УДК 551.24(234.853)

РАННЕДЕВОНСКИЕ НАДСУБДУКЦИОННЫЕ ОФИОЛИТЫ В СТРУКТУРЕ ЮЖНОГО УРАЛА

© 2010 г. А. А. Белова^{1, 2}, А. В. Рязанцев¹, А. А. Разумовский¹, К. Е. Дегтярев¹

¹Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 7
²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, 119991, Москва, Ленинские горы, д. 1
Поступила в редакцию 25.01.2010 г.

В структуре южноуральских палеозоид широко распространены офиолиты, состав пород которых указывает на то, что они формировались в надсубдукционной обстановке. В разрезе комплекса параллельных даек и эффузивов преобладают низкотитанистые и высокомагнезиальные породы, варьирующие от базальтов до андезитов, многие из которых относятся к бонинитовой серии. Этот тип офиолитов устанавливается в полосе протяженностью 600 км. Эффузивы содержат прослои кремней с эмсскими конодонтами. Плагиограниты, располагающиеся на уровне комплекса параллельных даек и связанные с ним генетически, имеют возраст 400 млн. лет. Офиолиты находятся в основании мощного разреза островодужных вулканитов. Состав магматических пород, параметры метаморфизма нижнедевонских комплексов указывают на совместную роль субдукционных и мантийно-плюмовых процессов при их формировании. Формирование раннедевонских офиолитов происходило при нестационарном режиме субдукции, возникшем на внутриокенической конвергентной границе плит, существовавшей, по крайней мере, со среднего ордовика.

ВВЕДЕНИЕ

В структуре палеозоид Южного Урала широко распространены офиолиты, формирование которых проходило в надсубдукционной обстановке. Породы комплекса параллельных даек и перекрывающие их вулканиты в этом типе отличает низкая и умеренная титанистость и повышенная магнезиальность. Некоторые породы по химическому составу отвечают бонинитам. В нижней части разреза преобладают деплетированные гарцбургиты. Биостратиграфическими и изотопногеохронологическими методами устанавливается раннедевонский возраст верхней части разреза офиолитов.

Впервые по петро-геохимическим данным породы комплекса параллельных даек Хабарнинского массива были сопоставлены с толеитами и андезибазальтами островных дуг Маеговым В.И. [30]. Тогда же обстановки формирования комплекса начинают рассматривать как зоны вторичного растяжения типа краевых морей [28]. Позже сведения о существовании надсубдукционных офиолитов приводятся для Бурибайского района на западе Магнитогорской зоны [26] (рис. 1). Здесь описаны бониниты в эффузивном разрезе (баймак-бурибайская свита девонского возраста), перекрывающем комплекс параллельных даек. Примерно в это же время, южнее, в структуре Хабарнинского офиолитового массива описан комплекс параллельных даек, породы которого имеют дифференцированный состав, низкую титанистость при повышенной магнезиальности и по этим параметрам близки к бонинитам [46].

Офиолиты этого типа перекрываются типичными островодужными вулканогенными сериями, и в настоящее время их прерывистые выходы устанавливаются вдоль западного края Магнитогорской мегазоны от широты города Учалы на севере в полосе протяженностью около 600 км к югу. Офиолиты данного типа распространены в Западно-Магнитогорской, Присакмаро-Вознесенской и Сакмарской зонах. Наиболее южные выходы располагаются в средней части Мугоджар [65] в Западно-Мугоджарской зоне, которая является продолжением Магнитогорской мегазоны. На севере Присакмаро-Вознесенской зоны, а также в структуре Кемпирсайского аллохтона и в меланже Сакмарской зоны широко распространены фрагменты коровых частей ордовикских офиолитов [13, 55, 61], которые имеют отличные от девонских петро-геохимические особенности. В некоторых структурах происходит сближение и тектоническое перемешивание офиолитов различного возраста и типа. В настоящей работе приводятся новые данные и обобщаются результаты предшествующих исследований, касающиеся строения, состава и возраста верхних элементов разреза офиолитовой ассоциации, характеризующей ранние этапы развития зоны субдукции, над которой сформированы девонские островодужные серии Магнитогорской мегазоны. Полученные данные позволяют различать разновоз-

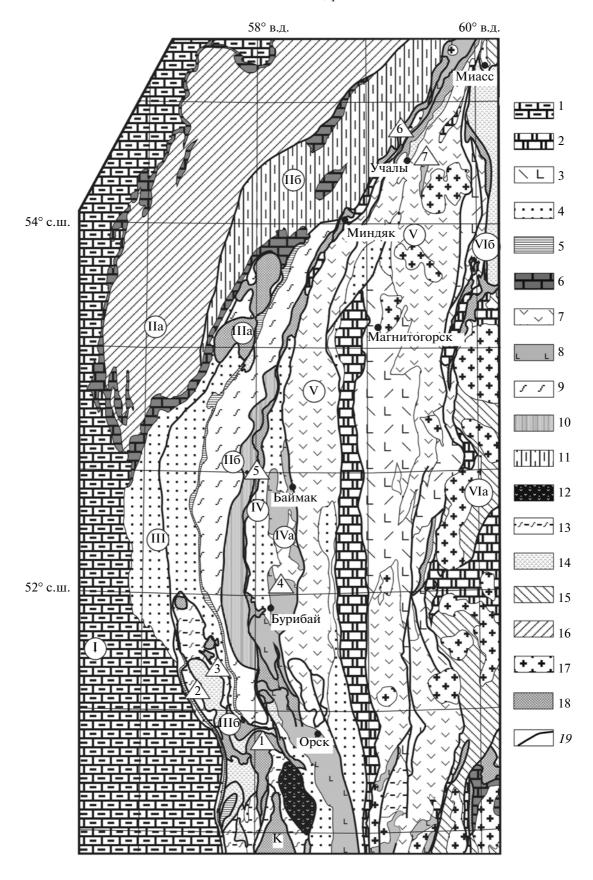


Рис. 1. Схема распространения основных структур и комплексов в западной части Южного Урала

I — каменноугольные и пермские флиш и молассы Предуральского прогиба; 2 — каменноугольные терригенно-карбонатные и карбонатные отложения; 3 — нижнекаменноугольные вулканиты; 4 — фаменские граувакки; 5 — девонские $(D_1 I - D_3 fr)$ кремнистые конденсированные отложения; 6 – терригенные и карбонатные отложения среднего ордовика-верхнего девона; 7 - средне-верхнедевонские вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования; 8 - эмсские вулканогенные образования с комплексом параллельных даек; 9-11 — зона Уралтау: 9 — палеозойские, частично допалеозойские кварцито-сланцы (суванякский комплекс), 10 – эклогит-глаукофансланцевый максютовский комплекс, 11 — верхнедокембрийские метаморфические образования; 12 — вендские вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы; 13 - ордовикские, силурийские и девонские кремнистые, терригенные и туфогенно-осадочные отложения; 14 — ордовикские, силурийские и девонские вулканогенные комплексы; 15 — докембрийские метаморфические породы фундамента и терригенно-карбонатные ордовикские породы чехла Восточно-Уральской мегазоны; 16 – докембрийские комплексы Башкирского антиклинория; 17 - средне-позднепалеозойские гранитоиды; 18 - мафитультрамафитовые комплексы и серпентинитовый меланж; 19 — тектонические границы. Цифрами в кружках обозначены: I — Предуральский краевой прогиб; II — Центрально-Уральская мегазона: Башкирский антиклинорий (IIa), зона Уралтау (Пб); III – Зилаирский синклинорий, Кракинский аллохтон (ППа), Сакмарский аллохтон (ППб); IV – Присакмаро-Вознесенская зона; V – Магнитогорская мегазона (Va – Актау-Таналыкская зона); VI – Восточно-Уральская мегазона: VIa — Кочкаро-Адамовская зона, VIб — Сухтелинский аллохтон. Цифрами в треугольниках обозначены районы и участки детальных исследований: 1 – Хабарнинский, 2 – Рамазановский, 3 – Новоракитянский, 4 – Бурибайский, 5 – Чингизовский, 6 – Калканский, 7 – Буйдинский; К – Кемпирсайский массив

растные офиолиты, сформированные в различных геодинамических обстановках.

Структурная зональность Южного Урала

Структурному районированию Южного Урала посвящено много работ. Обобщения по этому вопросу можно найти, в частности, в монографии В.Н. Пучкова [37] и в книге, посвященной результатам работ по программе Урсейс-95 [8]. Центральное место рассматриваемого региона занимает Магнитогорская мегазона (синформа), в которой распространены образования палеоокеанического сектора и островодужные комплексы, а также офиолиты палеозойского возраста (см. рис. 1). Нижний структурный уровень синформы на западном крыле (Присакмаро-Вознесенская зона) слагают ордовикские офиолиты, вулканиты островных дуг и задуговых бассейнов, которые также представлены в краевых аллохтонах (Сакмарском, Кракинском, Сухтелинском). Аллохтоны, сложенные комплексами палеоокеанического сектора, залегают на палеоконтинентальных комплексах. Последние на западе слагают край Восточно-Европейского палеоконтинента (Башкирский антиклинорий и зона Уралтау Центрально-Уральской мегазоны), а на востоке – Кочкаро-Адамовскую зону Восточно-Уральской мегазоны. В этих структурах выделяются фундамент, сложенный докембрием, и нижне-среднепалеозойские терригенно-карбонатные чехлы. Западную границу Магнитогоской синформы принято называть зоной Главного Уральского разлома. На востоке зоне Главного Уральского разлома тождественна Восточно-Магнитогорская зона разломов. Две эти зоны имеют встречные падения, что подтверждается различными геофизическими методами, включая сейсмическое профилирование [8]. Конвергентные процессы на границе западного палеоконтинентального и палеоокеанического секторов маркируют метаморфические суванякский и

максютовский комплексы зоны Уралтау, граувакки зилаирской свиты. Структурная зональность палеозоид Южного Урала отражает развитие ордовикской и девонской внутриокеанических вулканических дуг, западной континентальной окраины и разделявших их бассейнов.

Районы распространения надсубдукционных офиолитов

Актау-Таналыкская зона (Бурибайский район)

Дайковый комплекс и связанные с ним постепенным переходом эффузивы, которые по составу отвечают бонинитам, впервые развернуто были описаны в Бурибайском районе на р. Таналык [26] (см. рис. 1). Эти комплексы слагают западную часть Западно-Магнитогорской зоны. Часто этот фрагмент структуры выделяется как Актау-Таналыкская зона. В современных схемах [23, 32] вулканогенный разрез расчленяется на нижнюю баймак-бурибайскую и верхнюю – верхнетаналыкскую свиты. Возраст свит определяется как раннеэмсский, по стратиграфическому положению ниже отложений датированных эмсскими конодонтами [32]. Данный район является стратотипическим для вулканогенных толщ рассматриваемого нами уровня и состава. Состав этих толщ изучен довольно полно [23, 96], и поэтому нами проводится корреляция стратиграфических уровней, выделяемых в других районах, и сопоставление особенностей их состава с комплексами Бурибайского района.

Баймак-бурибайская свита расчленяется на долерито-базальтовую, пиллоу-базальтовую и риодацит-базальтовую толщи, формирование которых, как считается, знаменует начальный этап формирования энсиматической островной дуги [7, 23, 66, 96]. В нижних толщах преобладают магнезиальные толеитовые и коматиитовые пиллоубазальты и бонинитовые вариолиты. Отмечаются так же низкомагнезиальные толеитовые и субще-

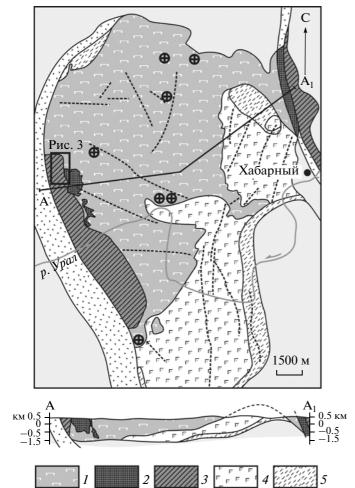


Рис. 2. Схема геологического строения Хабарнинского массива, по Хворов В.И. и др., 1971; [72, 78] с упрошениями и изменениями

I-3 — комплексы офиолитовой ассоциации: I — дунитгарцбургитовый, 2 — расслоенный, 3 — дайково-вулканогенный (в том числе зона верхнего магматического очага); 4 — дунит-клинопироксенит-вебстерит-габброноритовый (восточно-хабарнинский) комплекс; 5 — амфиболиты и кристаллические сланцы подошвы аллохтона; 6 — меланж с серпентинитовым матриксом; 7 — палеозойские комплексы, подстилающие Хабарнинский аллохтон; 8 — интрузии молостовского комплекса (вне масштаба); 9 — дайки жильных габбро-диабазов (неоавтохтонные)

лочные базальты. В верхней толще залегают дациты, риодациты, базальты и андезибазальты известково-щелочной серии. Общей чертой пород основного состава нижней толщи является присутствие отрицательных аномалий Nb, Ta, Zr, Hf, Ti и обогащение элементами с крупными ионными радиусами [23]. Особенности состава пород нижней толщи баймак-бурибайской свиты позволили авторам [23] сделать вывод о том, что вы-

плавление происходило в надсубдукционной обстановке с участием флюидов при высокой степени плавления из деплетированного мантийного перидотита.

В разрезе перекрывающей верхнетаналыкской свиты преобладают вулканиты непрерывной дифференцированной базальт-андезит-дацитриолитовой серии [23].

Сакмарская зона

Породы Сакмарской зоны слагают шарьяж, для которого Присакмаро-Вознесенская зона является корневой (см. рис. 1). В структуре шарьяжа выделяется несколько аллохтонов, в которых представлены комплексы зоны перехода от континента к океану [14, 16, 17, 37, 52–55]. Нижние аллохтоны представлены батиальными осадочными и вулканогенно-осадочными комплексами, которые были сформированы вблизи подошвы склона пассивной континентальной окраины. В структуре верхних аллохтонов преобладают вулканогенные комплексы, сформированные в обстановке островной вулканической дуги и окраинноморских бассейнов. Между этими аллохтонами залегают серпентинитовые меланжи и полимиктовые олистостромы. К структуре Сакмарской зоны относится Хабарнинский аллохтонный мафит-ультрамафитовый массив с офиолитами, южнее которого расположен Кемпирсайский офиолитовый массив.

