

УДК 552.11(470.5)

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ УРАЛА – КЛЮЧ К ПОНИМАНИЮ ПРИРОДЫ ОРОГЕНА

© 2012 г. Г. Б. Ферштатер

*Институт геологии и геохимии УрО РАН
620075, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7
E-mail: Fershtater@igg.uran.ru*

Поступила в редакцию 28.07.2010 г.

Обобщены главные особенности средне- и позднепалеозойского магматизма Урала, относящегося к надсубдукционному водному типу. На этой основе высказано предположение о принадлежности Урала (по сходству с современной Западно-Тихоокеанской треугольной зоной, включающей территорию Индонезии, Филиппин и южной оконечности Азии) к орогенам “холодного” типа, чья мантия на 200–500°К холоднее окружения. В процессе геологического развития орогена происходит смена мантийного по источнику существенно базитового магматизма (460–390 млн. лет) мантийно-коровым (370–315 млн. лет) и последнего гранитным коровым (290–250 млн. лет). В этом возрастном ряде зафиксирована эволюционная связь палеозойских магматических комплексов от начальных до заключительных стадий развития орогена.

Ключевые слова: *магматизм, эволюция, геодинамика, интрузии.*

ВВЕДЕНИЕ

Со времени последней обобщающей статьи, посвященной основным особенностям уральского магматизма [33], и написанной к тому же в расчете на западного читателя, прошло немало лет. За это время получены новые данные, касающиеся изотопной и геохронологической характеристики магматических пород, которые позволили во многом по-новому оценить магматизм Урала, особенности его эволюции и геодинамическую природу [20, 22, 23], что позволяет вернуться к общей характеристике магматизма с учетом этих данных. Петрологические, геохимические и изотопные данные по отдельным массивам и породам читатель найдет в цитируемых работах, в которых они изложены подробно. Эти многочисленные обращения к публикациям автора неизбежны, в связи со спецификой статьи, обобщающей результаты исследований последних 10 лет.

Непосредственным толчком к написанию данной статьи послужила недавняя публикация [38], в которой рассмотрена термальная структура Западно-Тихоокеанской треугольной зоны (ЗТТЗ), включающей территорию Индонезии, Филиппин и южной оконечности Азии как границы будущего суперконтинента. Авторами показано, что мантия ЗТТЗ от верхней границы до подошвы – самая холодная на Земле. Тем не менее, ЗТТЗ – наиболее активная магматическая зона планеты. Авторы объясняют это противоречие влиянием воды, которая даже в экстремально малых количествах определяет тип и интенсивность магматизма. Добавление 0.1 вес. % воды понижает температуру плавления на 200°К, по сравнению с сухими условиями на глубине 200 км,

а добавление 0.2 вес. % воды – на 500°К. Что касается вязкости, то введение 100–1000 г/т воды в оливин уменьшит вязкость на 2 порядка, по сравнению с сухими условиями. Термальная структура ЗТТЗ, по мнению авторов, контролируется захороненными в процессе субдукции плитами, которые охлаждали мантию и служили источником воды.

Ситуация в Уральском палеозойском эпиокеаническом орогене, спаявшем Восточно-Европейский и Азиатский кратоны, во много сходна с той, что описана для ЗТТЗ.

Рассматривается собственно эвгеосинклиальная, эпиокеаническая зона Урала, ограниченная на западе Главным Уральским разломом (ГУР), а на востоке – Валерьяновской вулканогенной зоной.

По своей природе и геодинамической позиции палеозойский (точнее, послесреднеордовикский) магматизм Урала является надсубдукционным [20], чем и определяются его основные физико-химические и вещественные параметры. Субдукция поставляла холодный материал в мантию, охлаждая ее, и одновременно служила источником воды. Выделяясь из погружающихся слэбов, вследствие их дегидратации, вода определяет такие параметры магматизма, как температура солидуса и вязкость расплава. Кратко суммируем основные черты магматизма.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ УРАЛЬСКОГО МАГМАТИЗМА

На основе результатов датирования цирконов из магматических пород современными локальными методами анализа установлена дискретность

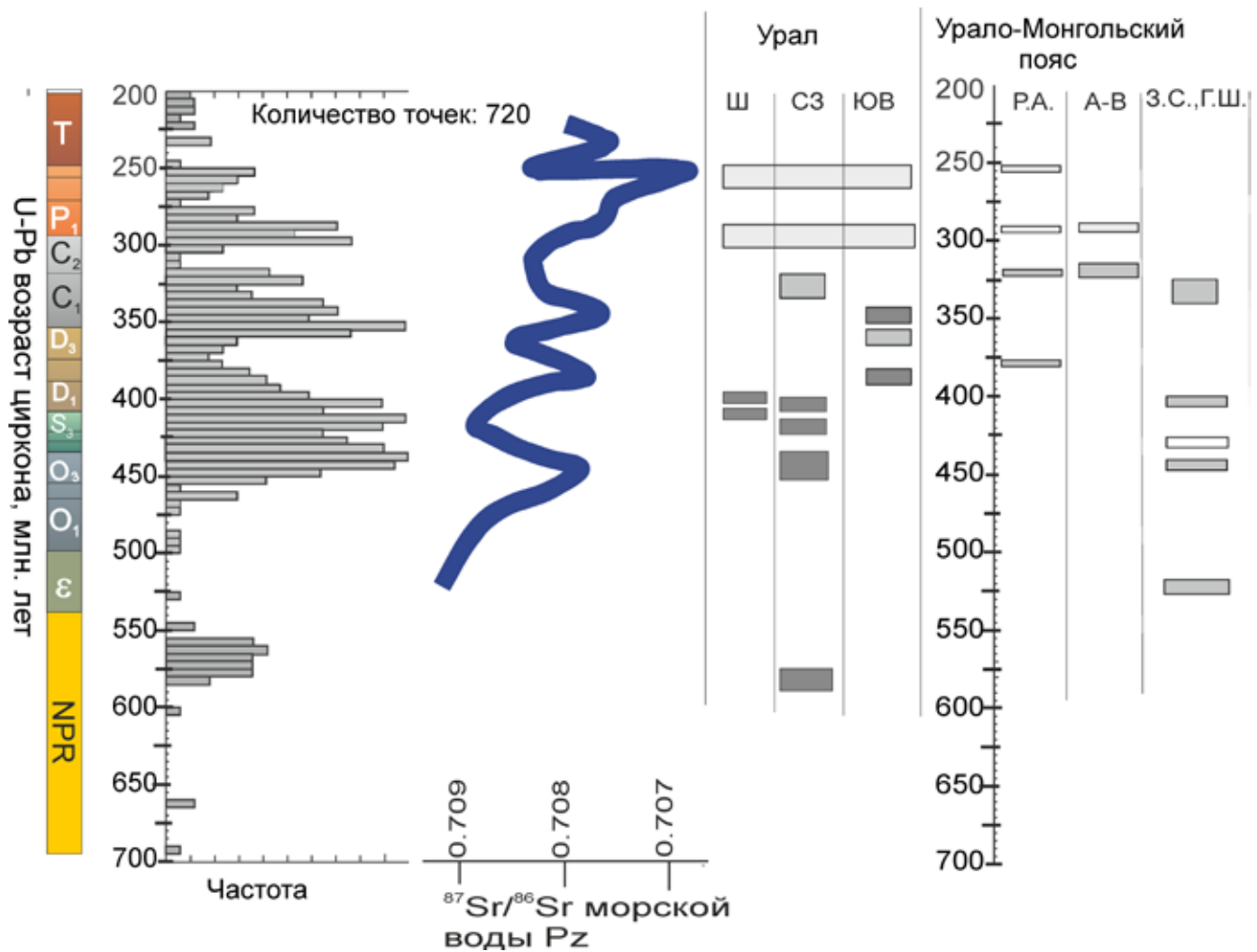


Рис. 1. Распределение конкордантных значений возрастов отдельных зерен циркона в палеозойских магматических породах Урала.

