

УДК 551.22(234.853+234.854)

## ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ОРДОВИКСКИХ И ДЕВОНСКИХ ДАЙКОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ОФИОЛИТОВЫХ РАЗРЕЗОВ ЮЖНОГО УРАЛА И МУГОДЖАР

© 2012 г. А. В. Рязанцев, А. А. Белова, А. А. Разумовский, Н. Б. Кузнецов

*Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 7*

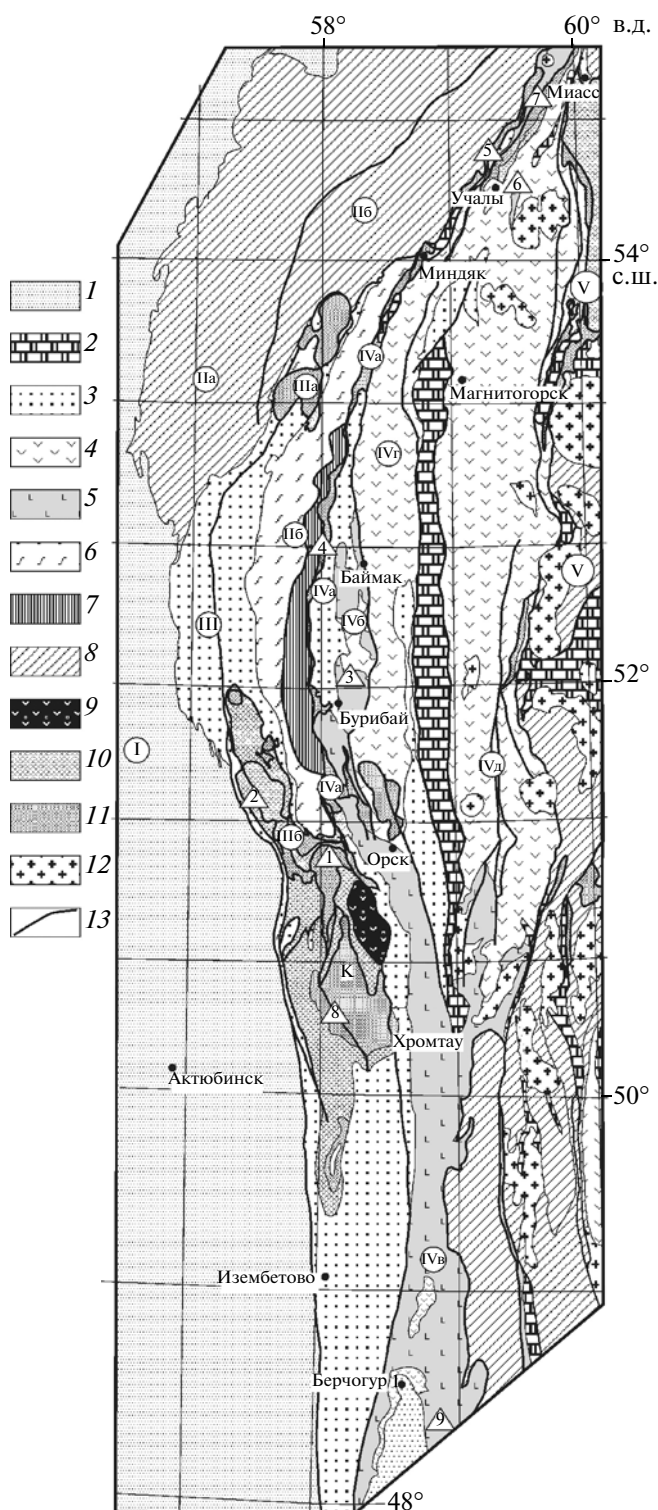
Поступила в редакцию 23.11.2010 г.