Хабарнинский массив. Хабарнинский массив отличается наибольшей полнотой разреза при хорошей обнаженности, поэтому он достаточно полно изучен [2, 29, 39, 41, 46, 50, 70-72, 74, 91 и др.]. Хабарнинский массив слагает тектонический покров, располагающийся в структурной седловине (синформе) между Уралтауской и Эбетинской антиформами (см. рис. 1). Своим северным и западным краем Хабарнинский массив налегает на систему тектонических покровов, в копринимают участие ордовикская вулканогенно-осадочная губерлинская свита, вулканогенно-осадочные свиты нижнего-среднего девона и верхнедевонский олистостром [54, 55]. В северо-восточной части массив нарушен левосторонним сдвигом зоны Главного Уральского разлома. От основного тела Хабарнинского массива сдвигом отчленен Аккермановский фрагмент коровых комплексов офиолитового разреза. Севернее Аккермановского фрагмента отмечаются выходы серпентинитов и располагается блок, сложенный породами комплекса параллельных даек (Узембаевский фрагмент) [49]. Далее к северу, смещенный по сдвигу крупный фрагмент ультрабазитов представлен Халиловским массивом. Система покровов в седловине (синформе) между Уралтауской и Эбетинской антиформами располагаются симметрично. На се-

вере Эбетинской антиформы породы массива подстилаются вулканогенными, терригенными и кремнисто-сланцевыми толщами, датированными ордовикскими и девонскими органическими остатками [64]. На северном и южном крыльях синформы отмечаются зоны, в которых проявлен глаукофан-сланцевый метаморфизм. В структуре северного замыкания Эбетинской антиформы и южного замыкания антиформы Уралтау распространены субвулканические и глубинные гранитоиды вендского возраста [3, 63]. Хабарнинский массив представляет собой бескорневой тектоничепокров, общая мощность оценивается в 1500 м [34, 78]. В строении покрова принимает участие полный набор элементов офиолитовой ассоциации, а кроме того, интрузии дунит-пироксенит-габбровой формации и метаморфические породы.

К настоящему времени накопились многочисленные данные по комплексам, слагающим массив, формирование которых проходило в различных геодинамических обстановках. Эти комплексы занимают определенные структурные уровни, закономерно сменяя друг друга (рис. 2).

Нижний структурный уровень представлен метаморфическими комплексами. На северо-западе Хабарнинского массива это амфиболиты, протолитом которых являются субщелочные океанические базальты [69]. В северо-восточной части аллохтона, в тектоническом окне, обнажаются слюдистые сланцы, амфиболиты, гранатовые гнейсы и мигматиты [70]. По данным Е.В. Пушкарева [42, 43 и ссылки в этих работах], в восточной части массива метаморфические породы нижнего структурного уровня представлены апобазальтовыми амфиболитами, а верхнего – амфиболитами, расслоенными гнейсами и кварцитами. Протолитом для пород верхнего уровня являются мелановакки, расслоенные кварцевыми и аркозовыми песчаниками. Отмечается рост градиента метаморфизма и степень деформаций снизу вверх по направлению к контакту с интрузивными мафит-ультрамафитовыми породами восточно-хабарнинского комплекса (ВХК). Гранатовые амфиболиты верхнего уровня образованы за счет диафтореза гранулитов. Sm-Nd изохронный возраст метаморфизма, установленный для гранатовых амфиболитов, равен 415 ± 8 млн. лет [43]. Близкие значения возраста — 415 ± 5 млн. лет, получены для амфиболитов K-Ar методом [41]. На основе полученных данных делается вывод о связи метаморфизма с обдукцией офиолитов [43]. Сходные выводы о геодинамических условиях метаморфизма сделаны в работе [9].

Следующий уровень представлен расслоенной интрузией *дунит-клинопироксенит-габбрового восточно-хабарнинского комплекса (ВХК)*. Считается, что породы ВХК имеют интрузивный контакт

с нижележащими породами метаморфической подошвы и с перекрывающим дунит-гарцбургитовым комплексом [2, 39]. Породы ВХК по особенностям состава некоторыми исследователями не включаются в "классическую" офиолитовую ассоциацию [2 и ссылки в этой работе]. Возраст, определенный для вебстеритов BXK Sm-Nd методом составляет 411 ± 12 млн. лет [42, 43, 45, 47], а определенный по флогопиту из вебстеритов ³⁹Ar— 40 Аг методом составляет 415 ± 3 млн. лет [41]. Эти значения возраста сопоставимы с возрастом метаморфизма подстилающих пород. Комагматичный ВХК молостовский комплекс, который представлен малыми кольцевыми интрузиями интрудирует гарцбургиты. Возраст молостовского комплекса определен Sm-Nd методом как 415 млн. лет [42, 43, 47].

Мантийные ультрабазиты представлены преимущественно гарцбургитами с небольшим количеством дунитовых тел и в крайне малых количествах лерцолитами [39]. По данным бурения отмечается плавное чередование гарцбургитов, дунито-гарцбургитов и дунитов. В интерстициях между оливином и ортопироксеном присутствует паргасит [2]. Структурные наблюдения свидетельствуют о двух фазах высокотемпературных деформаций гарцбургитов [78]. Наиболее выдержанные признаки пластического течения гарцбургитов и возникновение линейно-плоскостных минеральных агрегатов равномерно пронизывающих породу во всем объеме связывается с первой фазой. Формирование большей части дунитовых тел, шлиров и жил энстатититов связывается со второй фазой. Вблизи с контактом ВХК в породах увеличивается степень деформированности с появлением директивных структур. О контактовом воздействии свидетельствует появление анизотропного андрадит-гроссулярового граната [2].

В западной части массива гарцбургитовый разрез наращивается полосчатым дунит-верлит-пироксенит-габброноритовым комплексом (кирпичнинская ассоциация), а в северо-восточной части аналогичной аккермановской ассоциацией. Породы кирпичнинской ассоциации слагают горизонт взаимно пересекающихся расслоенных интрузий дунит-верлит-пироксенитового и габброноритплагиовебстеритового состава, вмещающими для которых являются мантийные тектониты дунитгарцбургитового комплекса. Породы расслоенного комплекса аккермановской ассоциации в основном представлены верлитами, оливиновыми клинопироксенитами, клинопироксенитами, оливиновыми габбро и габброноритами. Все перечисленные породы связаны между собой постепенными переходами, образуя полосчатые и шлирово-полосчатые фрагменты разреза единого плутонического комплекса нижнекорового уровня (кроме случаев их тектонической дезинтеграции).

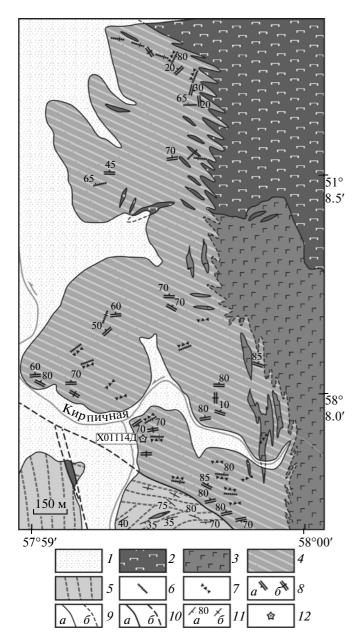


Рис. 3. Схематическая геологическая карта площади развития пород габбро-плагиогранитной ассоциации в районе балки Кирпичная, по [50] с изменениями и лополнениями

I — четвертичные аллювиальные и пролювиальные отложения; 2 — лизардитовые и антигоритовые аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты, серпентинитовые сланцы; 3 — породы расслоенного комплекса: габбронориты, оливиновые габбро, плагиовебстериты; 4 — породы габбро-плагиогранитной ассоциации: амфиболовые габбро, габбродиориты, диориты; 5 — комплекс параллельных даек: габбро-долериты, долериты; 6 — жилы плагиогранитов; 7 — зоны брекчий; 8 — отдельные дайки долеритов: a — наклонные, b — вертикальные; b — геологические границы: b — достоверные, b — предполагаемые; b — предполагаемые; b — прочие элементы залегания: b — наклонные, b — вертикальные; b — точка отбора пробы на цирконы

Отмеченное различие в строении расслоенного комплекса для одного и того же офиолитового разреза, при всех прочих равных условиях формирования, по-видимому характеризует латеральную неоднородность строения корового "слоя" Хабарнинских офиолитов, при котором "классический" выдержанный единый горизонт пород расслоенного комплекса по простиранию сменяется разобщенными разновременными взаимопересекающимися интрузиями аналогичного состава [48].

Выше разрез наращивается непрерывно дифференцированным габбро-плагиогранитым комплексом и комплексом параллельных даек (рис. 3). Габбро-плагиогранитный комплекс представлен габбро, габбродиоритами, диоритами и плагиогранитами. Породы слагают силлы, дайки и жилы, сливающиеся в штокверк и интрудирующие серпентинизированные гарцбургиты и породы полосчатого комплекса [50, 91]. Границы между телами внутри штокверка часто сливаются. Вероятно, внедрение новых тел происходило в еще нераскристаллизовавшиеся породы, за счет этого образуется такситовая текстура, с большим количеством шлировидных обособлений, скиалитов, роев и шлейфов, которые характеризуют сосуществование двух взаимодействующих расплавов. Породы ассоциации имеют полные петрохимические аналоги в различных частях разреза комплекса параллельных даек и, по-видимому, данная зона является фрагментом магматического очага, питавшего комплекс параллельных даек. К подошве комплекса параллельных даек приурочены плагиограниты, которые в большинстве случаев слагают матрикс магматических брекчий с обломками габбро-диоритов, диоритов и долеритов. Часто магматические брекчии внедрены вдоль внутренних частей долеритовых даек. Мощность брекчиевых тел достигает 5-7 м. Магматические брекчии прорываются долеритовыми дайками и мелкими, мощностью до 0.7 м жилами плагиогранитов. Комплекс параллельных даек представлен габбро-долеритами и долеритами с офитовой структурой, а так же порфировыми долеритами с афанитовой основной массой. Дайки представлены несколькими генерациями, имеющими разные ориентировки, направления которых закономерно изменяются от ранних генераций к поздним. Внедрение ранних тел комплекса параллельных даек происходит в апогарцбургитовые серпентиниты содержащие жилы и мелкие тела пегматоидных габброидов. Для ранних габбро-долеритов выделяются удаленные друг от друга разноориентированные оси растяжения. Аналогично и поздняя генерация долеритов, помимо самостоятельных миниспрединговых фрагментов, образует многочисленные мелкие рои в матриксе сформированных к тому времени габбродолеритовых даек. Рассеянный характер спре-

Результаты U-Pb-SHRIMP-исследований цирконов из плагиогранитов офиолитового разреза Хабарнинского массива (проба X01114D)

| Точка измерения | ²⁰⁶ Pb _c % | U ppm | Th ppm | ²³² Th/ ²³⁸ U | ²⁰⁶ Pb*ppm | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Возраст (1) | | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Возраст (2) | | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Возраст (3) | |
|-----------------|-------------------------------------|-------|--------|-------------------------------------|-----------------------|--|------|--|------|--|-----|
| X-1.1 | 0.41 | 191 | 183 | 0.99 | 10.8 | 408 | ±11 | 408 | ±11 | 404 | ±13 |
| X-2.1 | 0.60 | 176 | 166 | 0.98 | 10.1 | 413 | ±11 | 413 | ±11 | 415 | ±13 |
| X-3.1 | 2.28 | 170 | 136 | 0.82 | 8.44 | 353 | ±9.8 | 351 | ±9.5 | 355 | ±12 |
| X-4.1 | 0.30 | 227 | 168 | 0.77 | 12.2 | 391 | ±10 | 391 | ±10 | 392 | ±11 |
| X-5.1 | 0.77 | 287 | 378 | 1.36 | 16.5 | 415 | ±11 | 416 | ±11 | 421 | ±14 |
| X-6.1 | 2.02 | 130 | 488 | 3.88 | 7.3 | 399 | ±12 | 397 | ±11 | 485 | ±43 |
| X-7.1 | 0.30 | 121 | 51 | 0.44 | 6.58 | 395 | ±11 | 394 | ±11 | 394 | ±11 |
| X-8.1 | 0.59 | 103 | 69 | 0.69 | 5.44 | 382 | ±10 | 382 | ±11 | 386 | ±12 |
| X-9.1 | 0.61 | 476 | 413 | 0.89 | 29.5 | 445 | ±11 | 446 | ±11 | 444 | ±13 |
| X-10.1 | 0.67 | 130 | 141 | 1.13 | 7.17 | 400 | ±11 | 399 | ±11 | 395 | ±13 |
| X-11.1 | 0.65 | 231 | 199 | 0.89 | 12.7 | 397 | ±10 | 397 | ±10 | 397 | ±12 |
| X-12.1 | 2.59 | 93 | 57 | 0.64 | 5.27 | 403 | ±12 | 402 | ±11 | 403 | ±13 |
| X-13.1 | 0.68 | 141 | 151 | 1.10 | 7.7 | 395 | ±10 | 395 | ±10 | 395 | ±13 |
| X-14.1 | 0.27 | 285 | 198 | 0.72 | 15.8 | 402 | ±10 | 402 | ±10 | 401 | ±12 |

Примечание. Погрешность $-1\ \sigma$; Pb_c и Pb^* — пропорции обычного и радиогенного свинца соответственно; погрешность в калибровке стандарта 0.86%. (1) — обычный Pb, скорректированный с использованием измеренного ^{204}Pb , (2) — обычный Pb, скоректированный с учетом $^{206}Pb/^{238}U-^{207}Pb/^{235}U$ конкордантного возраста, (3) — обычный Pb, скорректированный с учетом $^{206}Pb/^{238}U-^{208}Pb/^{238}U-^{207}Pb/^{235}U$ конкордантного возраста, (3) — обычный Pb, скорректированный с учетом $^{206}Pb/^{238}U-^{208}Pb/^{238}U-^{207}Pb/^{238}U$

динга наглядно подтверждается существенным изменением направлений векторов растяжения как для одновозрастных структур, так и при переходе от ранних миниспрединговых центров к более поздним. Последовательный разворот оси раскрытия, проявленный в закономерном срезании под острыми углами ранних пакетов более поздними, свидетельствует о наличии сдвиговой компоненты при образовании дайкового комплекса, что также является возможным объяснением коленообразных перегибов пакетов даек. Таким образом, образование дайкового комплекса Хабарнинского массива происходило в весьма неоднородных условиях рассеянного спрединга [50].

Вверх по разрезу дайковый комплекс сменяется *вулканогенным комплексом*. Смена происходит постепенно. На переходном уровне дайки и силлы залегают среди эффузивов. Есть признаки перехода даек в потоки. В разрезе преобладают подушечные лавы. Краевые части подушек часто представлены порфировыми, а внутренние — афировыми разностями. Краевые части часто обогащены миндалинами.