Жирной линией показано изменение значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ морской воды палеозоя [43]. В правой части рисунка показаны основные этапы магматической активности на Урале (мегаблоки: Ш – шовный, СЗ – северо-западный, ЮВ – юго-восточный) и в восточной части Урало-Монгольского пояса (регионы: Р.А. – Рудный Алтай; А-В – Ангаро-Витимский баптолит, Забайкалье; З.С., Г.Ш. – Западный Саян, Горная Шория) – по данным [3, 4, 9, 15 и ссылки в этих работах].

палеозойского интрузивного магматизма, в эволюции которого выделены следующие главные этапы: 460–420, 415–395, 405–400, 365–355, 345–330, 320–315, 290–250 млн. лет. Эти этапы совпадают с пиками магматической активности в пределах Урало-Монгольского пояса и варисцид Европы, а также с вариациями состава стронция в морской воде палеозоя, что свидетельствует о связи уральского магматизма с глобальной эндогенной активностью (рис. 1). Пространственное расположение массивов разного возраста показано на схемах (рис. 2).

В развитии палеозойского магматизма отмечается четкая закономерность, которая заключается в смене мантийного ордовик–среднедевонского магматизма (460–395 млн. лет) мантийно-коровым позднедевонско–каменноугольным (365–315 млн. лет), а последнего – коровым гранитным магматизмом пермского возраста (290–250 млн. лет) [23].

Соответствующим образом, в ходе развития орогена меняется и состав магматических серий. Тем самым фиксируется смена во времени главного источника магматизма и его положения в разрезе верхней оболочки Земли. Очаг ведущего типа магматизма в ходе развития орогена смещается с глубин 80–100 км (15–30 кбар) из мантийного клина до 20–30 км (5–8 кбар) в область коры, мощность которой возрастает, и корни гор погружаются в зону P - T условий возможного частичного плавления. Как будет показано ниже, все отмеченные возрастные группы магматических пород эволюционно связаны друг с другом и представляют собой единый ряд орогенного в широком смысле слова магматизма.

Распределение продуктов магматизма – комплексов магматических пород и массивов – характеризуется как линейным, так и ареальным типом. Продукты мантийного допозднедевонского магма-

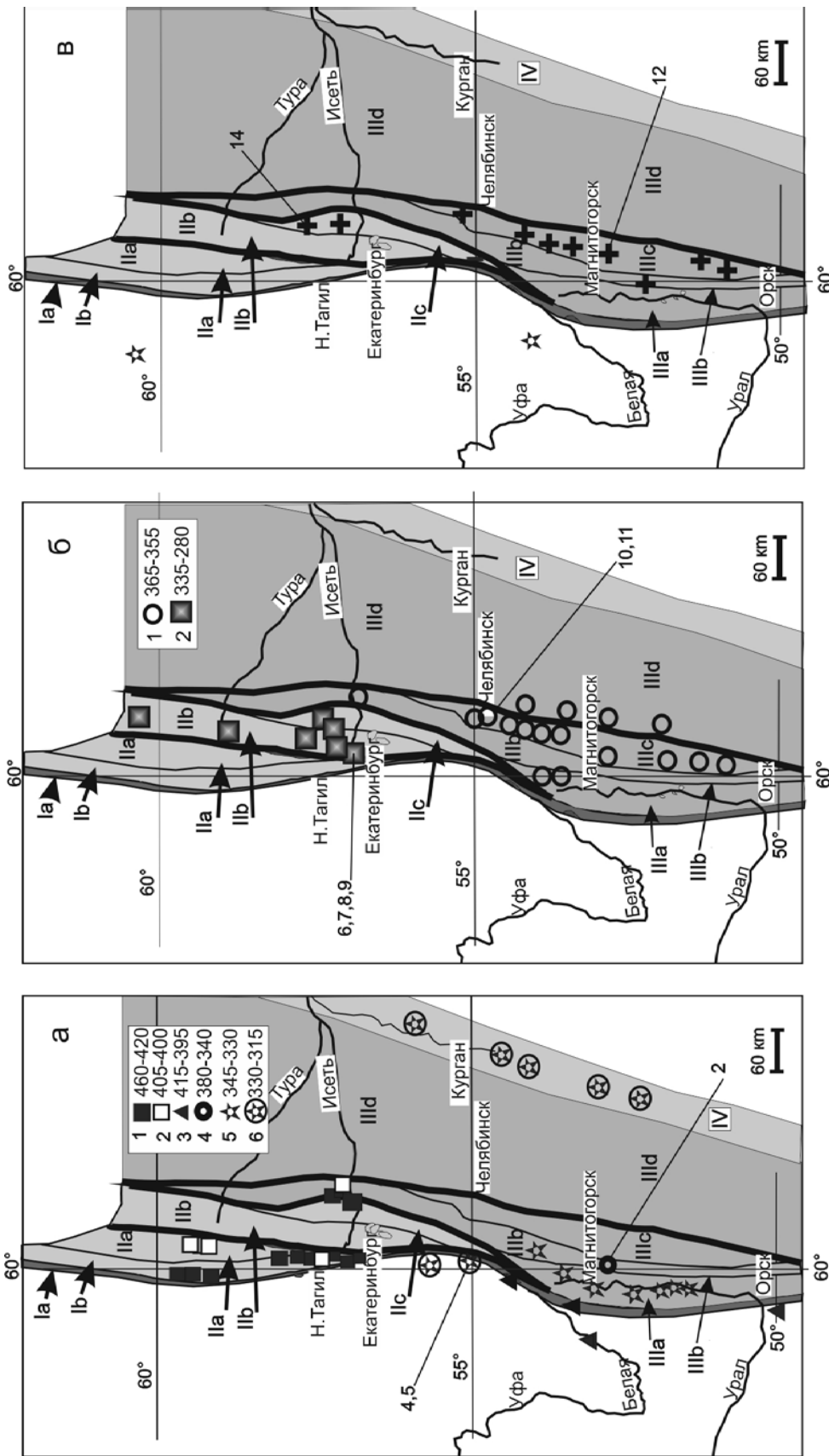


Рис. 2. Схемы тектоно-магматического районирования Среднего и Южного Урала [19, с дополнениями] с интрузивами мантийного (а), мантийно-корового (б) и корового (в) происхождения.

Римскими цифрами обозначены основные структуры: I–III – мегаблоки; II–III – два островодужно-континентальных мегаблока: северо-западный (II) с ордовикско-силурийской “островодужной” вулканогенной зоной (Тагильская мегазона, IIa), девонско-раннекаменноугольной активной континентальной окраиной (IIb) и континентальной зоной (IIc), и юго-восточный (III) с девонской “островодужной” вулканогенной зоной (Магнитогорская мегазона, IIIa), девонско-раннекаменноугольной активной континентальной окраиной (IIIb) и континентальными зонами – Восточно-Уральской (IIIc) и Зауральской (IIId). IV – Валерьяновская рифтогенная зона. К западу от показанной территории располагается палеоконтинентальный сектор, пассивная палеоокеанина.

