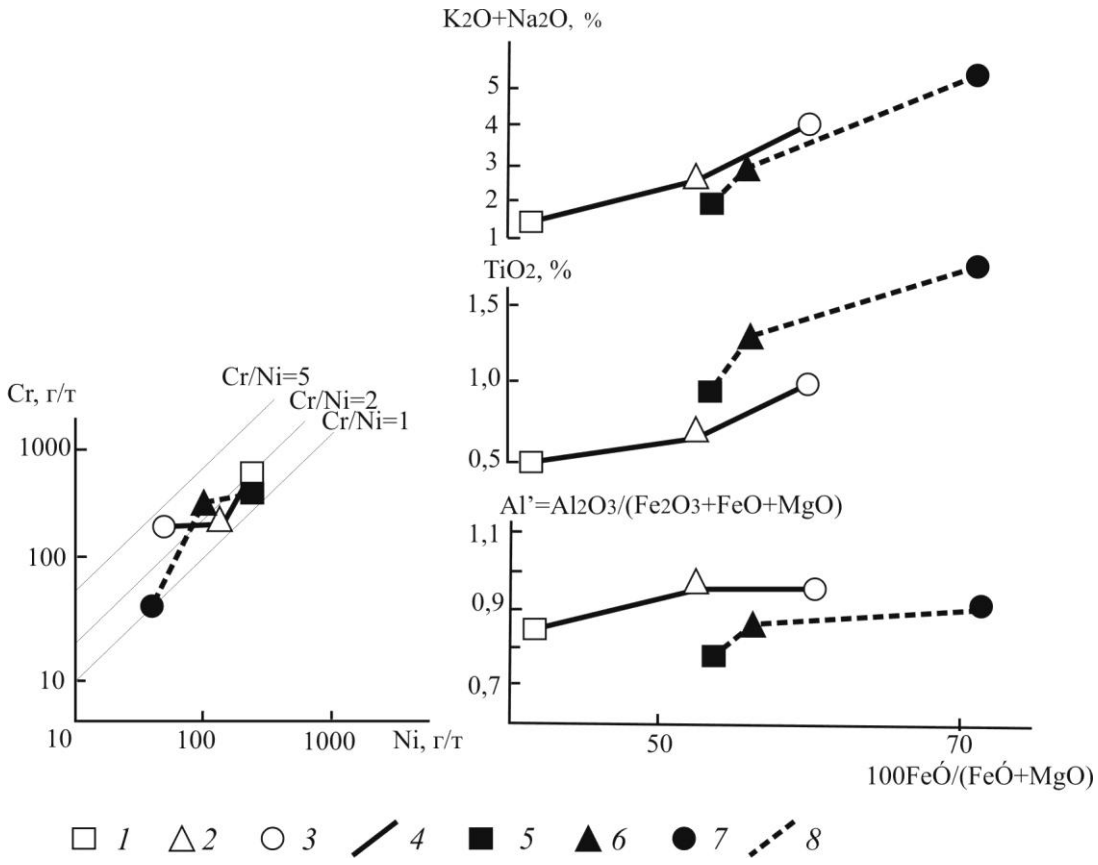
K2O+Na2O, %
5
4
3
2
1
TiO2, %
1,5
1,0
0,5
Al'=Al2O3/(Fe2O3+FeO+MgO)
1,1
0,9
0,7
50
70
100FeO/(FeO+MgO)
Cr, г/т
Cr/Ni=5
Cr/Ni=2
Cr/Ni=1
1000
100
10
10
100
1000
Ni, г/т
1
2
3
4
5
6
7
8

Рис. 2.