Для плагиогранитов аккермановского фрагмента на СВ Хабарнинского массива были проведены изотопные геохронологические U-Pb исследования (SHRIMP-II) по цирконам [45]. Полученные изотопные отношения имеют большой разброс значений и авторы цитируемой работы

объясняют это метамиктным состоянием цирконов. Одна из групп замеров дала пересечение дискордии и конкордии в точке 394 ± 2 млн. лет.

Нами были проанализированы цирконы из плагиогранитов матрикса магматической брекчии на западе массива (проба № Х01114Д $51^{\circ}07'56.9''$ с.ш., $57^{\circ}59'16.6''$ в.д.; здесь и далее все координаты в системе WGS'84) (см. рис. 3). В пределах всей этой зоны отмечаются секущие долеритовые дайки и жилы. Исследованные цирконы в плагиогранитах выделены из фракции 0.2 мм. Кристаллы прозрачные вытянутые, эвгедральные с осциляторной ритмичной текстурой (таблица, рис. 4). Из 14 измерений 10 приняты для определения конкордантного возраста, значение которого составило 399.8 ± 6.2 млн. лет (здесь и далее датирование цирконов проводилось на вторичноионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ, оператор Пресняков С.Л.). Мы не исключаем присутствия ксеногенных цирконов, которые представлены в точке измерения Х-9.1 и дали значения около 445 млн. лет. Конкордантные значения соответствуют позднеэмсскому веку. В разрезе Магнитогорской мегазоны этому возрасту отвечает баймак-бурибайская свита [32]. Ранее было отмечено, что высокомагнезиальные бонинитоподобные гипабиссальные породы разреза Хабарнинских офиолитов коррелируются по составу с породами этой свиты [46].

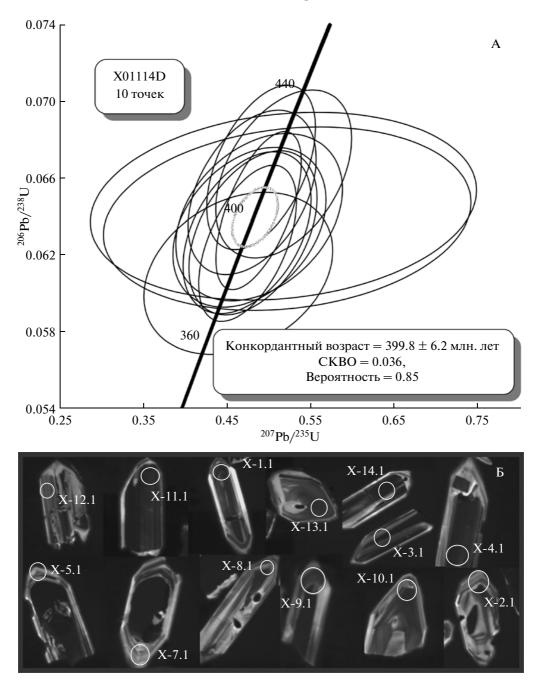


Рис. 4. Результаты исследования цирконов плагиогранитов на западе Хабарнинского массива U-Pb методом SHRIMP-II

А – конкордия для цирконов из плагиогранитов (проба X01114D) матрикса магматической брекчии верхних горизонтов габбро-плагиогранитной ассоциации;
 Б – общий вид зерен циркона из плагиогранитов в катодных лучах (CL).
 Кругами отмечены точки измерений изотопных соотношений урана и свинца

Породы даек и ассоциирующих с ними эффузивов имеют близкие геохимические характеристики, по составу отвечают базальтам, андезибазальтам и андезитам нормальной щелочности ($Na_2O = 2.2-5.7\%$, $K_2O = 0.1-0.6\%$), принадлежат толеитовой и известково-щелочной сериям (рис. 5). Содержание MgO имеет обратную корреляцию с содержанием кремнезема и достигает максимума

в 15% при $SiO_2 = 50\%$ и минимума в 4.2% при $SiO_2 = 58.7\%$. Коэффициент железистости варьирует в пределах 29—52, а магнезиальное число — 48—71. Содержание TiO_2 и Al_2O_3 средние и колеблются в пределах 0.2-1.6% и 12.2-18.6% соответственно. На диаграммах распределения Харкера фигуративные точки составов даек и эффузивов образуют единые тренды, что свидетельствует об

их комагматичности. Мультиэлементные спектры распределения микроэлементов, нормированные на состав примитивной мантии, сходны со спектрами обогащенных базальтов СОХ, однако имеют отрицательные аномалии Тh, Ta, Nb, Zr и положительные аномалии Ва, K, Sr (рис. 6). Спектры распределения P3Э, нормированные на состав хондрита, имеют субгоризонтальный наклон (La/Yb = 1-3.9) и равномерное обогащение по всему спектру. На спектрах P3Э в некоторых образцах проявлен Eu-минимум.

Серпентинитовые меланжи. В Сакмарском аллохтоне в структуре серпентинитовых меланжей установлены блоки амфиболитов, прорванные пакетами долеритовых даек, петро-геохимические параметры которых свидетельствуют в пользу их надсубдукционной природы [57]. Кроме того, в меланже присутствуют блоки с фрагментами разрезов офиолитов, пара- и ортометаморфические породы. Широко распространены девонские породы, формировавшиеся на дне бассейна с океанической корой [54, 57]. Это кремни, седиментационные, тектоно-седиментационные и гидротермальные микститы. Микститы представлены офикальцитами, офикальцитовыми брекчиями, кремне- и офиолитокластовыми породами. Часто в структуру меланжа включены эмсские и живетские рифовые известняки. Матриксом меланжей являются рассланцованные серпентиниты или, реже, слоистые серпентинитообломочные породы.

Практически повсеместно в структуре меланжей присутствуют блоки амфиболитов, сходных с метаморфическими породами, подстилающими Хабарнинский офиолитовый массив. На западе Сакмарского аллохтона, севернее дер. Рамазаново, амфиболиты слагают меридионально ориентированный блок протяженностью 1 км, шириной до 300 м. В северо-западной части блока амфиболиты сочетаются со слюдяными кварцитами. На западе метаморфические породы имеют контакт с изотропными габбро, прорванными мелкими жилами плагиогранитов, а на востоке – с меланжированным комплексом параллельных даек в серпентинитовом матриксе. Амфиболиты представлены меланократовыми разностями с редкими лейкократовыми прослоями. По ориентировкам полосчатости устанавливаются изоклинальные складки амплитудой в первые метры, с гребневидными замками и ЮЗ вергентностью. Преобладают аз. пд. $240-340^{\circ}$, $\angle 60-85^{\circ}$ и аз.пд. $20-30^{\circ}$, $\angle 60-$ 90°. Амфиболиты секутся дайками долеритов. Отмечаются одиночные тела, рои и пакеты "дайка в дайке". Объем даек в структуре уменьшается в восточном направлении от 50% до 1-5%. Выделяется 2 генерации. 1-я представлена мелко-среднекристаллическими долеритами мощностью 1-3 м, до 7-9 м. Разброс аз. пд. от 90 до 150° , в основном $100-140^{\circ}$, $\angle 10-65^{\circ}$ (обычно $\angle 20-30^{\circ}$). Отмечаются субвертикальные падения и падения с азимутом (280—320°), \angle 70°. Для тел описываемой генерации характерны извилистые очертания и тупые окончания даек. К этой же генерации относятся афанитовые и мелкозернистые жилы долеритов мощностью 3—5, до 20—60 см. 2-я генерация образована дайками (0.5—3 м), имеющими при аз. пд. 40—60°, \angle 40—65°. Реже падения более пологие или субвертикальные, а так же с азимутом 120—140°, \angle 70—90°. Для контактов описываемых дайковых тел характерно незначительное брекчирование вмещающих амфиболитов.

На восточном крыле Сакмарского аллохтона, в 4 км к юго-западу от дер. Нов. Ракитянка амфиболиты находятся в окружении такситовых габбро. Габбро и амфиболиты густо инъецированы жилами долеритов разнообразной ориентировки, часто образующими пакеты. Амфиболиты, габбро и дайки прорываются крупным (до 1 км) штоком дифференцированных гранитоидов, представленных тоналитами и плагиогранитами. Гранитоиды прорваны поздней генерацией даек долеритов, слагающих рои и пакеты. Полосчатость амфиболитов имеет аз. пд. $200-240^{\circ}$, $\angle 20-40^{\circ}$. Они содержат пакеты даек с двумя преобладающими ориентировками — аз. пд. $320-340^{\circ} \angle 60-80^{\circ}$ и аз. пд. $85-90^{\circ}$, $\angle 40-60^{\circ}$.

Породы даек обоих районов не отличаются по петро-геохимическим характеристикам рис. 5 и 6). По составу они отвечают базальтам и андезибазальтам и принадлежат к известковощелочной серии (Na₂O = 1.6-4.6%; K₂O = 0.2-2.3%). Породы обладают повышенными содержаниями MgO (6.1–18%), Al_2O_3 (12–15%), TiO_2 (0.5-0.8%). Коэффициент железистости варьирует в пределах 36-46, а магнезиальное число -54-78. Мультиэлементные спектры распределения микроэлементов, нормированные на состав примитивной мантии, имеют отрицательный наклон, схожи с таковыми у обогащенных базальтов СОХ и выявляют отрицательные аномалии Ta, Nb и Zr, а так же положительные аномалии K, Pb, Sr. Ha спектрах распределения РЗЭ не выявлено никаких аномалий, La/Yb отношения варьируют в пределах 2—3.

Север Присакмаро-Вознесенской зоны

Положение офиолитов в общей структуре зоны. На севере Присакмаро-Вознесенской зоны офиолиты слагают небольшие массивы среди серпентинитового меланжа. Здесь распространены массивы "лерцолитового" и "гарцбургитового" типа [61]. Объектом рассмотрения в данной работе являются офиолиты "гарцбургитового" типа. Однако важная для реконструкции геодинамических обстановок информация приведена и для офиолитов "лерцолитового" типа.

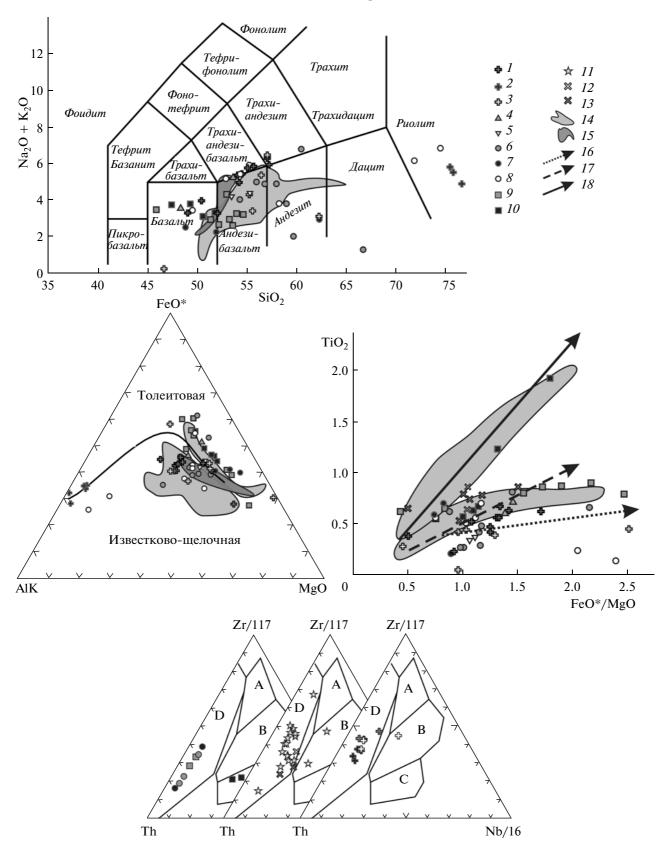


Рис. 5. Петро-геохимические диаграммы для пород верхних частей разреза нижнедевонских офиолитов

I-8 — Присакмаро-Вознесенская зона: I-3 — массив Калкан: I — долериты из даек, 2 — плагиограниты, 3 — базальты и андезибазальты; 4 — базальты и долериты в районе оз. Ургун; 5 — базальты баймак-бурибайской свиты в р-не дер. Мансурово; 6-8 — р-н дер. Чингизово: 6 — долериты и гранодиориты из комплекса параллельных даек, 7 — базальты нижней толщи (?) баймак-бурибайской свиты, ассоциирующие с офиолитами, 8 — вулканиты верхней толщи баймак-бурибайской свиты; 9, 10 — Западно-Магнитогорская зона, p-н дер. Буйды: 9 — долериты из даек, 10 — базальты баймак-бурибайской свиты; 11-15 — Сакмарская зона: 11 — долериты комплекса параллельных даек Хабарнинского массива, 12 — долериты из даек в p-не дер. Рамазаново, 13 — долериты из даек к ЮЗ от дер. Н. Ракитянка, 14 — поле составов вулканитов и долеритов р. Медянка и долеритов комплекса параллельных даек Хабарнинского массива, 15 — поле составов долеритов из даек в p-не дер. Рамазаново и дер. Н. Ракитянка; 16-18 — тренды: 16 — бонинитовые серии, 17 — островодужные толеитовые и известково-щелочные базальты, 18 — океанические толеитовые базальты (срединно-океанические хребты (СОХ)). Буквами на треугольных диаграммах обозначены поля: 100 — островодужные толеитовые базальты СОХ, 100 — островодужные вулканиты

Серпентинитовый меланж заключен в узкой (6—8 км) полосе между метаморфическими породами зоны Уралтау на западе и перекрывающими меланж нижне-среднедевонскими образованиями Западно-Магнитогорской зоны на востоке (рис. 7). С запада на восток выделяются следующие структуры и комплексы:

1. Зона Уралтау. Кварциты и кварцито-сланцы рифея, на которых, отделяясь метаморфизованными серпентинитами, залегает тектоническая пластина, сложенная песчаниками, алевролитами и кремнями, в которых на вершине горы Сэрэкей найдены лохковские конодонты [57]. Комплексы сформированы на пассивной окраине Восточно-Европейского континента.

Подразделения 2—4 входят в структуру Присакмаро-Вознесенской зоны.

- 2. Тектоническая пластина, представленная узкой (200—300 м) линзой протяженностью около 2 км, сложенной зелеными афировыми базальтами, содержащими линзы серых кремней и седиментобрекчий с обломками кремней и алевролитов. Кремни в северной части линзы в одной точке содержат Pandorinellina steinhornensis (Ziegler) эмсского яруса, а в другой Polygnathus trigonicus Bisch. et Ziegler, Panderodus sp., Belodella sp. верхнеэйфельского уровня. Умеренно-титанистые базальты по петро-геохимическим особенностям сравниваются с базальтами бассейнов с океанической корой.
- 3. Тектоническая пластина, сложенная офиолитовыми массивами лерцолитового типа Нурали, Татламбет, Миндяк [61, 92] и серпентинитовыми меланжами. Типичным для меланжей этой пластины является присутствие гранатовых ультрамафитов и амфиболитов.