В структуре палеозойского Южного Урала и Мугоджар дайковые и эффузивные комплексы верхних частей офиолитовых разрезов имеют ордовикский и девонский возраст. Среди ордовикских комплексов по петролого-геохимическим данным выделяется два типа. Для одного из них реконструируются надсубдукционные преддуговые обстановки формирования, для вторых – спрединговый бассейн типа СОХ, развивавшийся в непосредственной близости от островной дуги. Обстановки преддугового надсубдукционного спрединга характеризуют ордовикские дайки, слагающие блоки в меланже Сакмарской зоны. Цирконы из ассоциирующихся с дайками плагиогранитов имеют возраст  $456 \pm 4$  млн. лет. Поляковский дайковый комплекс на севере Присакмаро-Вознесенской зоны ассоциирует с одноименной ордовикской (по конодонтам) кремнисто-базальтовой свитой. Комплекс имеет признаки вклада в его образование мантийно-плюмовой и субдукционной компоненты и, вероятно, сформирован при субдукции центра спрединга. Широким распространением пользуются дайковые и эффузивные комплексы, для которых геохронологическими и биостратиграфическими методами установлен ранне-среднедевонский возраст. По структурным и геохимическим признакам выделяются две группы комплексов. Одна представляет офиолиты, сформированные в обстановке медленного надсубдукционного рассеянного спрединга во второй половине раннего девона. Среди пород этой группы присутствуют бониниты. Вторая группа представляет офиолиты, сформированные в обстановке быстро концентрированного спрединга бассейна. Офиолиты этой группы в основном характеризуют спрединг задугового бассейна, проходивший вплоть до второй половины эйфельского века среднего девона. Близкие по составу к первой группе дайковые серии типа “дайка в дайке” прорывают островодужные комплексы раннеэйфельского возраста фронтальной части дуги. Цирконы из жил гранитоидов, сопровождающих эти диабазовые дайки имеют возраст  $391.9 \pm 3$  млн. лет (позднеэйфельский уровень).

### ВВЕДЕНИЕ

Офиолиты имеют широкое распространение на Южном Урале (рис. 1). Они подстилают девонские островодужные вулканогенные толщи Магнитогорской синформы (мегазоны), обнажаясь в ее краевых частях. Офиолиты также участвуют в строении краевых аллохтонов, надвинутых на структуры и комплексы палеоконтинентального сектора палеозойского, слагая крупные массивы и мелкие блоки в структуре меланжей. Офиолиты имеют структурные различия и вариации в составе слагающих их комплексов, свидетельствующие о формировании в различных геодинамических обстановках. Проблемам вещественной и возрастной типизации офиолитов Урала посвящено много работ [61, 62, 72, 102 и др.]. По относительному объему различных перидотитов в реститовой части разреза выделяются лерцолитовый и гарцбургитовый типы офиолитов, так же как это делалось для офиолитов других складчатых поясов [91 и др.]. Согласно современным данным перидотиты офиолитов лерцолитового типа представляют относительно слабодеплети-

рованную субконтинентальную мантию и/или глубинные части океанической мантии. В разрезе отсутствует комплекс параллельных даек. Формирование офиолитов связывается с начальным расколом континентальной коры [86 и ссылки в этой работе]. Офиолиты этого типа распространены, в основном, к западу от Магнитогорской синформы (массивы Нурали, Крака, Миндяк). Особенности структуры и состава пород в этих массивах указывают на то, что в раннем девоне (~400 млн. лет) эти офиолиты испытали переработку в надсубдукционных условиях [107]. Проблемы, связанные с лерцолитовым типом офиолитов, в настоящей работе не рассматриваются. Гарцбургитовый тип отличается полным разрезом офиолитовой ассоциации, соответствующим набору комплексов, принятому для офиолитов на Пенроузской конференции [95]. Считается, что перидотиты этих офиолитов представляют верхнюю истощенную океаническую мантию. На Южном Урале офиолиты этого типа слагают крупные (Хабарнинский, Кемпирсайский) и мелкие (Чингизовский, Калканский) аллохтон-