а – распределение и возраст некоторых массивов мантийного происхождения: 1, 2 – габброиды Платиновского пояса (1) и ауэрбаховская габбро-гранитоидная серия (2); 3 – расслоенные массивы, связанные с обдукцией; 4 – Сахаринский дунит-клинопироксенит-габровый массив; 5, 6 – рифтогенные габбро-гранитоидные ранне- (5) и позднедевонские (6) массивы. Здесь и на схеме б в легенде указан U-Pb возраст циркона. б – распределение и возраст некоторых ГТТ мантийно-коровых массивов с позднедевонским (1) и позднекаменноугольным (2) возрастом тоналитов и гранодиоритов. в – распределение некоторых массивов коровых пермских гранитов. Цифрами обозначено положение массивов, фигуративные точки пород из которых показаны на рис. 4.

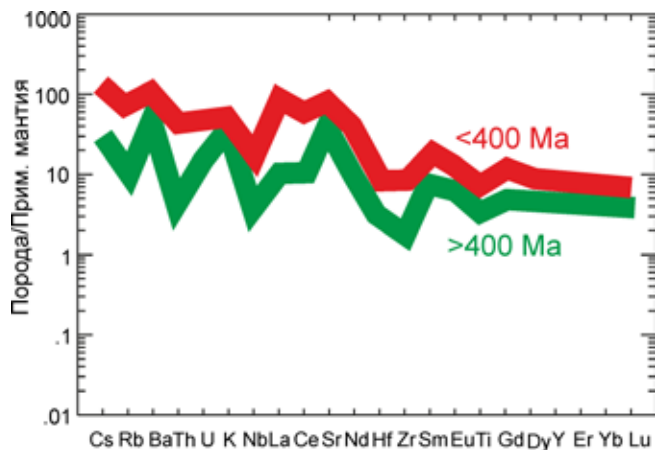


Рис. 3. Распределение редких элементов в роговообманковых габбро с возрастом более 400 млн. лет, ассоциированных с ультрамафит-мафитовыми комплексами, и в роговообманковых габбро с возрастом менее 400 млн. лет, связанных преимущественно с гранитоидами.

тизма приурочены в основном к линейным структурам, тогда как более молодые магматиты размещаются и линейно и ареально (рис. 2). Появление новой формы локализации интрузивных массивов отражает кардинальную перестройку в тектонической эволюции Урала, произошедшую в конце девона. К этому времени в основном завершилось островодужное развитие Урала, и ороген стал восточной окраиной Восточно-Европейского континента [12]. В это же время происходят, как отмечалось, важные события в области магматизма, выразившиеся в смене существенно мантийного магматизма мантийно-коровым. Появление в магматическом источнике наряду с мантийным материалом коры знаменует начало масштабного гранитоидного магматизма Уральского орогена.

Мантийный ордовикско-среднедевонский магматизм имеет преимущественно базитовый состав и представлен вулканоплутоническими ассоциациями, в которых плутонические члены – это интрузии под вулканами. Если исключить офиолиты, которые обычно трактуются как производные океанической коры, обдуцированные в континентальные структуры, то собственно магматические интрузивные ассоциации образуют три главные группы: дунит-клинопироксенит-габбровую, существенно габбровую и габбро-гранитоидную. Ведущий механизм эволюции – кристаллизационная дифференциация. Состав исходной магмы для всех ассоциаций отвечает ультрамафитовому или мафитовому, т.е. является мантийным по магматическому источнику. Наиболее близкие к составу исходных магматических расплавов габброиды обладают геохимическими особенностями надсубдукционных образований. Среди этих особенностей отметим отрицательные аномалии на спайдерграмме высокоза-

рядных элементов (Nb, Ti, Zr) и положительные – Ba и Sr. Распределение РЗЭ характерно для надсубдукционных комплексов с варьирующим La/Lu отношением, как правило, больше 1 (рис. 3). Такие геохимические особенности могут свидетельствовать о том, что по своему тектоническому положению этот магматический источник представлял собой метасоматизированный мантийный клин. Наиболее вероятный состав пород в области магмообразования отвечал верлитовому [18].

Важная особенность эволюции базитового интрузивного мантийного магматизма заключается в смене маловодных, существенно габбро-норитовых серий водными роговообманковыми габброидами, которые образуют интрузивные залежи и дайковые поля в предшествующих габбро-норитах. В Платиноносном поясе Урала U-Pb цирконовый возраст кристаллизации лабрадоровых габбро-норитов, образующих крупные массивы, составляет около 440 млн. лет, а роговообманковых габбро – 425–420 млн. лет [23]. Примерно такой же разрыв во времени установлен между габбро-норитами Восточно-Хабарнинского массива и их роговообманковыми эквивалентами – 415 и 405–400 млн. лет, соответственно [13, 22].

Сходная эволюция наблюдается и в вулканоплутонических ассоциациях главных вулканогенных зон Урала – Тагильской и Магнитогорской, где отмечается смена барофобных маловодных серий водными барофильными [18]. На Среднем Урале, в Тагильской мегазоне, эта смена происходит примерно на границе раннего и среднего силура (425–420 млн. лет), т.е. в то же время, что смена габбро-норитов Платиноносного пояса роговообманковыми габбро, а на Южном – в раннем девоне (около 400 млн. лет). Вулканические серии эволюционируют подобным же образом. Происходит смена толеитовых, существенно базальтовых недифференцированных серий контрастно- и непрерывно-дифференцированными базальт-риолитовыми и базальт-андезит-дацит-риолитовыми сериями известково-щелочного типа. Подобная последовательность вулканических серий составляет цикл эвгеосинклинального базальтоидного магматизма, который был установлен Д.С. Штейнбергом [26]. В интрузивных породах изменения информативных характеристик химического состава в таком ряду магматических формаций строго гомодромны, как и в отдельно взятой серии, являющейся продуктом фракционной кристаллизации единой исходной базальтовой магмы. Это позволяет предположить, что отмеченная последовательность серий в рамках цикла также обусловлена эволюцией единого магматического очага [23]. В ходе этой эволюции и в Тагильской, и в Магнитогорской вулканогенных зонах содержание K_2O в одноименных породах более молодых серий возрастает, так же как и La/Yb отношение, а K/Rb отношение – уменьша-

ется. Данный эволюционный ряд имеет и пространственные координаты: отмеченные выше параметры вещественного состава в направлении с запада на восток в обеих зонах меняются примерно так же, как и во временном тренде [1, 10]. Подобная латеральная зональность наблюдается в современных островных дугах в направлении падения зоны субдукции от океана к континенту.

Гранитоиды в допозднедевонских магматических ассоциациях имеют базальтоидное происхождение и образованы, как уже отмечалось, в результате фракционирования базитовой магмы.

Особую генетическую группу мантийных интрузивов составляют тесно ассоциированные с обдуцированными мантийными тектонитами расчлененные ультрамафит-мафитовые массивы, генезис которых нами связывается с разрывами сплошности верхней мантии или слэба вследствие обдукции, сопровождающей погружение (поддви́г, субдукцию) океанической литосферы [22]. В таких декомпрессионных участках создаются идеальные условия для выплавления мантийных расплавов, внедрение которых дает начало расчлененным интрузивам и сопровождающим их роям спессартиновых даек. На Южном Урале цирконовый возраст расчлененных интрузивов и метаморфизма амфиболитовой ступени, сопровождающего их внедрение, составляет около 400 млн. лет [22, рис. 2а].