В наиболее крупном Нуралинском массиве с запада на восток сменяют друг друга плагиоклазовые лерцолиты, лерцолиты, гарцбургиты, дуниты. В зоне перехода от гарцбургитов к дунитам гарцбургиты насыщены дунитовыми жилами. Восточнее залегает полосчатый комплекс, сменяющийся далее амфиболовыми габбро и габбродиоритами.

В серпентинитовом меланже широко распространены блоки и мелкие тела высокобарических гранатовых ультрамафитов, которые ранее были установлены только в Миндякском массиве. Теперь эти породы изучены в полосе протяженностью 120 км от широты дер. Абсалямово на севере до дер. Кубагужино, в 12 км к югу от пос. Миндяк (см. рис. 1), на юге. Аналогичные породы западнее участвуют в строении Кракинских массивов, к западу от зоны Уралтау [24]. По гранат-клинопироксеновому парагенезису гранатовых ультрамафитов в районе дер. Бурангулово определены условия образования пород ($T = 920 - 870^{\circ}$ С и $P \ge$ ≥ 10.5 кбар) [58]. Для ультрамафитов массива Миндяк эти параметры составляют T = 800- 1200° , P = 15-20 кбар [38, 42]. Возраст гранатовых ультрамафитов массива Миндяк был определен разными методами. По Sm-Nd изохроне полученные значения возраста варьируют в пределах 406— 399 млн. лет [38, 42, 94]. Близкое значение возраста, равное 410 млн. лет, было получено U-Рь датированием цирконов из гранатовых пироксенитов [59]. Pb-Pb методом для ядер цирконов получен возраст 467 млн. лет [94].

Для гранатовых пироксенитов в районе дер. Бурангулово и Кубагушево по цирконам нами получена оценка возраста U-Рb методом по 4-м пробам. Зерна имеют ядра и широкие (до 50% объема) каймы. Во всех пробах морфология и внутренние текстуры ядер и кайм зерен цирконов свидетельствуют о переработке в условиях метаморфизма, соответствующего гранулитовой или эклогитовой фации. Для пробы гранатовых пироксенитов А601/8 у дер. Бурангулово конкордантный возраст составил 416.1 ± 6.1 млн. лет. При этом близкие значения получены для большинства ядер и кайм. Однако в одном ядре с однородной метаморфической текстурой получен возраст 457 ± 15 млн. лет, а в другом -437.2 ± 9.6 млн. лет. Для пробы 7322-1 из родингитизированных безгранатовых пироксенитов в районе дер. Кубагушево (южнее Миндякского массива) конкордантный возраст переработанных ядер и кайм составил 416.5 ± 2.3 млн. лет. Расположенные в 5 м от этой точки гранатовые пироксениты в пробе 7322-2 имеют конкордантный возраст кайм и перерабо-

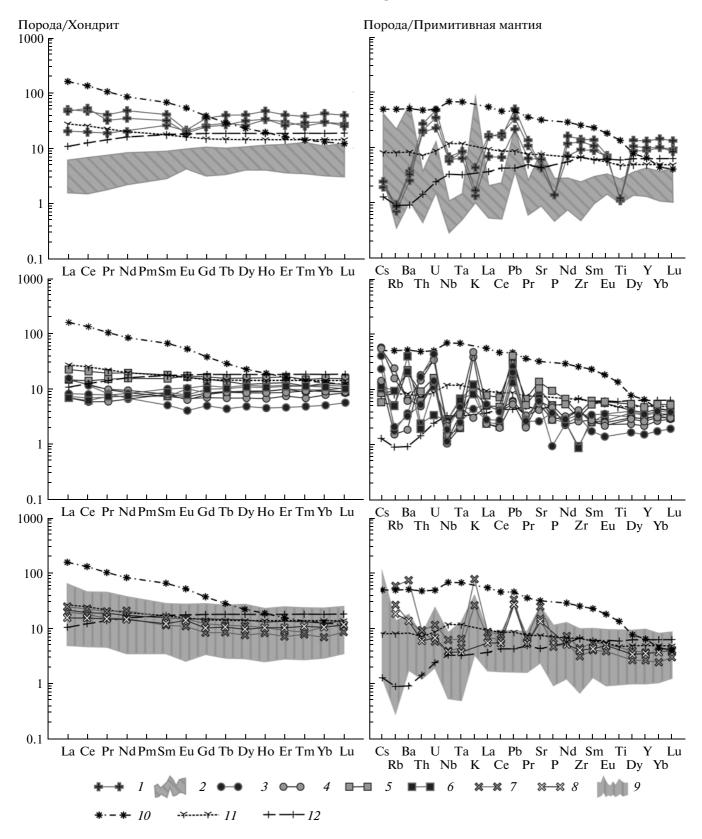


Рис. 6. Мультиэлементные диаграммы и диаграммы распределения редкоземельных элементов для пород верхних частей разреза нижнедевонских офиолитов

I-4 — Присакмаро-Вознесенская зона: I, 2 — массив Калкан: I — плагиограниты, 2 — базальты, андезибазальты и долериты; 3, 4 — р-н дер. Чингизово: 3 — базальты нижней толщи (?) баймак-бурибайской свиты, ассоциирующие с офиолитами, 4 — долериты и гранодиориты из комплекса параллельных даек; 5, 6 — Западно-Магнитогорская зона, р-н дер. Буйды: 5 — долериты из даек, 6 — базальты баймак-бурибайской свиты; 7-9 — Сакмарская зона: 7 — долериты из даек к ЮЗ от дер. Н. Ракитянка, 8 — долериты из даек в р-не дер. Рамазаново, 9 — долериты комплекса параллельных даек Хабарнинского массива; 10-12 — типичные содержания редких и рассеянных элементов из Sun, McDonough, 1989: 10 — базальты океанических островов, 11 — обогащенные базальты COX, 12 — нормальные базальты COX

танных ядер 413.8 ± 2.1 млн. лет. Здесь отмечены ядра с реликтами магматической текстуры и для них получены возраста 429.4 ± 5.4 и 441.7 ± 3 млн. лет. Проба гранатовых пироксенитов А606, взятая в районе дер. Бурангулово в 30 м к югу от точки А-601/8, по цирконам, которые имеют такие же морфологические и текстурные особенности зерен, как и в других пробах, дала большой разброс значений в диапазоне от 2438 \pm 45 до 503 \pm 11 млн. лет. Эти данные пока не поддаются убедительной интерпретации, но при этом хорошо согласуются с результатами работ, проведенных на массиве Узянский Крака, где из аналогичного комплекса получен большой разброс значений от 2037 ± 20 до 378 млн. лет [24]. Проведенное датирование гранатовых ультрамафитов отражает многостадийную историю преобразования мантийного вещества. Повторяющиеся значения в интервале от 410 до 416 млн. лет датируют последнюю стадию метаморфических преобразований, которые, возможно, проявлялись и ранее 400 млн. лет.

Восточнее полосчатого комплекса, кварцевые с амфиболом габбро и габбродиориты образуют протяженный массив в серпентинитовом меланже. Их возраст оценивается по циркону U-Pb методом как 400 млн. лет [68, 73].

Породы офиолитов прорваны дайками, которые местами образуют штокверки. Дайки имеют дифференцированный базальт-андезибазальтовый состав, низкую титанистость и повышенную магнезиальность [59]. По-видимому, они близки раннедевонским дайковым комплексам других участков, описанных в данной работе.

Уральские офиолитовые массивы "лерцолитового" типа отличаются от типового разреза офиолитов и имеют сходство с массивами Альпийско-Апеннинского пояса (Ланцо и др.), которые, как считается, представляют субконтинентальную литосферу. Их формирование связывается с начальными стадиями внутриконтинентального рифтогенеза [89]. Согласно одному из предположений, формирование уральских офиолитов "лерцолитового" типа связывается с раннеордовикским рифтогенезом [59]. Они несут в себе признаки высокобарической и высокотемпературной переработки в начале девона (410-416 млн. лет). Очевидно, что эти комплексы претерпели изменения и позже в надсубдукционной обстановке в самом конце раннего девона (400 млн. лет), когда были

интрудированы массивами роговообманковых габбро и дайковым комплексом.

- 4. К востоку от Нуралинского массива протягивается тектоническая линза мощностью 400-500 м, сложенная меланжированными базальтами, туффитами и кремнями с конодонтами, принадлежащими стратиграфическому интервалу от верхнего лланвирна до нижнего карадока [55]. Эти образования мы сопоставляем с губерлинской свитой Сакмарской зоны, в которой находятся комплексы, сформированные в обстановке задугового бассейна. В этой же полосе отмечаются блоки с кремнисто-базальтовой дергаишской свитой (S₁) и с углеродисто-сланцевой сакмарской свитой (S_1-D_1l) . Верхний элемент структуры представлен тектоническим покровом, основание которого сложено кремнистыми породами франского яруса, а выше согласно, с постепенным переходом, залегают граувакковый флиш зилаирской свиты (D₃fm) и каменноугольные карбонатные породы. В подошве этого покрова расположен серпентинитовый меланж, который содержит обрывки пластов кремней нижнего и среднего девона, а также среднедевонских известняков [57].
- 5. В более восточной тектонической пластине широко распространены офиолиты "гарцбургитового" типа [76, 92]. Наиболее крупные фрагменты офиолитового разреза находятся в районе оз. Калкан и горы Акмантау (см. рис. 7). В данной полосе меланжа тектонически перемешаны девонские и ордовикские офиолиты, которые коренным образом отличаются друг от друга по петро-геохимическим особенностям. Выше ордокремнисто-базальтового комплекса викского (поляковская свита O_{1-3}) с постепенным переходом залегает кремнисто-базальтовая дергаишская свита (S_1) , выше — сакмарская свита (S_1-D_1l) , сложенная углеродисто-кремнистыми сланцами. На разных элементах офиолитового разреза залегают рифогенные известняки, которые содержат конодонты пражско-эмсского уровня [31, 32, 56]. Южнее широты города Учалы известняки расслаиваются седиментобрекчиями с глинисто-карбонатным цементом, с обломками серпентинитов. Известняки перекрываются вулканогенным разрезом с туфами и лавами дифференцированной от базальтов до риолитов серии (D_1e). Вулканиты расслаиваются известняками и кремнистыми по-

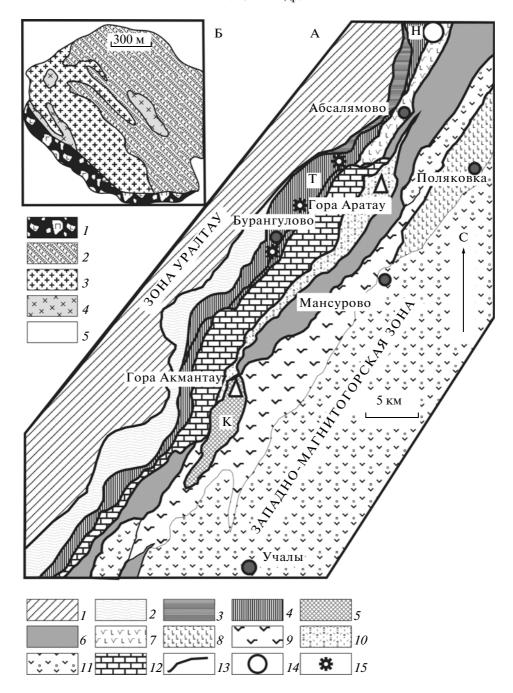


Рис. 7. Схема распространения структур и комплексов на севере Присакмаро-Вознесенской и Западно-Магнитогорской зон

родами, содержащими эмсские конодонты [31, 62]. Восточнее рифогенные известняки переотложены и находятся в виде обломков в разрезе туфогенно-терригенной с микститовыми горизонтами мансуровской толщи (D_1) , которая в районе дер. Мансурово несогласно залегает на тектонических чешуях, сложенных ордовикскими и силурийскими породами. Выше, над кремнисто-туфогенной толщей с эмсскими конодонтами [31], залегают ирендыкская свита $(D_2$ ef), сложенная туфами и лавами базальт-андезибазальтовой формации и перекрывающие ее вулканогенно-осадочные толщи среднего—верхнего девона. Породы ирендыкской свиты отражают начальные этапы вулканизма Магнитогорской островной дуги.

Строение офиолитового разреза. Особенности разреза офиолитов "гарцбургитового" типа в этом районе были детально изучены и описаны Н.Л. Чаплыгиной и К.Е. Дегтяревым [75, 76].

Реститовый комплекс слагает массив Калкан — круго залегающую тектоническую пластину субмеридионального простирания размером 6 × 2.5 км. Разрез представлен серпентинизированными гарцбургитами. До 10% объема массива занимают жилы дунитов, в меньшей степени пироксенитов. Жилы располагаются конформно полосчатости в гарцбургитах или образуют секущие штокверки.

Полосчатый дунит-верлит-пироксенит-габбровый комплекс слагает среди серпентинитового меланжа, к северу от массива Калкан, систему круто залегающих тектонических пластин протяженностью до 20 км. Полосчатость выражена чередующимися невыдержанными по мощности пачками и прослоями пород. Местами характерны такситовые текстуры. Комплекс смят в серию субмеридиональных складок с крутыми шарнирами. Все фрагменты полосчатого комплекса прорваны разноориентированными дайками габбродиоритов мощностью от десятков сантиметров до первых метров. Местами дайки насыщают верхнюю часть перидотитового разреза.

Комплекс параллельных даек и плагиограниты образуют широкую (1 км) полосу и прерывисто протягиваются от горы Акмантау к северу на 5–6 км. Внутри этой полосы долериты слагают пакеты субвертикальных полудаек северо-западного простирания (см. рис. 7). Мощность даек варырует от десятков сантиметров до 3–4 м. Преобладают долериты и габбро-долеритовые порфириты, отмечаются конга-диабазы с ксеноморфными кристаллами кварца. Дайковый комплекс прорван штокверком плагиогранитов и кварцевых диоритов, представляющих дифференцированную серию. Мощность гранитоидных тел достигает 200 м. Породы содержат многочисленные ксенолиты долеритов.