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

1 – флиш, молассы и карбонатные отложения ( $C_1$ – $P_2$ ); 2 – каменноугольные карбонатные и терригенно-карбонатные отложения ( $C_{1-3}$ ); 3 – граувакки ( $D_3fm$ ); 4 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные островодужные толщи ( $D_1$ – $D_3$ ) и рифтогенные вулканиты ( $C_1$ ); 5 – вулканиты и ассоциирующие комплексы параллельных даек ( $D_1$ ) на севере и ( $D_{1-2}$ ) на юге; 6 – кварцито-сланцы суваянского комплекса (PZ, частично рС); 7 – эколгит-глаукофансланцевый максютовский комплекс; 8 – комплексы структур палеоконтинентального сектора (докембрийские комплексы фундамента и ордовикско-среднедевонские терригенно-карбонатные чехлы); 9 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы (V); 10 – осадочные, туфогенные и вулканогенные толщи (O, S, D); 11 – мафит-ультрамафитовые комплексы и серпентинитовый меланж; 12 – гранитоиды (PZ $_{2-3}$ ); 13 – тектонические границы. Римскими цифрами в кружках обозначены: I – Предуральский краевой прогиб; II – Центрально-Уральская мегазона: Башкирский антиклинорий (IIa), зона Уралтау (IIб); III – Зилаирский синклиний, Кракинский аллохтон (IIIa), Сакмарский аллохтон (IIIб); IV – Магнитогорская мегазона и ее зоны: Присакмаро-Вознесенская (IVa), Актау-Таналыкская (IVб), Западно-Мугоджарская (IVв), Западно-Магнитогорская (IVг), Восточно-Магнитогорская (IVд); V – Восточно-Уральская мегазона. Цифрами в треугольниках обозначены районы и участки детальных исследований: 1 – Хабарнинский, 2 – Рамазановский, 3 – Актау-Таналыкский, 4 – Чингизовский, 5 – Акмантауский, 6 – Буйдинский, 7 – Поляковский, 8 – Кокпектинский, 9 – Шулдакский. К – Кемпирсайский массив

ные массивы, а также блоки в серпентинитовом меланже. Венчающий офиолитовый разрез дайково-лавовый комплекс, стратиграфически подстилает мощные серии девонских островодужных вулканитов. Верхнекоровые комплексы офиолитов гарцбургитового типа имеют в различный возраст и состав.

Изучение состава пород офиолитов и особенностей строения разрезов легло в основу различных их систематик, связанных с геодинамическими обстановками формирования. В складчатых поясах и в современных внутриокеанических обстановках выделяются несколько типов офиолитов, объединенные в две основные группы: ненадсубдукционные и надсубдукционные [86]. К ненадсубдукционным относятся офиолиты континентальных окраин – это отмеченный выше лерцолитовый тип, а так же офиолиты срединно-океанических хребтов и плюмовый тип. Офиолиты срединно-океанических хребтов (а также спрединговых хребтов задуговых бассейнов) имеют вариации состава, обусловленные близостью или удаленностью хребта от плюмов и преддуговых желобов. Надсубдукционные офиолиты могут формироваться в преддуговых и задуговых обстановках на разных стадиях развития зоны субдукции. Отмечается, что базальтоиды современных спрединговых центров в задуговых бассейнах часто по составу идентичны базальтам СОХ [70]. Анализ состава пород офиолитов в складчатых областях показывает, что для большинства разрезов в той или иной степени доказывается связь с зоной субдукции или надсубдукционная природа [94].

При изучении состава магматических пород, учитывая вторичные изменения пород и метаморфизм, особое внимание уделяется относительно малоподвижным элементам: Ti, Al, P, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Th, Ta, редкоземельным элементам (РЗЭ). Содержание Ti в породах коровых частей разрезов являются наиболее заметным признаком, и используется для классификации офиолитов. Например, по [84] офиолиты разделены на высоко-, низко- и крайне низкотитанистую группы. Офиолиты высокотитанистого типа сопоставлены с магматизмом СОХ, низкотитанистые типы — с магматизмом бассейнов, связанных с островными дугами. Особенности состава базальтоидов и, в частности, содержания в них титана могут указывать на различие динамики и кинематики спрединга. Повышенные содержания Ti, с некоторыми ограничениями, рассматриваются как признак быстрого, а низкие, как признак медленного спрединга [33].

На Южном Урале широко распространены офиолиты, коровые части разреза которых сформированы в раннем девоне (~400 млн. лет) в надсубдукционной доостроводужной обстановке [4, 49]. В других разрезах породы дайкового комплекса и вулканиты по составу близки к базальтам срединно-океанических хребтов (СОХ), а возраст их по разным данным оценивается как ранне-среднедевонский или ордовикский, или является дискуссионным [26, 28, 62, 64, 65].