Постоянное присутствие в габброидах и базальтах Тагильской мегазоны протерозойских ксеногенных цирконов [8, 14, 23] свидетельствует о том, что выше метасоматизированного мантийного клина, на глубине 40–25 км, в ордовикско–силурийское время располагался блок “доуральского” фундамента (возможно, представленный породами Восточно-Европейской платформы), на котором и была заложена Тагильская мегазона.

Помимо допозднедевонских интрузивных комплексов мантийного происхождения на Урале широко распространены вулканоплутонические габброгранитоидные серии, наиболее детально изученные в Магнитогорской и Валерьяновской вулканогенных зонах, соответственно, ранне- и позднекаменноугольного возраста, которые связаны с надсубдукционными рифтогенными структурами (рис. 2а)

С мантийными по источнику магматитами ассоциированы главные для Урала месторождения железа и меди, определяющие его магматогенную металлогеническую специализацию.

Мантийно-коровый и коровый магматизм на Урале принадлежит преимущественно к водному типу. В базитовых водных магмах первичное содержание воды составляло около 3 вес. %, в гранитных – 8–10% [28]. Мантийно-коровые позднедевонско-каменноугольные ассоциации представлены габбро-тоналит-гранодиорит-гранитными (ГТГГ) сериями, в которых базитовая мантийная составляющая – это роговообманковые габброиды, а гранито-

иды большей частью являются продуктами частичного плавления базитов. Плавление осуществляется в пределах коры островодужного или континентального типа. Таким образом, связь с предшествующим магматизмом выражается в том, что гранитоиды (по крайней мере, тоналиты и гранодиориты) имеют мантийный источник (метасоматизированный мантийный клин), а по месту генерации исходной для них магмы, принадлежат к коровым образованиям – продуктам преимущественно частичного плавления (анатексиса) базитов, а не только и не столько кристаллизационной дифференциации, как в мантийных сериях предыдущего типа.

Наиболее крупные интрузивные массивы представляют собой центры длительной эндогенной активности, которые функционировали в течение времени, сравнимого с продолжительностью геологических периодов, а в отдельных случаях, и дольше. Это положение, основанное в наших ранних работах, преимущественно на геологических данных [28], в последние годы находит подтверждение в изотопной геохронологии. Так, Верхисетский ареал был сформирован в интервале времени 370–290 млн. лет [5], Челябинский – 360–260 млн. лет [11], Каменско-Адуйский – 300–250 млн. лет [23]. На Южном Урале (в юго-восточном мегаблоке) цирконовый возраст преобладающих во всех массивах тоналитов и гранодиоритов составляет 360–355 млн. лет, на Среднем (в северо-западном мегаблоке) – 320–315 млн. лет (рис. 2б)

Длительный период формирования сложных по составу и строению массивов обусловлен многоактным процессом их становления, в котором выделяются следующие этапы: 1) внедрение водной базитовой магмы; 2) частичная кристаллизация роговообманковых габброидов, обогащение остаточного расплава водой; 3) самопроизвольное частичное плавление габброидов с образованием тоналит-гранодиоритового расплава (автомигматизация); 4) многоэтапная мигматизация (частичное плавление тоналитов и гранодиоритов с образованием гранитного расплава); 5) формирование гранитной части массивов. Тренд химической эволюции при анатексисе базитов и образовании гранитоидного расплава часто является калифобным. Это обусловлено тем, что водный анатексис осуществляется в области стабильности таких водосодержащих минералов, как биотит и амфибол. При отсутствии в габброидах калиевого полевого шпата происходит обеднение калием гранитоидного расплава, по сравнению с базитовым субстратом, в котором большая часть этого элемента сконцентрирована в биотите. Соответствующим образом меняется и концентрация ассоциированных с калием редких элементов.

Из сказанного следует, что рассмотренные выше мантийные и мантийно-коровые комплексы образуются в ходе эволюции единого протолита, состав которого меняется либо вследствие кристаллизации

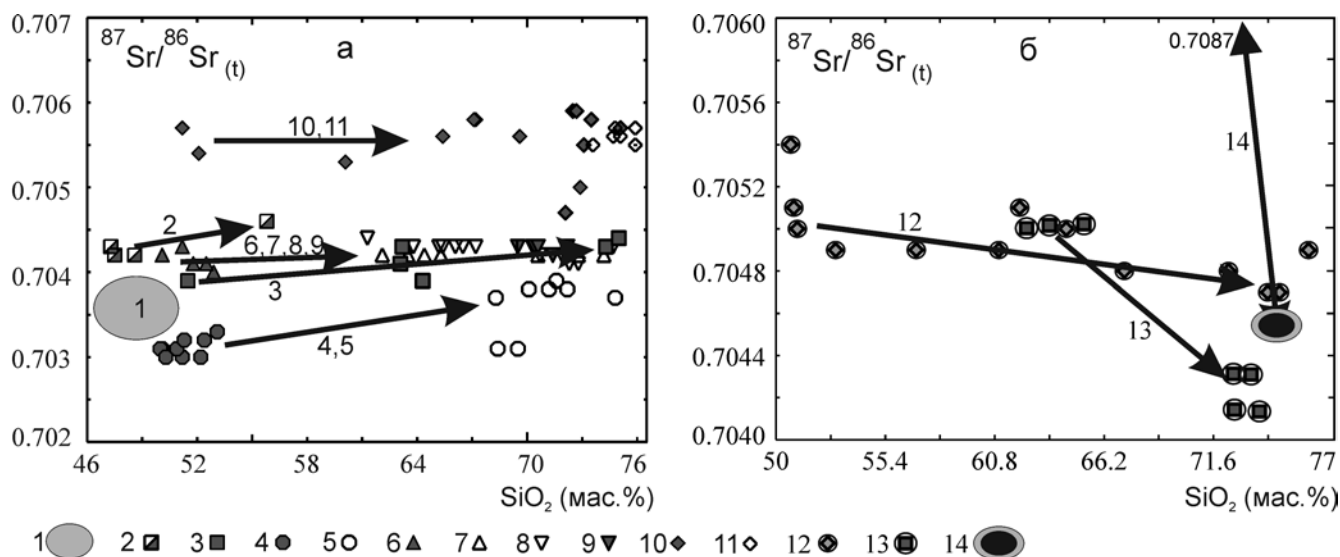


Рис. 4. Диаграмма SiO_2 - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ для пород мантийного и мантийно-корового (а) и преимущественно корового (б) происхождения.

а. 1 – область составов базитов Платиноносного пояса Урала и Тагильской вулканогенной зоны (460–420 млн. лет); 2 – габбро и сиениты Сахаринского массива платиноносного типа в восточном крыле Магнитогорской мегазоны (375 млн. лет); 3 – габбро-гранитоидная ауэрбаховская серия (405 млн. лет) в восточном крыле Тагильской мегазоны; 4, 5 – Сыростанский массив из шовного мегаблока: 4 – габбро (333 млн. лет), 5 – гранитоиды (327 млн. лет); 6, 7, 8, 9 – Верхисетский ГТГГ массив из окраинно-континентальной зоны северо-западного мегаблока: 6 – габбро (около 370 млн. лет), 7 – малокальцевая тоналит-гранодиорит-трондьемитовая серия (330–315 млн. лет), 8 – каликатровая тоналит-гранодиорит-гранитная серия (330–315 млн. лет), 9 – адамеллит-гранитная серия (300–280 млн. лет); 10, 11 – Челябинский ГТГГ массив из окраинно-континентальной зоны юго-восточного мегаблока: 10 – габбро, тоналит, гранодиориты, граниты (360–340 млн. лет), 11 – биотитовые граниты Кременкульского интрузива (270 млн. лет).