Датирование цирконов из плагиогранитов горы Акмантау (в точке $54^{\circ}26'52.0''$ с.ш., $59^{\circ}20'37.1''$ в.д.),

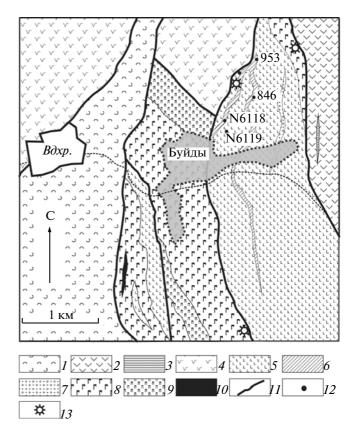


Рис. 8. Схема геологического строения окрестностей дер. Буйды

I — улутауская свита (D_2 žv $-D_3$ fr $_1$), туфы и туффиты кислого состава; 2, 3 — карамалыташская свита (D_2 ef): 2 — базальты, 3 — дациты; 4 — ирендыкская свита (D_2 ef), туфы и лавобрекчии андезибазальтов и базальтов; 5 — буйдинская толща (D_1 ems): 5 — базальты, туффиты, кремнистые туффиты, 6 — кремни, 7 — кремнеобломочные гравелиты; 8 — комплекс параллельных даек; 9 — полосчатый комплекс, верлиты, вебстериты, пироксениты; 10 — лиственитизированные ультрабазиты; 11 — тектонические контакты; 12 — точки находок конодонтов и их номера; 13 — мелкие тела гранитоидов

проведенное U-Pb методом в лаборатории ИГГД (г. Санкт-Петербург) однозначно не решает проблему возраста комплекса и должно считаться предварительным. Получена дискордия, которая нижним пересечением с конкордией дает возраст 399 ± 15 млн. лет. Это значение согласуется с результатами по датированию цирконов из плагиогранитов Хабарнинского массива. Вместе с тем одна точка определяет другую дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией составляет 464 ± 21 млн. лет, что возможно, связано с присутствием ксеногенных цирконов.

Вулканогенно-кремнистый комплекс широко распространен в полосе от массива Калкан на юге до дер. Мансурово на севере. Комплекс представлен подушечными базальтами, андезибазальтами

и андезитами, которые слагают тектонические пластины и блоки в серпентинитовом меланже. В структуре тектонически перемешаны мелкие блоки с фрагментами девонского и ордовикского разрезов. Ордовикский вулканогенно-кремнистый комплекс (поляковская свита) образует систему крупных тектонических пластин. Севернее, в районе дер. Поляковка, возраст данного комплекса по конодонтам охватывает стратиграфический интервал от верхнего аренига по ашгилл включительно [55, 56]. Вулканиты и дайки поляковского комплекса обладают очень специфическими петролого-геохимическими особенностями. Породы, варьирующие по составу от пикритов, коматиитов до трахиандезитов, имеют щелочной состав и обогащены микроэлементами по всему спектру, имея сходство с породами океанических островов. В то же время для них характерны Ta-Nb-минимумы.

На основе петро-геохимических исследований присутствие надсубдукционных пород в данной зоне, слагающих дайки и эффузивные толщи, доказывалось ранее. Они условно относились к силуру [11] или к ордовику [75, 76]. Присутствие девонского вулканогенно-кремнистого комплекса допускается нами на основе сопоставления с другими районами, где возраст разрезов с аналогичными по составу вулканитами доказан по конодонтам (район дер. Буйды, Чингизово). Это подтверждается и датированием цирконов из плагиогранитов. Вулканиты этого петрохимического типа представлены афировыми миндалекаменными и порфировыми разностями с крупными вкрапленниками плагиоклаза. Породы изменены в фации зеленых сланцев и пропилитизированы.

Породы даек и ассоциирующих с ними эффузивов имеют близкие геохимические характеристики (см. рис 5, 6). По составу они отвечают базальтам, андезибазальтам и андезитам нормальной щелочности (Na₂O = 1-6.2%, K₂O = 0.1-2.2%), принадлежат известково-щелочной серии. Содержание MgO имеет обратную корреляцию с содержанием кремнезема и достигает максимума в 11% при $SiO_2 = 52\%$ и минимума в 4% при $SiO_2 = 55\%$. Содержание TiO₂ и Al₂O₃ колеблются в пределах 0.2— 0.6% и 13-17% соответственно. Мультиэлементные спектры распределения микроэлементов, нормированные на состав примитивной мантии сходны со спектрами обогащенных базальтов COX, однако имеют отрицательные аномалии Th, Та, Nb, Zr, Тi и положительные аномалии Ва, K, Pb, Sr. Спектры распределения редкоземельных элементов у базальтов и долеритов имеют слегка выраженный положительный наклон типичный для базитов СОХ. Спектры распределений пород дайкового комплекса и эффузивов располагаются параллельно, что вместе с образованием единых трендов из фигуративных точек составов на диаграммах Харкера свидетельствует об их комагматичности. На дискриминационных диаграммах точки гранитоидов, даек и эффузивов группируются в полях островодужных пород.

Западно-Магнитогорская зона (Буйдинский участок)

Буйдинский участок (по дер. Буйды) находится в северной части Западно-Магнитогорской зоны (см. рис. 1). Офиолиты слагают ядро узкой меридиональной антиклинали, осложняющей Магнитогорскую синформу (рис. 8). С востока и запада антиклиналь отделена меридиональными разломами от нижне- и среднедевонских островодужных вулканогенных комплексов. В разрезе офиолитов практически отсутствует реститовый комплекс. Местами отмечаются его мелкие фрагменты в виде линз лиственитов. Широким распространением пользуется полосчатый комплекс, представленный чередующимися верлитами, вебстеритами и клинопироксенитами. В верхней части разреза отмечаются тела такситовых габбро. Полосчатый комплекс сменяется комплексом параллельных даек. Дайки афировые и плагиоклаз-порфировые по составу отвечают базальтам и андезибазальтам. Дайки представлены пакетами "дайка в дайке" и слагают полосы шириной до 600 м. Скрины даек представлены, как правило, пироксенитами. Очень часты скрины с фрагментами вулканогенного разреза, в которых базальты расслоены кремнями. Дайки в основном вертикальные и преимущественные простирания их северо-западные и север-северо-западные. С дайковым и вулканогенным комплексом связаны мелкие (до 5–10 м мощности) жилы плагиогранит-порфиров и гранодиоритов.

Вулканогенный разрез представлен афировыми базальтами, которые расслоены пачкой серых кременей, кремнистых туффитов, туфогенных конгломерато-брекчий. По данным бурения пачка достигает 60 м мощности [67]. В восточной части выходов толщи базальты перекрываются кремнеобломочными гравелито-брекчиями мощностью до 40 м. Вулканогенная толща неравномерно метаморфизована в фации зеленых сланцев. В восточном направлении резко усиливается дислоцированность пород. Здесь мелкими карьерами вскрываются фрагменты структуры, в которых наблюдаются изоклинальные складки. В мелкие изоклинальные складки смяты также кварцевые жилы, секущие базальты.

В трех точках в осадочной пачке в кремнях нами были собраны нижнедевонские конодонты (здесь и далее определения конодонтов В.А. Аристова и С.В. Дубининой (ГИН РАН)). В частности, в т. N6118/1 Ozarkodina ex. gr. remcsheidensis (Ziegler), Belodella sp., В. striata Kozur. В точке 846, в расслаивающих базальты кремнистых туффитах найдены эмсские конодонты Pandorinellina

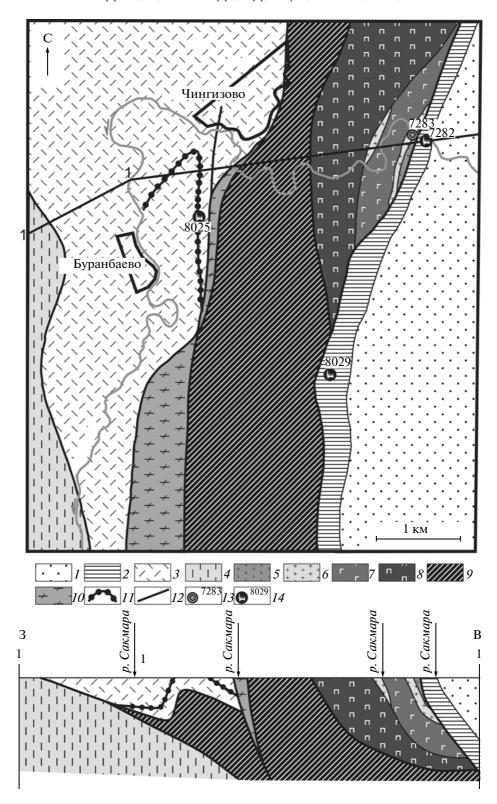


Рис. 9. Чингизовский офиолитовый массив Присакмаро-Вознесенской зоны 1 — граувакки зилаирской свиты (D_3 fm); 2 — кремнистая толща (D_1 – D_3 fm $_1$); 3 — базальты, субвулканические тела риолитов (D_1); 4 — кварцито-сланцы зоны Уралтау; 5–9 — офиолиты: 5 — базальты, 6 — гранитоиды, 7 — комплекс параллельных даек, 8 — пироксениты, габбро полосчатого комплекса, 9 — дунит-гарцбургитовый комплекс; 10 — амфиболиты; 11 — горизонт кремней; 12 — разрывные нарушения; 13 — точка отбора пробы на цирконы; 14 — места находок конодонтов

cf. steinhornensis miae (Bultynck). Вместе с тем, в точке N6119/1, в небольшой линзе окварцованных кремней, зажатой среди долеритовых даек, найдены конодонты Hamarodus brevirameus (Walliser), Periodon cf. grandis (Ethington), Protopanderodus liripipus Kennedy et al., Ansella cf. A. erecta (Rhodes et Dineley), принадлежащие уровню верхнего карадока—ашгилла. По-видимому, эти кремни слагают тектонический клин, зажатый среди пород девонской толщи.

Более высокое структурное положение по отношению к офиолитам занимают комплексы, отражающие развитие островной энсиматической дуги, выделяемые на всем протяжении Западно-Магнитогорской зоны. На севере Буйдинского участка это ирендыкская свита (D_{1-2}) , представленная лавобрекчиями пироксен-плагиоклазовых и плагиоклазовых порфиритов, порфиритами. На востоке от офиолитового разреза разломом отделена карамалыташская свита (D_2 ef), представленная афировыми и пироксен-плагиоклазовыми порфиритами и жильными дацитовыми порфиритами. На западе – улутауская свита $(D_2 z v - D_3 f r_1)$ переслаивающихся туфогенных песчаников, алевролитов, кремней, туфов кислого состава (см. рис. 8).

Породы даек и ассоциирующих с ними эффузивов Буйдинского участка имеют близкие геохимические характеристики (см. рис. 5, 6). По составу они отвечают базальтам и андезибазальтам нормальной щелочности ($Na_2O + K_2O = 3-4\%$) натрового типа и принадлежат толеитовой серии. Содержание MgO имеет обратную корреляцию с содержанием кремнезема и достигает максимума в 20.2% при $SiO_2 = 45.8\%$ и минимума в 4.7% при $SiO_2 = 54.6\%$. Содержание TiO_2 и Al_2O_3 невысокие и колеблются в пределах 0.5-1% и 9-15% соответственно. Мультиэлементные спектры распределения микроэлементов, нормированные на состав примитивной мантии сходны со спектрами обогащенных базальтов СОХ, однако имеют небольшие отрицательные аномалии Th, Ta, Nb, Zr и положительные аномалии Ва, К, Sr, Pb. Спектры распределений РЗЭ пород дайкового комплекса и эффузивов располагаются субгоризонтально с равномерным обогащением по всему спектру. Породы характеризуются невысокими La/Yb отношениями 0.8—2.4. Спектры пород даек и эффузивов располагаются на графиках параллельно, что вместе с образованием единых трендов из фигуративных точек составов на диаграммах Харкера свидетельствует об их комагматичности.

Центральная часть Присакмаро-Вознесенской зоны

В центральной части Присакмаро-Вознесенской зоны офиолиты слагают массив, участвую-

щий в последовательности тектонических пластин к востоку от зоны Уралатау (см. рис. 1). Наиболее полный разрез офиолитов наблюдается на берегах р. Сакмара в районе дер. Чингизово к западу от Баймака (рис. 9). Здесь на зону Уралтау, сложенную кварцито-сланцами, с востока надвинута пластина метаморфизованных в фации зеленых сланцев вулканитов – базальтов и субвулканических риолитов. Кремни среди базальтов содержат нижнедевонские конодонты Belodella sp. Восточнее тектоническая пластина сложена офиолитами Чингизовского массива, разрез которых представлен дунит-гарцбургитовым комплексом (1000 м), полосчатым комплексом (300 м), дайковым комплексам (500 м) и вариолитовыми базальтами (100 м). Офиолиты подстилаются пластиной амфиболитов, а перекрываются тектоническим покровом, сложенным кремнями (D_{1-3}) и граувакками (D₃fm). Полосчатый комплекс в нижней части представлен тонко чередующимися верлитами и пироксенитами, в верхней – пироксенитами. В верхней части появляются отдельные дайки долеритов. Между полосчатым и дайковым комплексом залегают маломощные (до 5–10 м) пластовые тела изотропных мелкозернистых габбро и мелко-среднезернистых тоналитов. Дайки комплекса "дайка в дайке" простираются параллельно общей стратификации и падают на восток под углом 60-70°. Вблизи кровли дайкового комплекса залегает силл 5-6 м мощностью мелко-среднезернистых кварцевых диоритов с ксенолитами долеритов. Главные минералы диоритов - плагиоклаз, кварц, роговая обманка и $K\Pi \coprod (до 5-7\%)$; акцессорные — циркон и апатит. Вторичные минералы: альбит, хлорит, эпидот (пистацит) и кварц. В точке 7283 (52°38′59.6″ с.ш., 58°02′35.8′′ в.д.) из кварцевых диоритов выделены цирконы, конкордантный возраст которых U-Pb методом определен как 776.9 ± 2.3 млн. лет. Возможно, все цирконы являются ксеногенными. Однако для надежной интерпретации этой датировки данных явно недостаточно, и геохронологические исследования описываемого комплекса следует продолжить. Тем не менее, учитывая сходство разреза офиолитов Чингизовского, Хабарнинского и Буйдинского массивов, а так же сходный состав коровых элементов их разрезов, мы условно принимаем раннедевонский возраст пород дайкового комплекса и кремнисто-эффузивной толщи Чингизовского массива.