В ряде мест кремнисто-базальтовые комплексы, ассоциирующие с офиолитами, имеют возраст, отличающийся от возраста плутонических пород. В разрезе крупнейшего на Урале Кемпирсайского массива кремни, расслаивающие эффузивы, содержат ордовикские конодонты [11, 20, 22], а для плутонических пород ассоциации изотопными методами определен девонский, или позднесилурийский возраст [62, 87, 92]. Девонский возраст определяется для плутонических пород Калканского массива, которые находятся в окружении ордовикского кремнисто-базальтового комплекса [4, 49, 79]. Присутствие ордовикских плутонических пород в офиолитовых разрезах ранее не было доказано, и эта проблема решается в данной работе.

Условно приняв разделение пород даек по содержанию  $TiO_2$  относительно единицы, нами выделены две группы этих пород, которые имеют ордовикский и ранне-среднедевонский возраст. В данной работе приведены результаты исследования комплексов обеих групп: анализ их структуры, данные определения возраста цирконов из гранитоидов, ассоциирующих с дайковыми комплексами, особенности химического состава пород, реконструированы геодинамические обстановки формирования офиолитов.

Анализ магматических пород на главные элементы был проведен рентгено-флюоресцентным методом в лаборатории ГИН РАН. Анализы на редкие и редкоземельные элементы выполнены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой в Аналитическом сертификационном испытательном центре Института микроэлектроники и особо чистых материалов РАН (г. Черноголовка). Для наиболее полной характеристики химического состава комплексов использованы также опубликованные данные предшественников. Возраст цирконов определен U-Pb методом на вторично-ионном микрозонде SHRIMP II во ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург), а так же на приборе SHRIMP RG в университете г. Стэнфорд (США). Конодонты, обнаруженные авторами в кремнях при полевых исследованиях, определены С.В. Дубининой при участии В.А. Аристова (ГИН РАН).

## ОБЗОР СТРУКТУРЫ ЮЖНОГО УРАЛА

Палеозойды Южного Урала протягиваются в меридиональном направлении почти на 1000 км от широты Миасса на севере до окончания Мугоджарских гор на юге. Один из важных этапов формирования складчатого пояса Южного Урала — это позднепалеозойская коллизия Балтики, структур казахстанских палеозойд и Сибири. Палеозойские комплексы сформированы на конвергентной окраине плит, на которой в ордовик-девоне развивалась Тагило-Магнитогорская островодужная система и сопряженные с ней бассейны с корой океанического типа. В поперечном сечении зональность палеозойд определяется чередованием положительных и отрицательных структурных форм. Положительные формы представлены автохтонными комплексами палеоконтинентального сектора (пассивной окраины). В них представлен докембрийский фундамент и палеозойские чехлы (Башкирский антиклинорий, Восточно-Уральская мегазона). В отрицательных формах (синформах, синклиниях) распространены аллохтоны, сложенные преимущественно комплексами палеоокеанического сектора (островных дуг, бассейнов с корой океанического типа, аккреционных призм). На рис. 1 отражены элементы структурной зональности Южного Урала, описанные в многочисленных работах предшественников [36, 85 и др.]. Западные зоны представляют край Восточно-Европейской платформы. Фундамент и палеозойские шельфовые комплексы чехла обнажены в Центрально-Уральской мегазоне, в Башкирском антиклинории и зоне Уралтау. Самое западное положение имеет Предуральский краевой прогиб, заполненный каменноугольно-пермскими флишем, молассой и карбонатными отложениями. В южной части зоны Уралтау находятся аллохтоны, сложенные ком-

плесами подножья и склона палеозойской пассивной окраины (суванякский комплекс ( $PZ_{1-2}$ , частично  $pC$ )) и эклогит-глаукофансланцевый максютковский комплекс, маркирующий субдукцию края пассивной окраины. На комплексах Башкирского антиклинория и суванякском комплексе залегает граувакковый флиш зилаирской свиты ( $D_3fm$ ). Граувакки рассматриваются как часть аккреционной структуры (комплекса), сформированного при коллизии Магнитогорской дуги и края континента [85, 97]. Магнитогорская мегазона (синформа) в центральной части сложена вулканогенными девонскими островодужными и каменноугольными рифтогенными комплексами. Венчается ее разрез шельфовыми карбонатными каменноугольными толщами. На южном продолжении мегазоны, в Западно-Мугоджарской зоне среднедевонские островодужные комплексы подстилаются ранне-среднедевонскими дайково-эффузивными комплексами офиолитов. Магнитогорская мегазона на западе отделена от зоны Уралтау Главным уральским разломом (ГУР), а на востоке от Восточно-Уральской мегазоны – Восточно-Уральской зоной разломов структурно тождественной ГУР. Краевые части синформы сложены тектоническими покровами с офиолитами, ордовикскими и силурийскими вулканогенными комплексами задуговых и рифтогенных прогибов, островных дуг, девонскими кремнистыми и кремнисто-базальтовыми комплексами. Они слагают также краевые аллохтоны, залегающие на комплексах Центрально-Уральской (Сакмарский, Кракинский) и Восточно-Уральской (Сухтелинский и др.) мегазон. Восточно-Уральская зона интродуцирована каменноугольными и пермскими гранитоидами.