б. 12 – Степнинский монцодиорит-гранитный массив [30]; 13 – Джабыкский гранитный массив [39]; 14 – Мурзинский гранитный массив: области составов гранитов, производных от протерозойских метаморфических пород и каменноугольных тоналитов и гранодиоритов [39]. На обеих диаграммах линиями показаны тренды пород. Номера соответствуют легенде. Такими же номерами помечено положение массивов на рис. 2.

онной дифференциации, либо в процессе последовательного частичного плавления, либо в результате комбинации этих явлений. Дифференциационные серии строго гомодромны, тогда как анатексис приводит к появлению наряду с гомодромными антидромных последовательностей. И в том и в другом случае эволюцией единого протолита для каждой данной серии обусловлено постоянство или небольшой рост в возрастном ряду пород первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 4а). Обращает на себя внимание, что как мантийные (1–3), так и мантийно-коровые ГТГГ серии (4–11) обнаруживают зональность по величине $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения: с запада на восток как габброиды, так и производные от них гранитоиды характеризуются повышением величины этого отношения, что ранее было отмечено А.С. Бобоховым [1] для вулканитов Магнитогорской вулканогенной зоны. Подобная изотопная зональность совпадает с геохимической зональностью, обусловленной надсубдукционной природой рассматриваемых комплексов.

Наряду с полихронными ГТГГ плутонами, на Урале широко распространены монокронные габбро-гранитоидные серии, связанные с надсубдукционными рифтами, или монцодиорит-гранитные серии, прироченные к континентальным ду-

говыми структурам, которые фиксируются зонами смятия [30, 42]. В отличие от ГТГГ плутонов, массивы таких линейных зон при пестром составе слагающих их пород, варьирующем обычно от габбро до гранита или сиенита, характеризуются небольшим возрастным интервалом формирования, который обычно укладывается в пределы точности аналитических методов изотопного датирования. Так, возрастная интервал формирования Магнитогорского габбро-гранитного массива по данным U-Pb (SHRIMP) датирования цирконов составляет 335–340 млн. лет [23]. Для пород Степнинского массива, варьирующих по составу от монцодиорита до лейкогранита, одинаковый возраст определен по циркону, а также Rb/Sr и Sm/Nd методами и составляет 283 ± 2 млн. лет при $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70488 \pm 0.000131$; $\epsilon_{\text{Nd}} = -0.79 \pm 0.49$ [30]. Можно полагать, что эта особенность рассматриваемых массивов обусловлена преобладанием единого процесса формирования серии – кристаллизационной дифференциации, длительность которой не фиксируется современными изотопными методами.

Собственно гранитный существенно коровый магматизм пермского возраста принадлежит водному типу [27], сосредоточен в палеоконтинентальных зонах (рис. 2в) и эволюционно связан с преды-

дущими ГТГГ комплексами так же, как и ГТГГ массивы, в свою очередь, генетически связаны с предшествующим этапом. Реликты габброидов, тоналитов и гранодиоритов широко распространены в гранитных массивах и в свое время были обособлены в самостоятельный бутакский комплекс [2, 17] фаменского возраста. По-видимому, это обилие включений пород ГТГГ массивов обусловлено тем, что в большинстве случаев девонские гранитоиды представляют собой субстрат пермских гранитов. Хорошим примером может служить крупный и многофазный Адуйский массив, с которым связано разнообразное редкометальное оруденение. Непосредственные геологические наблюдения и детальное изучение цирконов показали, что часть адуйских гранитов образовалась за счет частичного плавления и мигматизации пород расположенного непосредственно к югу Каменского тоналит-гранодиоритового массива, возраст цирконов из мигматитов которого составляет 298 млн. лет [23].

Цирконовая геохронология раскрывает сложную историю формирования Адуйского гранитного массива [7]. Выделяются два этапа магматической активности: около 290 млн. лет и 255–260 млн. лет. Первый связан с обособлением расплава в результате мигматизации гранодиоритов и тоналитов Каменского массива, которые к этому времени еще оставались горячими и легко подвергались частичному плавлению, а второй – с анатексисом допалеозойского метаморфического складчатого основания. Время, которое потребовалось для нагревания этого допалеозойского фундамента до температур гранитообразования, составило 30–35 млн. лет. Процесс частичного плавления допалеозойских толщ был ведущим и при формировании расположенного севернее Мурзинского массива, возраст которого, определенный разными изотопными методами (K-Ar, Rb-Sr, Pb-Pb и U-Pb по циркону), составляет 255–250 млн. лет [39]. Но для большинства гранитов Урала, судя по низким значениям первичного $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения (0.7043–0.7049) и положительным значениям ϵ_{Nd} (0.8–1.6), можно предположить в качестве преобладающего субстрата именно гранитоиды ГТГГ комплексов, которые вместе с роговообманковыми габбро и продуктами их метаморфизма составляют основу новообразованной коры Уральского орогена. Это предположение подкрепляется наличием многочисленных включений пород этих комплексов в гранитах, о чем говорилось выше.

Включения в магматических породах Урала – реститы, ксенолиты, автолиты, реликты синплутонических даек – отражают важные особенности их генезиса и дают дополнительную информацию о субстрате, о процессах генерации магм, их интрузии и условиях становления. Главные особенности состава включений в магматических породах Урала заключаются в следующем.

1. Преобладающий вид включений – продукты саморазвития серий: автолиты, состав которых варьирует от базитового до гранодиоритового, будучи всегда более основным (меланократовым), чем включающая порода. Как правило, автолиты в качестве фемического минерала содержат роговую обманку.

2. Реститы обособляются среди гранитоидов и представлены обычно роговообманковыми мигматизированными габброидами, кварцевыми диоритами или гранодиоритами. Реже отмечаются метаграувакки и метапелиты, также обычно мигматизированные.

3. Среди ксенолитов преобладают породы, вмещающие интрузивы, часто превращенные в роговики. Ксенолиты более глубоких горизонтов коры представлены обычно роговообманковыми габброидами и метаморфическими ортопородами амфиболитовой фации. Ксенолиты гранулитов чрезвычайно редки, что объясняется, по-видимому, трансформацией безводных парагенезисов в богатых водой расплавах. То же самое относится и к пироксеносодержащим включениям изверженных пород. Их первичные парагенезисы сохраняются нечасто.

4. В магматических породах Урала отсутствуют ксенолиты примитивной мантии. Ультрамафиты, образующие включения в габбро или гранитоидах, – это породы вмещающих толщ (серпентиниты или тальк-карбонатные метасоматиты по ним, амфиболитизированные клинопироксениты, горнблендиты).