Породы даек по составу отвечают андезибазальтам и андезитам нормальной щелочности ($Na_2O + K_2O = 3.8-6.8\%$) и принадлежат к слабодифференцированной известково-щелочной серии (см. рис. 5, 6). Коэффициент магнезиальности вариьрует от 60 до 67, коэфициент железистости 0.3–0.4, содержание MgO повышенное, от 5.8 до 10.1%. В диоритах пониженное содержание $FeO_{\rm ofm}$ (7.1–9.6%), Al_2O_3 (13.7–15.5%) и TiO_2

(0.2—0.6%). Мультиэлементные спектры распределения микроэлементов, нормированные на состав примитивной мантии сходны со спектрами обогащенных базальтов СОХ, однако имеют небольшую отрицательную аномалию Nb и положительные аномалии U, K, Pb. Спектры распределения РЗЭ имеют субгоризонтальный наклон при невысоких La/Yb отношениях 1—2.6. В целом спектры схожи с таковыми обогащенных базальтов СОХ, при общем обеднении по всему спектру на 2—3 единицы.

Перекрывающие дайковый комплекс вулканиты сопоставляются нами с нижней толщей баймак-бурибайской свиты. Они принадлежат дифференцированной базальт-андезитовой толеитовой серии. Содержание MgO имеет обратную корреляцию с содержанием кремнезема и достигает максимума в 18% при $SiO_2 = 48.8\%$ и минимума в 8.7% при $SiO_2 = 62\%$. Коэффициент магнезиальности равен 67-68. Содержания TiO_2 и Al_2O_3 невысокие и колеблются в пределах 0.2-0.7 и 11-15% соответственно. Как и в дайковом комплексе, в вулканитах пониженное содержание ${\rm FeO}_{\rm o 6 m}$ (8-13%), коэффициент железистости 0.3-0.35. Мультиэлементные спектры распределения микроэлементов, а так же спектры распределния РЗЭ аналогичны таковым у пород дайкового комплекса и совпадают, либо располагаются параллельно им, что свидетельствует об их комагматичности.

Значительно отличаются от описанных пород вулканиты, расположенные западнее и отделенные от образований офиолитовой ассоциации метаморфитами. Эти породы условно кореллируются нами с верхней толщей баймак-бурибайской свиты Бурибайского рудного района. Вулканиты образуют контрастную базальт-андезибазальт-риолитовую известково-щелочную серию $(Na_2O + K_2O = 3.4-6.8\%)$. Содержание MgO находится в обратной зависимости от кремнекислотности породы и колеблется от 1.1 до 10.1%. Магнезиальное число изменяется от 40 до 70. В целом вулканиты характеризуются низким содержанием TiO₂ (0.1–0.7%), Al₂O₃ (13.8–17.2%) и FeO_{общ} (2-10%). В одной, наиболее основной породе $(SiO_2 = 49.5\%)$, содержание TiO_2 достигает 2.4%, а FeO_{обш} 13.4%. На диаграммах Харкера фигуративные точки составов образуют достаточно выдержанные тренды, что свидетельствует о комагматичности пород различной кремнекислотности.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Описанные в статье Южноуральские офиолитовые ассоциации были сформированы в раннем девоне в надсубдукционной обстановке. Надсубдукционный генезис офиолитов доказывается присутствием в его верхней коровой части, представленной комплексом параллельных даек и эффузивами, пород бонинитовой серии, а также по-

род с близкими к бонинитовым характеристиками. Породы бонинитовой серии составляют порядка 30% от всех геохимических анализов, полученных из даек и вулканитов. Вулканиты и дайковый комплекс описанных нижнедевонских офиолитовых ассоциаций имеют близкие геохимические характеристики, позволяющие отличать их от аналогичных комплексов ордовикских офиолитов. Большинство пород верхних частей офиолитовых ассоциаций по составу относятся к низкотитанистым и высокомагнезиальным базальтам и андезибазальтам. Магматические породы принадлежат к сериям с нормальной щелочностью, обладают достаточно высокими магнезиальными числами (~50-70), низким содержанием титана и высоким магния. Среди пород, отвечающих бонинитовым составам, в значительной степени преобладают низкокальциевые разности (CaO/Al₂O₃ < 0.6).

Поведение крупноионных литофильных элементов, а также Та и Nb отражает вклад надсубдукционной компоненты. Пологие спектры распределения РЗЭ и малых элементов обнаруживают небольшие La/Yb отношения, что, вероятно, свидетельствует об отсутствии вклада в магмогенерацию продуктов частичного плавления слэба. Скорее всего, источником расплавов являлся мантийный клин в незначительной степени обогащенный летучими компонентами.

Раннедевонский возраст формирования коровых частей офиолитовых ассоциаций доказан с помощью полученных нами новых палеонтологических и изотопных геохронологических данных.

Возраст плагиогранитов, синхронных формированию комплекса параллельных даек Хабарнинского массива по нашим данным и данным Е.В. Пушкарева [43] составляет 394—400 млн. лет. С этими результатами согласуются датировки 399 ± 15 млн. лет, полученные для плагиогранитов Калканского массива. Для последних отмечается и среднеордовикское значение 464 млн. лет. Присутствие более древних датировок отмечено также в цирконах Хабарнинских плагиогранитов. В гранитоидах Чингизовского массива обнаружены только древние (~770 млн. лет) цирконы. Эти данные нуждаются в дополнительной проверке и осмыслении. Присутствие древних цирконов, повидимому, отражает неоднородность среды, в которой формировались расплавы.

Помимо изотопных геохронологичеких данных, нами были собраны конодонты эмсского возраста из кремнистых прослоев в эффузивах, венчающих офиолитовый разрез. Данный кремнисто-вулканогенный уровень наращивается мощным разрезом островодужных вулканитов нижнего-среднего девона.

На Южном Урале можно выделить ряд комплексов, несущих свидетельства раннедевонских конвергентных процессов.

Часть из них характеризуют литосферу надсубдукционного клина, измененную при формировании коровых частей раннедевонских офиолитов. Они устанавливаются в Западно-Магнитогорской, Присакмаро-Вознесенской и Сакмарской зонах. В первую очередь - это офиолитовые массивы "гарцбургитового" типа. Гарцбургиты Калканского, Халиловского, Хабарнинского и Кемпирсайского массивов прорываются жилами дунитов, часто образующих штокверки, и содержат тела хромититов. Дуниты и хромититы рядом авторов рассматриваются как продукт реакционного взаимодействия гарцбургитов и проходящих через них базитовых расплавов и флюида [60, 88 и ссылки в этих работах]. В северо-западной части Кемпирсайского массива (см. рис. 1) время формирования хромитов Sm-Nd методом по минеральным изохронам гарцбургитов, пироксенитов, вебстеритов и габбро оценивается интервалом 420-400 млн. лет [88]. Конкордантный возраст, полученный U-Pb методом по цирконам из пироксенитовых жил, содержащих флогопит и амфибол, составляет 420 ± 10 млн. лет [88]. В юговосточной части массива паргасит из жил, равновесный газово-жидким включениям в хромитах, согласно $^{39}\text{Ar}\text{-}^{40}\text{Ar}$ и Rb-Sr измерениям дал возраст остывания в интервале 365-384 млн. лет. Авторы отмечают, что мантийные породы испытали метасоматоз в надсубдукционных условиях с участием флюида при прохождении базитовых расплавов. Полученный различными изотопными методами интервал эндогенной активности включает в себя время формирования рассматриваемых в статье раннедевонских надсубдукционных офиолитов. На коровом уровне эти процессы отражены верхней частью разреза раннедевонских офиолитов.

На Южном Урале так же широко развиты комплексы пород, находившиеся в раннем девоне на коровом уровне, непосредственно над зоной субдукции. К этим комплексам можно отнести поляковский кремнисто-базальтовый комплекс, лерцолитовые массивы, а так же амфиболиты в основании раннедевонских офиолитовых разрезов.

Ордовикский поляковский кремнисто-базальтовый комплекс и ассоциирующие дайки перекрываются со стратиграфическим несогласием породами нижнего—среднего девона, которые формировались в условиях вулканической островной дуги [55]. Соответственно, поляковский комплекс в раннем девоне находился над зоной субдукции, вероятно, в аккреционном клине. Базальтоиды поляковского комплекса и породы ассоциирующих даек, варьирующие по составу от коматиитов до трахиандезитов, имеют признаки выплавления из обогащенного мантийного источника. По распределению и содержанию РЗЭ они сходны с базальтами океанических островов. На лланвирнском уровне базальты по составу от-

вечают нормальным базальтам срединно-океанических хребтов [55]. Однако во всех породах проявлены Ta-Nb-минимумы.

Мафит-ультрамафитовые массивы "лерцолитового" типа отражают неоднократное преобразование вещества литосферы, причем многие исследователи считают, что перидотитовая часть массивов представляет субконтинентальную литосферу [24, 42]. Серпентинитовый меланж, который сопровождает эти массивы, содержит помимо прочих блоки гранатовых ультрамафитов и гранатовых амфиболитов. Гранатовые ультрамафиты этих массивов претерпели высокобарические и высокотемпературные метаморфические изменения, возраст которых 416-400 млн. лет [42, 58, 59, 94]. Мафит-ультрамафитовые комплексы массивов и амфиболиты, возможно, представляют фрагменты основания внутриокеанического плато. Метаморфизм пород, ассоциирующих с лерцолитовыми массивами, по нашему мнению, связан с их погружением в раннедевонскую зону субдукции. Аналогичная точка зрения отражена в работе [81]. Метаморфические породы и ультрамафиты незадолго до рубежа 400 млн. лет назад были эксгумированы на коровый уровень. В надсубдукционной обстановке в раннем девоне (400 млн. лет) ультрамафиты этих массивов были интрудированы роговообманковыми габбро и габбродиориами, роями и штокверками даек низкотитанистых долеритов.

Близкий по возрасту (415 млн. лет) и по параметрам метаморфизм проявлен в основании Хабарнинского аллохтона [39 и ссылки в этой работе]. В породах "метаморфической подошвы" массива распространеы не только ортоамфиболиты и зеленые сланцы, но и метаосадочные породы, образованные по мелановаккам, грауваккам и кварцевым песчаникам. Метаосадочные породы с гранатом и кордиеритом слагают также блоки в структуре меланжа Сакмарской зоны. Сланцы наиболее крупного блока в р-не деревни Псянчино, к северу от г. Кувандык, по нашим данным, имеют возраст метаморфизма 394 ± 2 млн. лет, определенный U-Pb методом по рутилу [18]. Одновременно с метаморфизмом пород, развитых в подошве Хабарнинского массива, происходило внедрение мафит-ультрамафитового восточнохабарнинского комплекса (ВХК) [45]. Аналоги ВХК широко распространены в структуре Кемпирсайского массива [61, 92]. На основе геохимических данных доказывается, что формирование интрузий Платиноносного пояса Урала, с которыми сравнивается ВХК [44], происходило в надсубдукционной обстановке [36]. Вероятно внедрение интрузий BXK и метаморфизм происходили в зоне субдукции. ВХК, имеющий интрузивные контакты с гарцбургитами и метаморфическими породами, фиксирует время их тектонического сближения. Проявление высокоградиентной инвертированной метаморфической зональности связывается с воздействием интрузии ВХК на глубине, соответствующей 5—7 кбар [4]. Можно предположить, что метаморфическая подошва Кемпирсайского массива формировалась в геодинамической обстановке, сходной с метаморфическими породами Хабарнинского аллохтона. Однако в подошве Кемпирсайского массива распространены только метаплутонические породы офиолитового разреза. В них проявлена зональность с переходом от гранатовых амфиболитов с реликтами эклогитов к цоизитовым амфиболитам и далее к зеленым сланцам [61]. Присутствие эклогитов позволяет предполагать, что эксгумация этих пород произошла из более глубокого уровня зоны субдукции.

Хабарнинские метаморфические породы были выведены над зоной субдукции на уровень формирования комплекса параллельных даек и ассоциирующих пород, которые имеют возраст около 400 млн. лет. Сходные по составу комплексы параллельных даек локализуется как в верхней части разреза офиолитов, так и в подстилающих их амфиболитах.

Имеющиеся данные позволяют сделать вывод, что в начале раннего девона формированию раннедевонских (эмсских) надсубдукционных офиолитов предшествовали субдукционные процессы, сопровождавшиеся метаморфизмом, интрузивным магматизмом.

Модель нестационарной субдукции в палеозоидах Южного Урала

Отличительной чертой описанных офиолитов является присутствие в коровой части разреза пород, которые по составу отвечают бонинитам. По мнению большинства исследователей, формирование бонинитов происходит в обстановках внутриокеанических зон конвергенции. Существует много моделей их формирования, обзор которых дается в ряде работ [77, 79, 84, 90 и ссылки в этих работах]. Считается, что для формирования бонинитов необходимо плавление неоднократно экстрагированного предшествующими выплавками деплетированного тугоплавкого гарцбургита. Это требует высокой – не менее 1480°C температуры. Выплавление происходит при участии водного флюида на небольшой (35-50 км) глубине. Согласно первоисточникам, приведенным в [79], такие условия реальны в надсубдукционном клине, при нестационарном режиме субдукции. Именно этот режим может обеспечить дополнительное, достаточное для плавления тепло. Согласно определению [79], "под нестационарными режимами субдукции понимаются такие временные режимы ее развития, когда резко меняются характеристики основных кинематических, сейсмических и термальных процессов, протекающих как в погружающейся, так и в перекрывающей литосферных плитах". Нестационарный режим субдукции развивается, когда к зоне конвергенции подходят внутриокеанические структуры, обладающие повышенными, по сравнению с нормальной океанической корой, мощностями коры и плавучестью. В качестве таких структур рассматриваются срединно-океанические хребты, асейсмичные хребты, океанические плато и океанические острова, маркирующие плюмовую активность, а также микроконтиненты.

На основании анализа всего изложенного выше материала мы предлагаем реконструкцию структур и процессов, необходимых для формирования надсубдукционных офиолитов на Южном Урале.

Как видно из материала, изложенного в предыдущем разделе, формированию раннедевонских надсубдукционных офиолитов на Южном Урале в самом начале раннего девона предшествовал этап развития конвергентной окраины с проявлениями высокотемпературного и высокобарического метаморфизма, который обусловил, в частности, формирование "метаморфической подошвы" офиолитовых массивов.

Для того чтобы проследить эволюцию нестационарной субдукции, следует рассмотреть развитие палеозоид Южного Урала, начиная с ордовика.