## ОРДОВИКСКИЕ ДАЙКОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Ордовикские дайковые комплексы выделяются в структуре серпентинитового меланжа Сакмарской зоны и на севере Присакмаро-Вознесенской зоны. Породы, слагающие дайки в этих двух районах существенно различаются по составу и формировались в различных геодинамических обстановках.

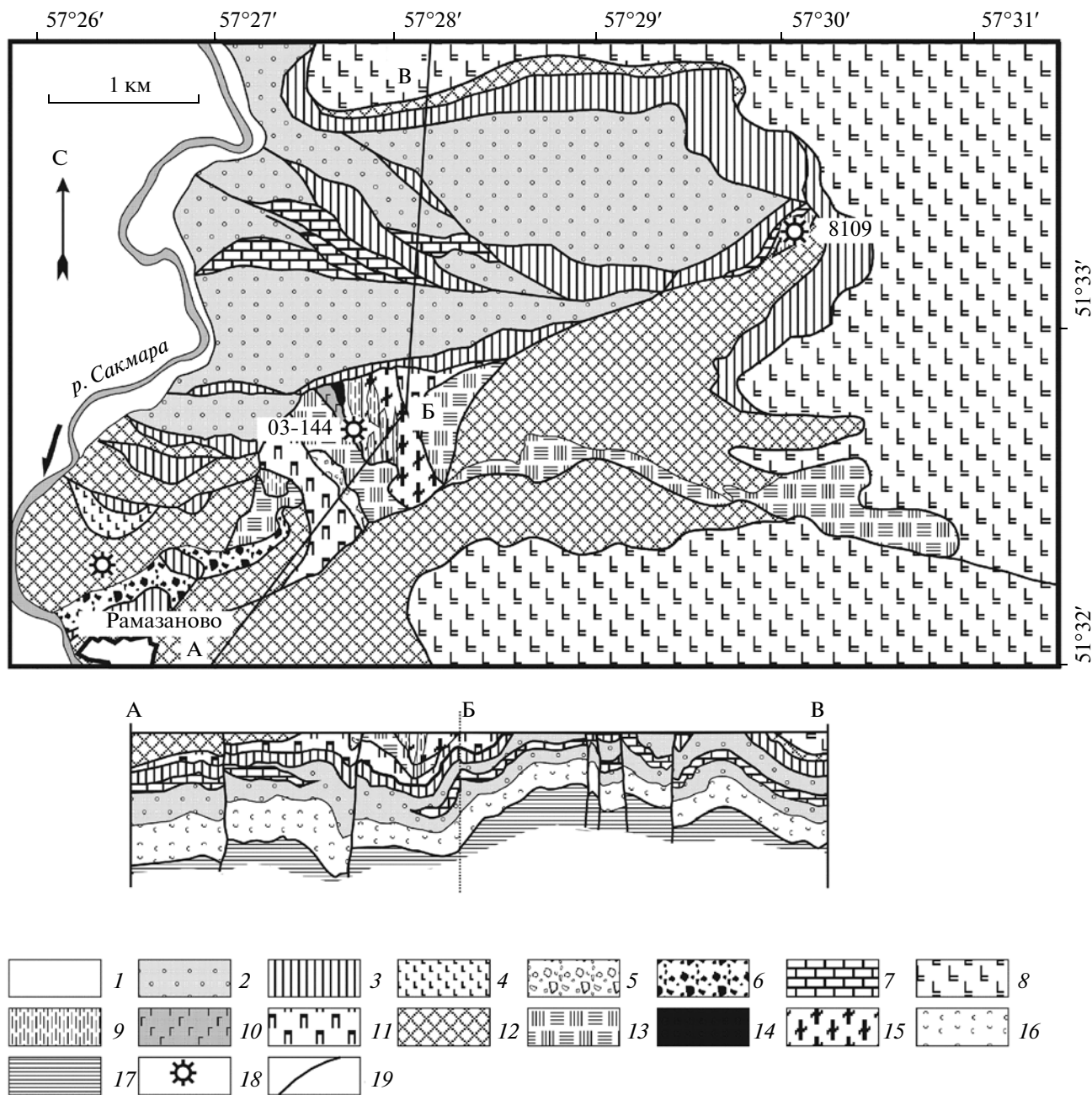
### Дайковый комплекс низкотитанистой группы