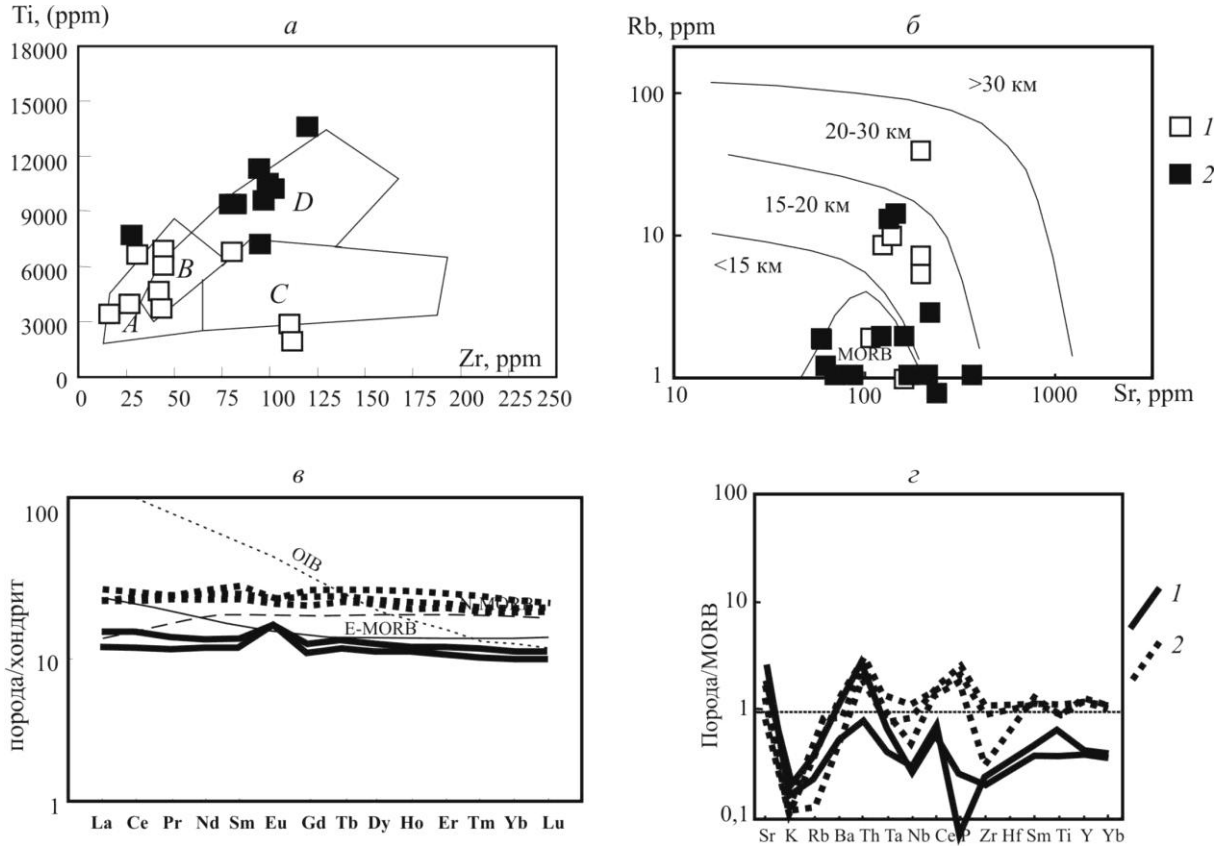
Ti, (ppm)
а
18000
15000
12000
9000
6000
3000
0
0 25 50 75 100 125 150 175 200 225 250
Zr, ppm
A
B
C
D
Rb, ppm
б
100
10
1
10 100 1000
Sr, ppm
>30 км
20-30 км
15-20 км
<15 км
MORB
1
2
в
порода/хондрит
100
10
1
OIB
N-MORB
E-MORB
La Ce Pr Nd Sm Eu Gd Tb Dy Ho Er Tm Yb Lu
г
Порода/MORB
100
10
1
0,1
Sr K Rb Ba Th Ta Nb Ce P Zr Hf Sm Ti Y Yb
1
2

Рис. 3.