На Южном Урале в Сакмарской и Присакмаро-Вознесенской зонах распространены средневерхнеордовикские комплексы, сформированные в надсубдукционных обстановках - островодужной и задугового бассейна [55, 83]. "Нормальная" ордовикская океаническая кора представлена в структуре Кемпирсайского офиолитового массива дайковым комплексом и нижне-среднеордовикскими базальтами, имеющими по составу сходство с базальтами N-MORB [13, 61, 65, 88, 92]. По нашим данным, в структуре Рамазановского меланжа Сакмарской зоны (см. рис. 1) фрагменты ордовикской офиолитовой ассоциации представлены комплексом параллельных даек. Ассоциирующие жильные плагиограниты в двух обнажениях по результатам исследования цирконов U-Pb SHRIMP методом имеют возраст около 456 млн. лет (основание позднего ордовика) [55 и новые данные]. Фрагменты аномальной океанической коры представлены в ордовикском поляковском комплексе, часть вулканитов которого и комплекс параллельных даек сформированы при участии мантийно-плюмовых процессов. По спектру распределения редких земель эти породы поляковского комплекса отвечают базальтам срединно-океанических хребтов и океанических островов [55]. В структуре серпентинитового меланжа на севере Присакмаро-Вознесенской зоны присутствуют фрагменты микроконтинента, субконтинентальная мантия которого представлена перидотитами массивов "лерцолитового" типа, а кора — метавулканогенными и метаосадочными породами, превращенными в амфиболиты.

Начиная со второй половины нижнего силура и по лохков включительно, в разрезах всех рассмотренных зон Южного Урала распространены глубоководные углеродисто-кремнистые сланцы.

Более полно островодужные вулканиты представлены в разрезе Тагильской зоны. Там они охватывают стратиграфический интервал от верхнего ордовика по нижний девон включительно [5, 10, 19, 33, 80]. На уровне нижнего девона вулканизм представлен субщелочными и щелочными вулканитами. Близкие по составу и возрасту вулканиты повышенной щелочности локально распространены и на Южном Урале [6, 21, 22]. В отдельных структурах Тагильской зоны вторая половина силура, как и на Южном Урале, авулканична и представлена известняками.

Можно предположить, что ордовик и силур Южного Урала и Тагильской зоны представляют фрагменты нарушенного крупноамплитудными перемещениями первично горизонтальными единого палеоряда. Этот ряд отражает развитие конвергентной окраины, над зоной субдукции которой развивалась Тагильская дуга, а также островодужные комплексы и комплексы задугового бассейна Южного Урала. Относительно стабильное развитие зоны субдукции нарушилось во второй половине силура. Островодужный вулканизм Тагильской дуги в это время характеризуется формированием субщелочных и щелочных вулканитов. По-видимому, в это время произошло сближение зоны субдукции и внутриокеанических структур с аномально мощной и плавучей корой (океанических островов, микроконтинентов и др.). Частичное поглощение этих структур привело к замедлению скорости субдукции и ее выполаживанию. Такой тип субдукции обозначается как "пологий и теплый" и как пример, в частности, рассматривается зона субдукции под островом Шикоку [86, 87]. Считается, что в этих условиях породы слэба переходят в цоизитовые эклогиты через гранатовые амфиболиты, и трансформация базальта в эклогит происходит на меньших глубинах, чем в условиях стационарной "крутой и холодной" субдукции.

Вероятно, с этим этапом "перестройки" зоны субдукции связывается формирование пород метаморфической подошвы Хабарнинского и Кемпирсайского массивов. На этот же этап приходится формирование мафит-ультрамафитовых интрузий Платиноносного пояса и их аналогов на Южном Урале, а так же вулканитов повышенной шелочности.

Сходный по проявлениям процесс развития зоны субдукции в офиолитах складчатых областей интерпретируется как отмирание островной дуги (или зоны субдукции) [93]. С ним связывается формирование высокотемпературной "мета-

морфической подошвы" офиолитов, как например в офиолитах Омана (Семайл), Греции (Вуринос), Пакистана (Муслим Баг). Отмечается, что субдукция структур с аномальной океанической корой может сопровождаться обдукцией. На этой стадии предполагается отрыв слэба и поднятие астеносферного тепла в образовавшееся "окно". Поступление дополнительного тепла в комплексах Южного и Среднего Урала отражено мафитультрамафитовыми интрузиями Платиноносного пояса, восточно-хабарнинского комплекса и их аналогов в Кемпирсайском массиве. Дополнительное тепло обеспечило так же высокотемпературный метаморфизм, проявленный в "подхабарнинских" аллохтонах и в породах лерцолитовых массивов. Важно отметить, что метаморфические породы к концу раннего девона были выведены на уровень коры.

Новый субдукционный этап связан с изменением геодинамической обстановки, которая определяется тем, что во второй половине раннего девона активно развивается "Мугоджарский" спрединговый бассейн. Офиолиты, отражающие развитие этого бассейна, наиболее широко распространеы в Западных Мугоджарах [20, 25, 27]. Породы дайкового комплекса и эффузивов отличаются умеренной и повышенной титанистостью и по составу имеют сходство с базальтами срединно-океанических хребтов. Дайки комплекса параллельных даек, наиболее представительные разрезы которого обнажены на р. Шулдак, имеют выдержанные ориентировки. Этот признак отличает офиолиты Западных Мугоджар от описанных в данной статье. Для последних более типичны разнообразные ориентировки, отражающие нестационарную обстановку растяжения. В Сакмарской и Присакмаро-Вознесенской зонах аналогичные по возрасту и составу кремнисто-базальтовые комплексы, датированные по конодонтам интервалом эмс-эйфель, слагают узкие тектонические линзы и тектонические покровы. Кору этого бассейна характеризуют также комплексы, типичные для зон медленного спрединга современной Срединной Атлантики, на пересечении с трансформными разломами. Это залегающие на серпентинитах офиолитокластовые брекчии и офикальциты, широко распространенные в Сакмарской зоне и на юге Присакмаро-Вознесенской зоны. Кремнистые породы в прослоях этих отложений содержат конодонты нижнего девона и нижнего эйфеля среднего девона [57].

Возможно, зона субдукции изменила свое положение по сравнению с тем, которое она имела на предшествующем этапе. Развитие конвергентной окраины в эмсе сопровождалось надсубдукционным растяжением, плавлением гарцбургитов висячего крыла и формированием коровых частей надсубдукционных офиолитов. Дополнительное тепло, необходимое для формировавшихся на этом этапе бонинитов обеспечено, в частности, субдукционными и мантийно-плюмовыми процессами предшествующего этапа. В надсубдукционной плите, помимо прочих, располагались различные метаморфические комплексы, отражающие эволюцию субдукционной зоны предшествующего этапа.

Начиная с конца эмса развитие зоны субдукции происходит в относительно стационарном режиме. Более молодые верхнетаналыкская и ирендыкская свиты сложены вулканитами дифференцированных серий [23].

Формирование раннедевонских офиолитов происходило при нестационарном режиме субдукции, возникшем на внутриокенической конвергентной границе плит существовавшей, по крайней мере, со среднего ордовика.

Благодарностии. Авторы выражают свои благодарности Н.Б. Кузнецову, принимавшему активное участие в совместных полевых работах, С.В. Дубининой и В.А. Аристову, определявшим конодонты, А.А. Щипанскому за помощь и ценные советы по проблемам бонинитов и коматиитов и эволюции конвергентных окраин различных типов, а также С.Г. Самыгину, рецензировавшему статью и проделавшему большую конструктивную работу, во многом улучшившую статью. Работа выполнена при финансовой поддержке ОНЗ № 10 РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Алексеев А.А., Алексеева Г.В. Идельбаевский (Сакмарский) метаморфический комплекс // Геологический сборник № 5: Информационные материалы ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. С. 190—193.
- 2. Балыкин П.А., Конников Э.Г., Кривенко А.П. и др. Петрология постгарцбургитовых интрузивов Кемпирсайско-Хабарнинской офиолитовой ассоциации (Южный Урал). Свердловск: УрО РАН, 1991, 160 с.
- 3. Белова А.А., Рязанцев А.В., Самыгин С.Г., Федотова А.А., Третьяков А.А. Вендский возраст островодужных гранитоидов Южного Урала // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. Т. 1. СПб.: ИП Каталкина, 2009. С. 64—65.
- Бирюзова А.П. Петрология метаморфических пород контактового ореола Восточно-Хабарнинского мафит-ультрамафитового комплекса. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2006. 23 с.
- 5. *Бороздина Г.Н., Иванов К.С., Петров Г.А.* Новые данные по биостратиграфии района Уральской сверхглубокой скважины // Ежегодник-1996. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. С. 7—9.
- 6. *Бочкарев В.В., Иванов К.С.* Проявления внутриплитного магматизма в Уральском палеоокеане // Геотектоника. 2001. № 2. С. 17—31.

- Вулканизм Южного Урала / Ред. Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н. и др. М.: Наука, 1992. 197 с.
- Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (Проект УРАЛСЕЙС). Тверь: ГЕРС, 2001. С. 165– 171.
- 9. Демина Л.И., Жесткова А.В. Геодинамическая обстановка метаморфизма в обрамлении Хабарнинского массива (Южный Урал) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2008. Т. 83. Вып. 3. С. 63—67.
- Десятниченко Л.И., Фадеичева И.Ф., Смирнов В.Н. и др. Поздеордовикско-силурийские вулканические комплексы Тагильской зоны (восточный склон Среднего Урала): вещественный состав, возраст, уточненные схемы расчленения // Литосфера. 2005. № 1. С. 68–96.
- 11. Знаменский С.Е. Позднеордовикско-раннесилурийский вулкано-интрузивный комплекс северной части Магнитогорского мегасинклинория и связанное с ним оруденение (Ю. Урал): Препринт. Уфа: УНЦ РАН, 1994. 20 с.
- 12. Золотарев Б.И., Ильинская М.Н., Кориневский В.Г. Состав и геохимические особенности калиевой щелочной разновидности трахиандезито-базальтов // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1975. № 1. С. 136—149.
- 13. *Иванов К.С.* Основные черты геологической истории (1.6—0.2 млрд. лет) и строения Урала. Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Екатеринбург, 1998. 252 с.
- 14. *Иванов К.С., Пучков В.Н.* Геология Сакмарской зоны Урала (новые данные): Препринт. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 87 с.
- 15. Иванов К.С., Пучков В.Н., Наседкина В.А., Пелевин И.А. Первые результаты ревизии стратиграфии поляковской свиты по конодонтам // Ежегодник-1988. Свердловск: ИГиГ УрО АН СССР, 1989. С. 12—13.
- Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 232 с.
- 17. *Камалетдинов М.А.*, *Казанцева Т.Т.* Особенности строения надвигов и шарьяжей Южного Урала // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1970. Т. XLV. № 4. С. 60–76.
- 18. Калинина Е.А., Рязанцев А.В., Белова А.А., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З. Девонский возраст метаморфизма кристаллических сланцев Сакмарской зоны Южного Урала // Изотопные системы м время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. Т. 1. СПб.: ИП Каталкина, 2009. С. 216—219.
- Каретин Ю.С. Геология и вулканические формации района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 277 с.
- 20. *Кориневский В.Г.* Геологический очерк Южных Мугоджар // История развития Уральского палеоокеана. М.: Ин-т океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР, 1984. С. 57–79.
- 21. Кориневский В.Г. Ошибочная трактовка геологической позиции чанчарского субщелочного комплекса на Урале // Тез. докл. VII Международных чтений памяти А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. С. 95—98.
- 22. *Косарев А.М.* Умереннощелочной и щелочной вулканизм раннеэмсского времени на Южном Урале: геохимические особенности и геодинамические реконструкции // Литосфера. 2007. № 6. С. 54—70.

- 23. Косарев А. М., Пучков В. Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнито-горской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. 2005. № 4. С. 22—41.
- 24. *Краснобаев А.А., Русин А.И., Русин И.А.* Цирконология лерцолитов (массив Узянский Крака, Южный Урал) // Докл. РАН. Т. 425. № 5. 2009. С. 656—659.
- 25. Кузьмин М.И., Альмухамедов А.И. Химический и редкоэлементный состав базальтоидов реки Шулдак (Южный Урал, Мугоджары): реконструкция спрединга и рельефа девонского океанического ложа // История развития Уральского палеоокеана. М.: Ин-т океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР, 1984. С. 126—139.
- 26. Кузьмин М.И., Кабанова Л.Я. Бонинитовые серии Южного Урала: гелогическое и петрографическое описание, особенности состава и проблемы про-исхождения // Потенциальная рудоносность, геохимические типы и формации магматических пород. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1991. С. 156—173.
- 27. *Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А.* Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 490).
- 28. *Куренков С.А., Перфильев А.С.* Дайковые комплексы и их тектоническая интерпретация // Геотектоника. 1984. № 5. С. 3-14.
- Маегов В.И. О природе габброидов восточной части Хабарнинского массива // Метаморфические породы в офиолитовых комплексах Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. С. 52–62. (Тр. Ильмен. гос. заповедника; Вып. 26).
- Маегов В.И. Геохимия габброидов Хабарнинского массива и ассоциирующих с ними пород // Ежегодник ИГиГ им. А.Н. Заварицкого УрО АН СССР 1983 г. Свердловск: ИГиГ УРО РАН, 1984. С. 86—89.
- 31. *Маслов В.А., Артюшкова О.В.* Стратиграфия палеозойских образований Учалинского района Башкирии. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 2000. 140 с.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Сибай-Баймакского района Башкирии. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 2002. 199 с.
- 33. Наркисова В.В. Петрохимия позднеордовикских—раннедевонских базальтоидов южной части Тагильской зоны Среднего Урала (по данным Уральской сверхглубокой скважины и околоскважинного пространства). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2005. 24 с.
- 34. *Перфильев А.С.* Формирование земной коры Уральской геосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с.
- 35. Перцев А.Н., Савельев А.А. Габбро-амфиболиты в подошве офиолитов Кемпирсайского массива на Южном Урале: петрологические и тектонические аспекты формирования // Геотектоника. 1994. № 3. С. 21–35.
- 36. *Перцев А.Н.*, *Савельева Г.Н*. Первичные магмы уральских ультрамафитовых комплексов аляскинского типа: геохимические ограничения по составу минералов // Геохимия. 2005. № 5. С. 503—518.
- 37. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
- 38. Пушкарев Е.В. Эксплозивные брекчии с включениями высокобарических пород основного и ультраосновного состава в Миндякском лерцолито-