Приведенный краткий обзор основных особенностей уральского магматизма позволяет наметить следующий *эволюционный ряд преобладающих субстратов*, главных источников мантийных расплавов: надсубдукционный метасоматизированный мантийный клин, имеющий преимущественно верлитовый состав (1), роговообманковые габброиды (2), тоналиты и гранодиориты (3). Последние две группы пород преобладают в составе новообразованной коры, возникшей в ходе эволюции орогена.

Особо следует остановиться на роли допалеозойского фундамента в субстрате магматических пород Урала. Как отмечалось, на этом фундаменте, представленном в основном породами Восточно-Европейского кратона, была заложена одна из главных вулканогенных зон Урала – ордовикско-силурийская, Тагильская. К девонскому времени, к моменту возникновения Магнитогорской островодужной вулканогенной зоны (около 400 млн. лет) и началу окраинно-континентального габбро-тоналит-гранодиоритового магматизма (360 млн. лет), допалеозойский фундамент в ходе орогенеза был разрушен и сохранился в виде сравнительно небольших фрагментов, не оказывавших существенного влияния на магматизм. В качестве корового источника магм и корового контаминанта выступает молодая кора, образованная уже в ходе развития самого орогена. В наиболее ранних (позднедевонских) тоналит-

гранодиоритовых массивах влияние древнего фундамента еще можно уловить, а в более молодых оно практически не ощущается. В частности, позднедевонские ГТГ массивы юго-восточного мегаблока с возрастом около 360 млн. лет имеют заметно более высокое первичное $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношение (более 0.705), по сравнению с каменноугольными (320 млн. лет) породами примерно такого же состава из северо-западного мегаблока, в которых значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ менее 0.7045 (рис. 4). На более поздней стадии эволюции орогена новообразованная кора становится главным источником коровых магматических комплексов. Именно разрушением допалеозойского фундамента и образованием новой коры, которая являлась магматическим источником для большинства пермских коллизионных гранитов Южного и, частично, Среднего Урала, можно объяснить аномально низкие первичные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения у этих пород (рис. 4). Характерно, что породы повышенной основности примерно того же изотопного возраста, что и граниты, но предшествовавшие им по времени кристаллизации (монодиориты и граносиениты мочагинского комплекса в Джабыкском массиве или породы того же состава в Степнинском массиве), представляющие более глубинную магму, чем гранитная, имеют и несколько более высокое $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношение (рис. 4), отражающее влияние сохранившихся на большой глубине блоков древней коры.

ЗОНЫ СУБДУКЦИИ

Надсубдукционная природа магматизма Уральского подвижного пояса требует хотя бы краткой характеристики палеозон субдукции, которые в современной структуре представляют собой сутуры, сложенные в основном серпентинитовым меланжем. Суммируя данные по геологической истории Урала [12, 24, 29], можно наметить несколько разновозрастных зон палеосубдукции. Две из них, сопряженные с зоной Главного Уральского разлома (ГУР), контролировали мантийный магматизм островодужного типа Тагильской (время функционирования 460–400 млн. лет) и Магнитогорской (400–330 млн. лет) мегазон. С расположенными восточнее Серовско-Маукской (380–290 млн. лет) и Алапаевско-Сухтелинской (360–290 млн. лет) сутурами связан окраинно-континентальный мантийно-коровый магматизм СЗ и ЮВ мегаблоков. Эти зоны палеосубдукции имели восточное падение, что подтверждается наличием четкой геохимической зональности, подобной той, что свойственна современным надсубдукционным магматитам [1, 10, 33]. Существуют представления о наличии зон палеосубдукции с западным падением [12], сутуры которых располагаются в Зауралье. Эти разновозрастные и активные зоны субдукции на всей палеозойской геологической истории орогена служили источником стагнированных (по терминологии [38]) плит, кото-

рые не только меняли состав мантии под Уралом и охлаждали ее, но и служили постоянным источником воды. Последняя и определяла магматическую активность и сам тип уральского магматизма.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как показано выше, уральские палеозойские магматиты образуют единый эволюционный ряд, в котором в ходе развития режима орогена от островодужного до континентального состав преобладающих пород закономерно меняется, отражая смену мантийного субстрата, представленного метасоматизированным мантийным клином (главный возрастной интервал магматизма – 460–390 млн. лет), мантийно-коровым (390–310 млн. лет) и последним – коровым (290–250 млн. лет), в качестве которого выступает допалеозойский фундамент орогена и новообразованная кора. В ходе эволюции мантийного магматизма происходит смена маловодного базитового магматизма (существенно базальтовые серии и габбро-нориты) водным известково-щелочным (контрастно- и непрерывно-дифференцированные вулканы и роговообманковые габбро). С 390 млн. лет главным типом уральского магматизма становится водный.

Котектический анализ магматических пород позволяет примерно оценить условия магмообразования на разных этапах эволюции магматизма. “Сухие” (габбро-нориты) и “водные” (роговообманковые) габброиды разного возраста и из разных структурно-формационных зон Урала отвечают по валовому химическому составу двупироксен-плагиоклазовым котектикам при близком давлении соответственно 15 и 14 кбар; давление водного анатексиса, продуктами которого являются тоналиты и гранодиориты, составляет 9–7 кбар, а водные пермские граниты соответствуют котектике при 5 кбар [18]. Эти данные дают основание для оценки примерной минимальной глубины области мантийного магмообразования в 50–60 км, а корового – в 35–20 км.

Модель термального поля субдуцируемой плиты [34, 40] и расположение над этой плитой активной магматической дуги свидетельствуют о том, что островодужные и окраинно-континентальные магматические очаги, являющиеся источником водных базитовых магм, располагаются преимущественно в мантийном клине над зоной субдукции. Прямоугольная система координат под влиянием холодной субдуцируемой плиты деформируется (рис. 5). В таком тепловом поле деформируются и фазовые границы – линии ликвидуса и солидуса. Конфигурация изотерм и примерное положение деформированных водоносных и водосодержащих базитовых солидусов на рис. 5 рассчитаны автором по данным [40].

При температуре около 700°C и давлении 25 кбар завершается дегидратация всех гидроксил-

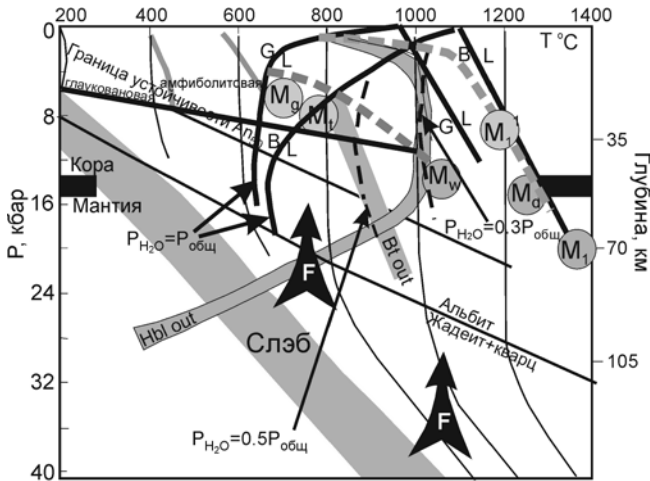


Рис. 5. *P-T* схема надсубдукционного магмообразования.