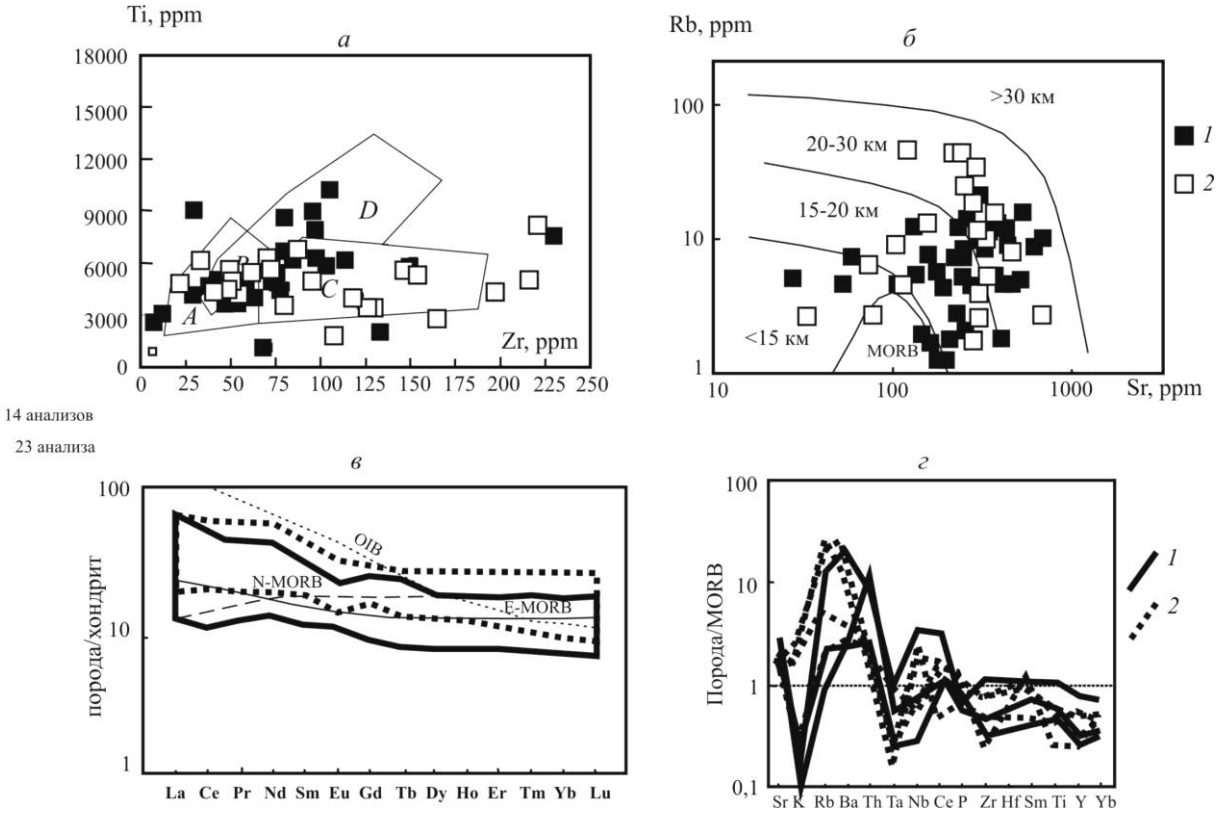
Ti, ppm
а
18000
15000
12000
9000
6000
3000
0
0 25 50 75 100 125 150 175 200 225 250
Zr, ppm
A
C
D
Rb, ppm
б
>30 км
20-30 км
15-20 км
<15 км
MORB
100
10
1
10 100 1000
Sr, ppm
1
2
14 анализов
23 анализа
в
порода/хондрит
OIB
N-MORB
E-MORB
La Ce Pr Nd Sm Eu Gd Tb Dy Ho Er Tm Yb Lu
г
Порода/MORB
0,1
Sr K Rb Ba Th Ta Nb Ce P Zr Hf Sm Ti Y Yb

Рис. 4.