- вом массиве (Башкортостан): состав и петрогенетические следствия // Геология и перспективы расширения сырьевой базы Башкортостана и сопредельных территорий. Т. 1. Уфа: ИГУНЦ РАН, 2001. С. 155–168.
- 39. Пушкарев Е.В. Геологическое строение Хабарнинского мафит-ультрамафитового аллохтона по данным бурения и наземных исследований: взаимоотношения мантийных и коровых комплексов // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Материалы Международной конференции (XII Чтения памяти А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2006. С 129—139.
- 40. Пушкарев Е.В., Гуляева Т.Я. Высокобарические гранатовые гипербазиты Миндякского массива на Южном Урале // Ежегодник-1994. Информац. мат-лы ИГиГ УРО РАН. Екатеринбург: ИГиГ УРО РАН, 1995. С. 82—86.
- 41. *Пушкарев Е.В., Калеганов Б.А.* К-Аг датирование магматических комплексов Хабарнинского габбро-гипербазитового массива (Южный Урал) // Докл. РАН. 1993. Т. 328. № 2. С. 241—245.
- 42. Пушкарев Е.В., Рязанцев А.В., Третьяков А.А., Белова А.А. Высокобарические гранатовые ультраосновные и основные породы в зоне Главного Уральского глубинного разлома на Южном Урале: геологическое положение, петрология, возраст и геодинамическая интерпретация // Ультрабазитбазитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы третьей международной конференции. Т. 2. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2009. С. 119—124.
- 43. Пушкарев Е.В., Серов П.А., Бирюзова А.П. Изотопные Sm-Nd-данные о раннедевонском возрасте динамометаморфизма в основании офиолитовых аллохтонов в Сакмарской зоне Южного Урала // Докл. РАН, 2007. Т. 413. № 2. С. 224—228.
- 44. Пушкарев Е.В., Ферштатер Г.Б., Беа Ф. Геохимия РЗЭ как критерий принадлежности Восточно-Хабарнинского комплекса к гипербазит-габбровым ассоциациям платиноносного типа // Ежегодник-1995. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1996. С. 90—93.
- 45. Пушкарев Е.В., Ферштатер Г.Б., Костицын Ю.А., Травин А.В. Новые данные об изотопном возрасте магматических пород Хабарнинского мафит-ультрамафитового аллохтона: геологические следствия // Ежегодник-2007. Информац. мат-лы ИГиГ УрО РАН. Екатеринбург: ИГиГ УРО РАН, 2008. С. 277—285.
- 46. Пушкарев Е.В., Хазова Н.А. Комплекс параллельных даек Хабарнинского массива: Спрединг в условиях океанического хребта или островной дуги? // Ежегодник-1990. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1991. С. 90–93.
- 47. Пушкарев Е.В., Чант Р., Тэйлор Р. Возраст габброультрамафитового магматизма, завершающего обдукцию офиолитов в Сакмарской зоне Южного Урала по данным Sm-Nd изотопии // Ежегодник-2004. Информационный сборник научных трудов ИГиГ УрО РАН им. А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2005. С. 283—289.
- 48. Разумовский А.А. Расслоенный комплекс офиолитовой ассоциации Хабарнинского массива (Южный Урал) // Строение литосферы и геодинамика. Материалы XXI Всероссийской молодежной конференции. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. С. 61—62.

- 49. Разумовский А.А. Комплекс параллельных даек в зоне меланжа Главного Уральского разлома (север Хабарнинской структурной седловины, Южный Урал) // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Материалы Международной научной конференции (XII Чтения памяти А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 144—148.
- 50. Разумовский А.А., Астраханцев О.В. Структурные особенности дайкового комплекса офиолитовой ассоциации Хабарнинского массива // Очерки по региональной тектонике. Т. 1. Южный Урал. М.: Наука, 2005. С. 179—212.
- 51. Разумовский А.А., Белова А.А., Рязанцев А.В., Дегмярев К.Е. Офиолиты девонского возраста Южного Урала: изотопные геохронологические и биостратиграфические данные // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы третьей международной конференции. Т. 2. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2009. С. 142—145.
- Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны.
 М.: Наука, 1976. 171 с. (Тр-ды ГИН АН СССР: Вып. 283).
- 53. Руженцев С.В. "Фациальные" покровы в структуре Западного склона Южного Урала // Очерки по региональной тектонике. Т. 1. Южный Урал. М.: Наука, 2005. С. 84—134.
- 54. Рязанцев А.В., Борисенок Д.В., Дубинина С.В. и др. Общая структура Сакмарской зоны Южного Урала в районе Медногорских колчеданных месторождений // Очерки по региональной тектонике. Т. 1. Южный Урал. М.: Наука, 2005. С. 84—134.
- 55. Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Кузнецов Н.Б., Белова А.А. Ордовикские структурно-формационные комплексы в аллохтонах Южного Урала // Геотектоника. № 5. 2008. С. 49—78.
- 56. Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Курковская Л.А. Ордовикский кремнисто-базальтовый комплекс Южного Урала и его связь с офиолитами // Общие и региональные вопросы геологии. Вып. 1. М.: ГЕОС, 1999. С. 5–23.
- 57. Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Кузнецов Н.Б. и др. Геодинамическая природа серпентинитовых меланжей на Южном Урале // Бюлл. МОИП, Отд. геол. 2007. Т. 82. Вып. 1. С. 32—47.
- 58. Рязанцев А.В., Третьяков А.А., Белова А.А., Ларионов А.Н. Гранатовые ультрамафиты в Присакмаровознесенской зоне Южного Урала: структурное положение, геохронологическое датирование // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. Т. 2. СПб.: ИП Каталкина, 2009. С. 142—144.
- Савельев А.А., Бибикова Е.В., Савельева Г.Н. и др. Гранатовые пироксениты массива Миндяк на Южном Урале: обстановка и возраст формирования // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2001. Т. 76. Вып. 1. С. 22—29.
- 60. Савельева Г.Н., Соболев А.В., Батанова В.Г., Суслов П.В., Брюгманн Г. Структура каналов транспортировки расплавов в мантии // Геотектоника. № 6. 2008. С 26–46.
- 61. Савельева Г.Н., Шараськин А.Я., Савельев А.А. и др. Офиолиты зоны сочленения южных уралид с окраиной Восточно-Европейского континента // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 93—117.

- 62. Самыгин С.Г., Карякин Ю.В., Голионко Б.Г. Особенности строения и магматизма зоны Главного Уральского разлома на севере Южного Урала. Следы палеотрансформа // Тектоника земной коры и мантии. Материалы XXXVIII МТК. Т. 2. М.: ГЕОС, 2005. С. 171—176.
- 63. Самыгин С.Г., Федотова А.А., Бибикова Е.В., Карякин Ю.В. Вендский надсубдукционный вулканизм в Уралтауской зоне (Южный Урал) // Докл. РАН. 2007. Т. 416. № 1. С. 81–85.
- 64. *Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Нижнеордовикские отложения Эбетинской антиформы (Южный Урал) // Литология и полезные ископаемые. 2005. № 3. С. 292—306.
- 65. Семенов И.В. Палеоокеанический спрединговый вулканизм Урала и реконструкция параметров Уральского палеозойского океана. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 362 с.
- 66. *Серавкин И.Б.* Палеовулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала // Литосфера. 2002. № 1. С. 37—60.
- 67. Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. 318 с.
- 68. Смирнов С.В. Петрология верлит-клинопироксенит-габбровой ассоциации Нуралинского ультрабазитового массива и связанное платиновое оруденение. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1995. 18 с.
- 69. *Соболев С.Ф., Панеях Н.А.* Природа зеленосланцево-амфиболитовых ассоциаций экзоконтактовых зон Хабарнинского офиолитового массива // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983. № 9. С. 53–68.
- 70. *Ферштатер Г.Б.* Надсубдукционный интрузивный магматизм Урала // Геол. и геофиз. 2003. Т. 44. № 12. С. 1349—1344.
- 71. *Ферштатер Г.Б., Беа* Ф. Геохимическая специализация типизация Уральских офиолитов // Геохимия. 1996. № 3. С. 195–218.
- 72. Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Пушкарев Е.В., Чащухина В.А. Габбро и гранитоиды, ассоциированные с гипербазитами Кемпирсайского и Хабарнинского массивов на Южном Урале. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. 74 с.
- 73. Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф. и др. Геодинамические обстановки и история палеозойского интрузивного магматизма Среднего и Южного Урала (по результатам датирования цирконов) // Геотектоника. 2007. № 6. С. 52—77.
- 74. Феритатер Г.Б., Малахова Н.С., Бородина М.С. и др. Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии. М.: Наука, 1984. 264 с.
- 75. *Чаплыгина Н.Л.* Фрагменты офиолитов надсубдукционного генезиса в серпентинитовом меланже (Западно-Магнитогорская зона, Южный Урал). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2003. 30 с.
- 76. Чаплыгина Н.Л., Дегтярев К.Е., Савельева Г.Н. Офиолиты гарцбургитового типа в структурированном меланже Западно-Магнитогорской зоны (Южный Урал) // Геотектоника. 2002. № 6. С. 25—37.
- 77. *Шараськин А.Я.* Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. М.: Наука, 1992. 163 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 472).

- Щербаков С.А. Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. М.: Наука, 1990. 120 с. (Тр. ГИН СССР; Вып. 450).
- 79. *Щипанский А.А.* Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. М.: Издательство ЛКИ, 2008. 560 с.
- 80. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Силурийская островная дуга Урала: структура, развитие, геодинамика // Геотектоника, 1995. № 6. С. 32—44.
- 81. Arc—continent collision in the Uralides an IGCP 453 "Uniformitarianism revisited: a comparison between modern and ancient orogens" conference and field trip August 3rd to 12th, 2004. Bashkortostan, Russia / Eds. Brown D., Puchkov V. Ufa: "DesignPolygraph-Service" ltd, 2004. 76 p.
- 82. *Dilek Y.* Ophiolite pulses, mantle plumes and orogeny / Eds. Dilek Y., Robinson P.T. Ophiolites in Earth history. Geol. Soc. London. Spec. Publ., 2003. Vol. 218. P. 9–20.
- 83. *Dubinina S.V., Ryazantsev A.V.* Conodont stratigraphy and correlation of the Ordovician volcanogenic and volcanogenic sedimentary Sequences in the South Urals // Russian Journal of Earth Sciences. 2008. Vol. 10. P. 1–31.
- 84. *Flower M.F.J.*, *Dilek Y*. Arc-trench rollback and forearc accretion: 1. A collision-induced mantle flow model for Tethyan ophiolites / Eds. Dilek Y., Robinson P.T. Ophiolites in Earth history. Geol. Soc. London. Spec. Publ. Vol. 218. 2003 P. 21–41.
- 85. *Gaggero L., Spadea P., Cortesogno L. et al.* Geochemical investigation of the igneous rocks from the Nurali ophiolite mélange zone, Southern Urals // Tectonophysics, 1997. Vol. 276. P. 139–161.
- 86. Kirby S.H., Engdahl E.R., Denlinger R. Intermediatedepth intraslab earthquakes and arc volcanism as physical expressions of crustal and uppermost mantle metamorphism in subducting slabs / Eds by G.E. Bebout, D. Scholl, S. Kirby, J.P. Platt. Subduction: Top to Bottom. American Geophysical Union, Washington D.C., 1996. P. 195–214.
- 87. Kirby S.H., Stein S., Okal E.A., Rubie D.C. Metastable mantle phase transformations and deep earthquakes in subducting oceanic lithosphere // Reviews of Geophysics. 1996. № 34. P. 261–306.

- 88. *Melcher F., Grum W., Thalhammer T.V., Thalhammer O.A.R.* The giant chromite deposits at Kempirsai, Urals: constraints from trace element (PGE, REE) and isotope data // Mineral Deposita. 1999. Vol. 34. № 3. P. 250–272.
- 89. *Müntener O., Piccardo G.B.* Melt migration in ophiolitic peridotites: the message from Alpine-Apennine peridotites and implications for embryonic ocean basins / Eds. Dilek Y., Robinson P.T. Ophiolites in Earth history. Geol. Soc. London. Spec. Publ., 2003. Vol. 218. P. 69–90.
- 90. *Pearce J.A.* Supra-subduction zone ophiolites: the search for modern analogues // Eds. Dilek Y., Newcomb S. Ophiolite concept and the evolution of geological thought. Boulder, Colorado, Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 2003. Vol. 373. P. 269–293.
- 91. *Razumovskiy A.A.* The geologic structure of the Akkermanovka fragment of the Khabarny Massif ophiolite association (South Ural) // Russian journal of Earth sciences, 2006. Vol. 8. P. 1–18.
- 92. Savelieva G.N., Sharaskin A.Ya., Saveliev A.A. et al. Ophiolites of the Southern Uralides adjacent to the East European continental margin // Tectonophysics, 1997. Vol. 276. P. 117–137.
- 93. *Shervais J. W.* Birth, death, and resurrection: the life cycle of suprasubduction zone ophiolites // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. An electronic journal of the Earth sciences. AGU & Geochemical Society, 2001. Vol. 2. Paper 2000GC000080.
- 94. *Scarrow J.H.*, *Savelieva G.N.*, *Glodny J.* The Mindyak Palaeozoic lhercolite ophiolote, Southern Urals: geochemistry and geochronology // Ofioliti. 1999. Vol. 2. № 2. P. 239–246.
- 95. Spadea P., D'Antonio M. Initiation and evolution of intra-oceanic subduction in the Uralides: geochemical and isotopic constraints from Devonian oceanic rocks of the Southern Urals, Russia // Island Arc. 2006. Vol. 15. P. 7–25.
- 96. Spadea P., Kabanova L.Y., Scarrow J.H. Petrology, geochemistry and geodynamic significance of Mid-Devonian boninitic rocks from the Baimak-Buribai area (Magnitogorsk Zone, southern Urals) // Ofioliti. 1998. Vol. 23. P. 17–36.

Рецензенты: С. В. Руженцев, С. Г. Самыгин

Early Devonian Suprasubduction Ophiolites of the Southern Urals

A. A. Belova^{a, b}, A. V. Ryazantsev^a, A. A. Razumovsky^a, and K. E. Degtyarev^a

^a Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia
 ^b Faculty of Geology, Moscow State University, Leninskie gory 1, Moscow, 119991 Russia

e-mail: belova_a@bk.ru

Received January 25, 2010

Abstract—The composition of ophiolites widespread in the southern Urals shows that they were formed in a suprasubduction setting. Low-Ti and high-Mg sheeted dikes and volcanic rocks vary from basalt to andesite, and many varieties belong to boninite series. The rocks of this type extend as a 600-km tract. The volcanic rocks contain chert interbeds with Emsian conodonts. Plagiogranites localized at the level of the sheeted dike complex and related to this complex genetically are dated at 400 Ma. The ophiolites make up a base of thick island-arc volcanic sequence. The composition of the igneous rocks and the parameters of their metamorphism indicate that subduction and ascent of a mantle plume participated in their formation. The nonstationary subduction at the intraoceanic convergent plate boundary developed, at least, from the Middle Ordovician.