Блоки ордовикских офиолитов обнаружены в структуре серпентинитового меланжа Сакмарской зоны (аллохтона) (см. рис. 1). Сакмарская зона представлена системой тектонических покровов, сложенных разнофациальными комплексами [13, 51–53, 56, 77]. Здесь в разрезе закономерно сменяют друг друга аллохтоны, сложенные батинальным комплексом – кремнистыми толщами ( $O-S-D$ ), туфоженным островодужным ком-

плексом ( $O$ ), комплексом вулканитов островных дуг и задуговых бассейнов ( $O-D$ ). Последние два комплекса разделены уровнем с олистостромами и меланжами. К северу от Кувандыка меланж образует широкие поля на правом берегу р. Сакмары, к северу от дер. Рамазаново (рис. 2). В меланже присутствуют блоки пород офиолитового разреза, пара- и ортометаморфических пород. Широко распространены девонские кремни, блоки микститов [57]. Микститы представлены офиоальцитовыми брекчиями, кремне- и офиолитокластовыми породами.

Особенность офиолитов этого района заключается в том, что пакеты комплекса параллельных даек прорывают амфиболиты [4, 57]. Ортоамфиболиты (по высокотитанистым базальтоидам), представленные плагиоклаз-роговообманковыми разностями, слагают меридионально ориентированный блок протяженностью 1 км, шириной до 300 м. Количество даек в структуре уменьшается в восточном направлении от 50% до 1–5% от общего объема структуры. Выделяются две генерации даек. Первая представлена дайками мелко-среднекристаллических диабазов мощностью 1–3 м, до 7–9 м. Разброс азимутов падения (аз. пд.) от 90 до 150, в основном 100–140  $\angle$  10–65 (обычно  $\angle$  20–30). Отмечаются субвертикальные падения и падения с азимутом 280–320  $\angle$  70. Характерны извилистые очертания и тупые окончания даек. К этой же генерации относятся афанитовые и мелкозернистые жилы диабазов мощностью 3–5, до 20–60 см. Вторая генерация образована дайками (0.5–3 м), имеющими аз. пд. 40–60  $\angle$  40–65. Реже падения более пологие или субвертикальные, а также с азимутом 120–140  $\angle$  70–90. Дайки идентичного состава, прорывающие амфиболиты, установлены в 15 км к северо-востоку от описываемого участка, в районе дер. Новоракитянкана, в восточном крыле Сакмарского аллохтона [4, 57].

Плагиограниты образуют среди диабазовых даек конформные жилы мощностью не более 2 м. Они интенсивно катаклазированы, состоят из кварца, альбита, роговой обманки. По составу породы отвечают островодужным гранитам I-типа. По характеру распределения и крайней деплетированности  $P3Э$  (рис. 3) породы сходны с плагиогранитами, которые ассоциируют с офиолитами в желобе Тонга [104]. Породы комплекса параллельных даек представлены диабазами, габбро-диабазами, габбро-диоритами, конгадиабазами и микрогаббро ( $SiO_2 = 50-53.1\%$ ). Для них характерны  $K_2O = 0.2-0.7\%$ ,  $Na_2O = 2.8-4.5\%$ ,  $TiO_2 = 0.5-0.9\%$ ,  $MgO = 6.2-18.0\%$  и  $\#Mg = 54-64$ . На спектрах распределения  $P3Э$ , здесь и далее нормированных на хондрит C1 [108], проявлено обогащение  $LP3Э$ ,  $(La/Yb)_n$  отношения варьируют в пределах 2–3. Мультиэлементные спектры, здесь и далее нормированные на состав примитивной мантии [108], имеют максимумы по K, Pb и Sr и