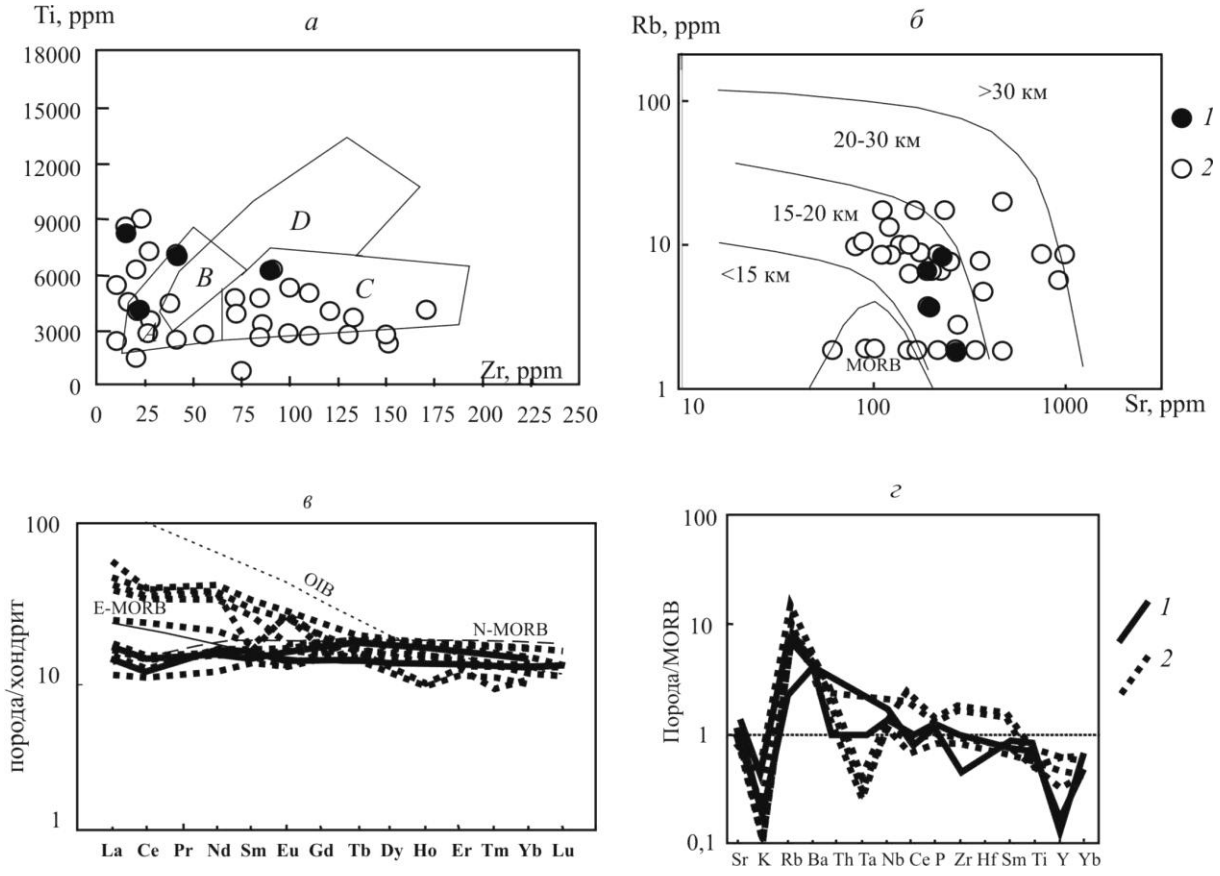
Ti, ppm
а
18000
15000
12000
9000
6000
3000
0
D
B
C
A
Zr, ppm
0 25 50 75 100 125 150 175 200 225 250
Rb, ppm
б
100
10
1
>30 км
20-30 км
15-20 км
<15 км
MORB
1
2
10 100 1000
Sr, ppm
в
порода/хондрит
100
10
1
OIB
E-MORB
N-MORB
La Ce Pr Nd Sm Eu Gd Tb Dy Ho Er Tm Yb Lu
г
Порода/MORB
100
10
1
0,1
1
2
Sr K Rb Ba Th Ta Nb Ce P Zr Hf Sm Ti Y Yb

Рис. 5.