Границы устойчивости роговой обманки (при давлении более 10 кб – [41]) и биотита [37] даны для условий недостатка воды. При давлении менее 10 кб устойчивость роговой обманки показана для водных условий [6]. Толстыми штриховыми линиями показаны тренды эволюции барофильных маловодных (область генерации исходной базитовой магмы обозначена индексом M_d) и барофильных водных (область генерации обозначена индексом M_w) серий [18]. Водный и сухой солидусы базальта обозначены буквами В и L, гранита – G и L. Солидусы базальта при $P_{H_2O} = 0.5P_{общ}$ и $P_{H_2O} = 0.3P_{общ}$ – тонкие штриховые линии. Кружки с индексами M_i и M_g – области водного анатексиса, соответственно, роговообманкового габбро (продукт анатексиса – тоналитовый расплав) и тоналита или гранодиорита (расплав гранитного состава). Стрелки с индексом F – направление водных потоков от дегидратации водных минералов в слэбе. Остальные пояснения – в тексте.

содержащих минералов (быть может, за исключением биотита) в породах субдуцируемой литосферы, являющихся источником водного флюида, и исчезает плагиоклаз – носитель стронция. Извлеченный из слэба флюид характеризуется высоким содержанием стронция. Он вызывает метасоматические преобразования в мантийном клине (обогащение его кальцием и стронцием) и, понижая температуру плавления, обеспечивает генерацию водного базитового расплава, родоначального для высокостронциевых роговообманковых габброидов (M_w). Часть этого расплава кристаллизуется на границе кора-мантия или в нижней коре, увеличивая ее мощность и вызывая прогиб поверхности Мох (механизм андерплейтинга), который фиксируется многочисленными геофизическими работами на Урале. При дальнейшем подъеме расплава создаются условия для его контаминации коровым материалом, которая фиксируется для части роговообманковых габбро [21].

Тепловой режим генерации водных базитовых расплавов определяет температуру верхних горизонтов мантии. Эта температура примерно на 200°C ниже ликвидуса маловодных базитовых расплавов

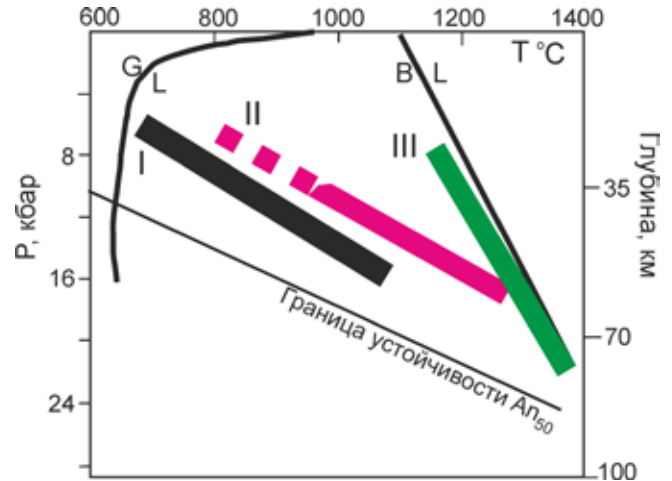


Рис. 6. Примерные *P-T* параметры водного (I) и маловодного (II) магмообразования в складчатых поясах, а также образования океанических базальтов – MORB (III).

Линии G-L и B-L соответственно водный солидус гранита и сухой солидус базальта.

(M_d). *P-T* параметры водного анатексиса роговообманковых габброидов, продуктами которого были тоналиты и гранодиориты, составляли 8–10 кбар и около 700°C [20]. Следующий этап водного анатексиса тоналитов и гранодиоритов, который привел к массовому гранитообразованию, происходил при давлении около 5 кбар и температуре 650°C [10]. Большое сходство стилиа эволюции Тагильской и Магнитогорской зон, связанных с разновозрастными субдукционными системами, сходство вещественного состава магматических пород, а также их рудной минерализации свидетельствует об определенной стационарности флюидного режима, определявшего основные параметры магматизма. Эта стационарность позволяет наметить *P-T* тренд магматизма Урала, в какой-то мере отражающий термальные условия орогена на стадии его надсубдукционного развития (рис. 6, линия I). Тренд намечает, с одной стороны, минимально возможные температуры генерации разных по составу силикатных магм в интервале колебаний SiO_2 от 48 до 76%, т.е. от габбро до гранита, а с другой – максимальные температуры, возможные на соответствующих глубинах. Тренд маловодного магматизма и сопряженного с ним дегидратационного тоналит-гранодиоритового и гранитного анатексиса преимущественно метаморфических толщ показан линией II. Маловодный (менее 1% воды в расплаве) базальтовый или габбро-норитовый солидус имеет температуру на 150–200°C выше, чем солидус типичного роговообманкового габбро на той же глубине. В свою очередь, дегидратационный анатексис и, соответственно, солидус тоналита, гранодиорита или гранита выше на те же 150–200°C по сравнению с водным [31]. Следовательно, подвижной

пояс с преимущественно маловодным типом магматизма в интервале глубин возникновения расплавов обычных магматических пород имеет более высокую температуру по сравнению с таким орогеном, как Урал, который характеризуется водным типом магматизма. Более того, многие авторы [32] полагают, что водный анатексис вследствие своей низкотемпературности вообще не способен генерировать гранитный расплав в объемах, требуемых для образования более или менее крупных массивов. Хотя гранитоидные массивы Урала действительно не очень крупные по размерам, но общая масса гранитоидов позднедевонско-пермского возраста велика (рис. 2б, в), и на современном эрозионном срезе они составляют не менее 20% площади орогена. Большая часть этих гранитоидов принадлежит I-типу.

Все вышесказанное позволяет определить уральский ороген в соответствии с терминологией Маруямы с соавторами [38] как “холодный”. Можно ожидать, что подобные орогены обладают параметрами магматизма, близкими к уральским. Холодное состояние глубинных зон Урала, характеризующегося минимальным тепловым потоком [36], сохраняется до настоящего времени.

Условия генерации базальтов срединно-океанических хребтов, наиболее распространенных сейчас на поверхности Земли магматических пород, отвечают более высоким температурам. По мнению ряда исследователей, магмы MORB, имеющие состав низкотемпературных пироксен-плаггиоклазовых котектик, представляют собой продукты фракционирования глубинных более основных и более высокотемпературных магм [16]. Тренд их эволюции показан на рис. 6 (линия III). Он фиксирует наиболее высокие температуры, возможные в верхней части нашей планеты.

Выражаю признательность академику М.И. Кузьмину, который привлек мое внимание к статье [39], позволившей по-новому оценить некоторые особенности уральского орогена.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 08-05-00018-а) и программы Президиума РАН 12-П-5-1024.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бобохов А.С. Эндогенная динамическая система южноуральской палеоостровной дуги. М.: Наука, 1991. 180 с.
2. Бородин Н.С., Ферштатер Г.Б., Самаркин Г.И. Варисская тоналит-гранодиоритовая формация Южного Урала // Докл. АН СССР. 1971. Т. 200, № 2. С. 411–414.
3. Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П. и др. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 8. С. 1157–1178.
4. Гусев А.И. Эталон синюхинского золотоносного габбро-гранитного комплекса (Горный Алтай). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2007. 208 с.
5. Зинькова Е.А., Ферштатер Г.Б., Родионов Н.В. U-Pb цирконовый возраст диоритов чусовской серии Верхисетского массива (Средний Урал) // Докл. АН. 2009. Т. 425, № 1. С. 72–75.
6. Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1963. 246 с.
7. Краснобаев А.А., Беа А., Ферштатер Г.Б., Монтеро П. Полихронность цирконов габброидов Платиноносного пояса Урала и проблема докембрия в Тагильского мегасинклинория // Докл. АН. 2007. Т. 413, № 6. С. 785–790.
8. Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П. Полигенные цирконы Адуйского батолита (Средний Урал) // Докл. АН. 2006. Т. 410, № 2. С. 244–249.
9. Обновленные схемы межрегиональной и региональной корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа / Ред. В.Л. Хомичев. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2007. 280 с.
10. Орогенный гранитоидный магматизм Урала // Г.Б. Ферштатер, Н.С. Бородин, М.С. Рапопорт и др. Миасс: ИГГ УрО РАН, 1994. 250 с.
11. Осипова Т.А., Каллистов Г.А., Баянова Т.Б. Возможные источники гранитоидных магм Челябинского плутона (Южный Урал) по изотопным U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd данным: мат-лы IV Российской конф. по изотопной геохронологии. Т. 2. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. С. 68–71.
12. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.
13. Пушкарев Е.В., Ферштатер Г.Б., Костицын Ю.А., Травин А.В. Новые данные об изотопном возрасте магматических пород Хабаринского мафит-ультрамафитового аллохтона: геологические следствия. Ежегодник-2007. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 277–285.
14. 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: мат-лы XXXVII тект. совещ. Т. 2. 2004. Новосибирск: СО РАН. С. 111–114.
15. Руднев С.Н., Бабин Г.А., Пономарчук В.А. и др. Состав и возрастные рубежи формирования гранитоидов Западного Саяна // Литосфера. 2009. № 1. С. 23–46.
16. Рябчиков И.Д., Богатиков О.А., Пилюян Г.О., Бабанский А.Д. Первичные магмы серии океанических толентов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 8. С. 5–20.
17. Самаркин Г.И., Самаркина Е.Я. Гранитоиды Южного Урала и проблема формирования гранитных поясов в складчатых областях. М.: Наука, 1988. 209 с.
18. Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.
19. Ферштатер Г.Б. Структурно-формационная зональность Урала и магматизм // Геотектоника. 1992. № 6. С. 3–17.
20. Ферштатер Г.Б. Надсубдукционный интрузивный магматизм Урала // Геология и геофизика. 2003. № 12. С. 1349–1364.
21. Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П., Скэрроу Д.

- Роговообманковые габбро Урала: типизация, геохимические особенности и петрогенезис // Геохимия. 2004. № 7. С. 707–728.
22. Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А. Обдукционный магматизм и сопряженная мигматизация (на примере Урала) // Литосфера. 2007. № 3. С. 66–85.
 23. Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф. и др. История и геодинамические обстановки палеозойского интрузивного магматизма Среднего и Южного Урала (по результатам датирования цирконов) // Геотектоника. 2007. № 6. С. 52–77.
 24. Формирование земной коры Урала / С.Н. Иванов, В.Н. Пучков, К.С. Иванов и др. М.: Наука, 1986. 247 с.
 25. Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г. и др. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 156–180.
 26. Штейнберг Д.С. Базальтоидный магматизм эвгеосинклинальных областей и его металлогения // Вопросы формирования и закономерности размещения месторождений золота и платины. М., ЦНИГРИ, 1970. С. 57–73.
 27. Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б. Об особенностях химического состава гранитов вулканических и плутонических ассоциаций // Докл. АН СССР. 1969. Т. 182, № 4. С. 935–938.
 28. Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии / Г.Б. Ферштатер, Л.В. Малахова, Н.С. Бородина и др. М.: Наука, 1984. 264 с.
 29. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Геология и геодинамика Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 204 с.
 30. Bea F., Fershtater G.B., Montero P. et al. Deformation-Driven Differentiation of Granite Magma: The Stepninsk Pluton of the Uralides, Russia // Lithos. 2005. V. 81. P. 209–233.
 31. Beard J.S., Lofgren G.E. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3 and 6, 9 kbar // J. Petrol. 1991. V. 32. P. 365–402.
 32. Clemens J.D. The granulite-granite connection // Granites and crustal evolution / D. Vielzeuf, Ph. Vidal (Eds). Kluwer, Dordrecht. 1990. P. 25–36.
 33. Fershtater G.B., Montero P., Borodina N.S., Bea F. Uralian magmatism: an overview // Tectonophysics. 1997. V. 276. № 1–4. P. 87–102.
 34. Furlong K.P., Chapman D.S., Alfeld P.W. Thermal modeling of the geometry of subduction with implications for the tectonics of the overridding plate // J. Geophys. Res. 1982. V. 87. P. 1786–1802.
 35. Jung S., Hoernes S., Mezger K. Geochronology and petrology of migmatites from the Proterozoic Damara belt – importance of episodic fluid-present disequilibrium melting and consequences for granite petrology // Lithos. 2000. V. 51. P. 153–179.
 36. Kukkonen I.T., Golovanova I.V., Khachay Y.V. et al. Low geothermal heat flow of the Urals fold belt – implication of low heat production, fluid circulation or paleoclimate? // Tectonophysics. 1997. V. 276. № 1–4. P. 63–86.
 37. Le Breton N., Thompson A.B. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stage of crustal anatexis // Contrib. Miner. Petrol. 1988. V. 99. P. 226–237.
 38. Maruyama S., Santosh M., Zhoo D. Superplume, supercontinent, and post-perovskite: mantle dynamics, and anti-plate tectonics on the core-mantle boundary. Gondwana Research. 2007. V. 11. P. 7–37.
 39. Montero P., Bea F., Gerdes A. et al. Single-zircon evaporation ages and Rb-Sr dating of four major Variscan batholiths of the Urals. A perspective on the timing of deformation and granite generation // Tectonophysics. 2000. V. 317 (1–2). P. 93–108.
 40. Ponko S.C., Peacock S.M. Thermal modeling of the southern Alaska subduction zone: insight into the petrology of the subducting slab and overlying mantle wedge. J. Geophys. Res. 1995. V. 100. P. 22117–22128.
 41. Rushmer T. Partial melting of two amphibolites; contrasting experimental results under fluid-absent conditions // Contrib. Miner. Petrol. 1991. V. 107. P. 41–59.
 42. Steer D.N., Knapp J.H., Brown L.D. et al. Deep structure of continental lithosphere in unextended orogen: an explosive-source seismic reflection profile in the Urals (Urals seismic experiment and integrated studies, URSEIS-1995) // Tectonics. 1998. V. 17, № 2. P. 143–157.
 43. Veizer J., Ala D., Azmy K. et al. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater // Chem. Geology. 1999. V. 161. P. 59–88.

Рецензент В.А. Коротеев

Paleozoic magmatism of the Urals as a key to understanding the orogen nature

G. B. Fershtater

Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

The main features of Middle and Late Paleozoic magmatism of the Urals which belongs to above subduction type are described. It is suggested that the Urals represent the same type of “cold” mobile belt which mantle is 200–500°K colder in comparison with adjacent area, identical to the mantle of modern West Pacific Triangle Zone including the Indonesia, Philippine Islands and the South part of Asia. In the process of geological evolution of Uralian orogen the mantle magmatism (460–390 Ma) basic in the rock composition changes by mantle-crustal one (370–315 Ma) and the last – by crustal granitic magmatism (290–250 Ma). This age order reflects the evolutionary connection of Pz magmatic complexes from the very beginning to the final stages of the orogen development.

Key words: *magmatism, evolution, geodynamics, intrusions.*