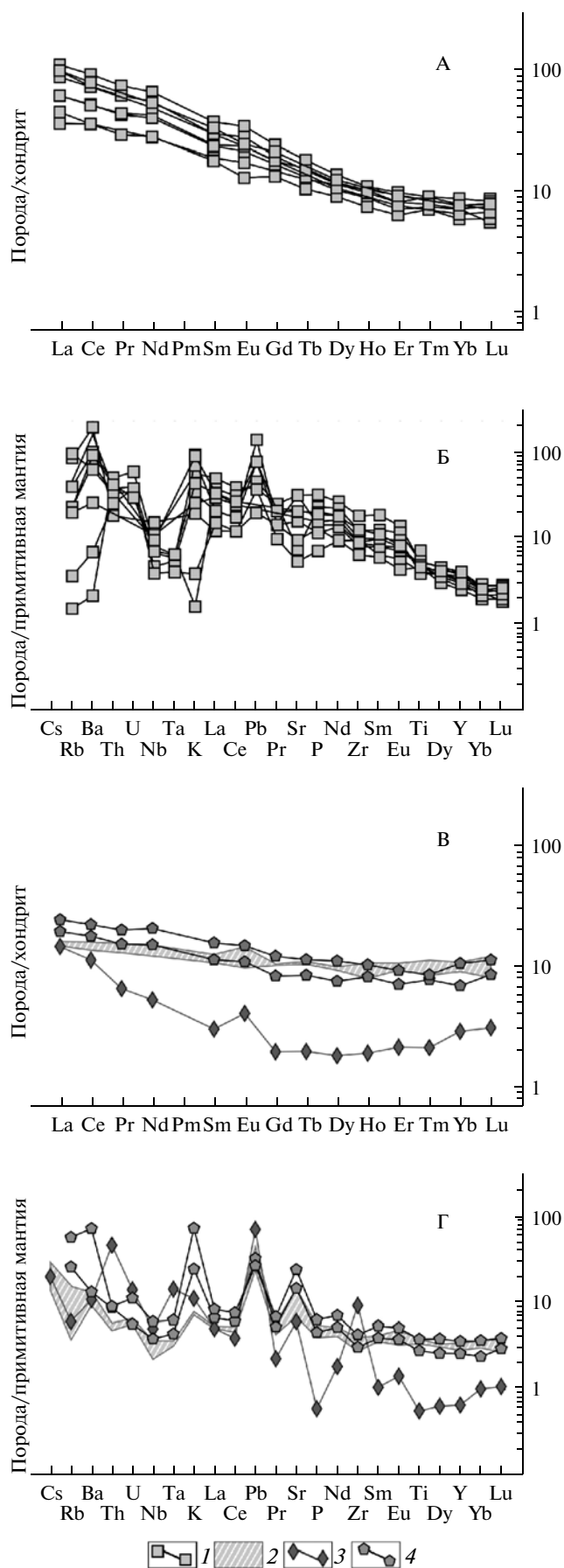


**Рис. 2.** Схема строения серпентинитового меланжа в районе дер. Рамазаново и геологический разрез по линии А–Б–В  
 1 – рыхлые отложения (KZ); 2 – олистостромовый комплекс ( $D_3fm_1$ ); 3 – кремнистые и кремнеобломочные отложения ( $D_1-D_2ef$ ); 4 – подушечные базальты ( $D_{1-2}$ ); 5, 6 – конгломерато-брекчии: 5 – с обломками микрогаббро и плагиогранитов, 6 – с обломками серпентинитов; 7 – известняки и базальты ( $E_1$ ); 8 – базальт-риолитовая толща ( $O_{2-3}$ ); 9 – диабазы комплекса параллельных даек; 10 – изотропные габбро; 11 – пироксениты; 12 – меланжированные серпентиниты; 13 – офикальциты и офикальцитовые брекчии; 14 – слюдяные кварцито-сланцы; 15 – амфиболиты; 16 – туфогенно-осадочная толща ( $O_{1-3}$ ) (только на разрезе); 17 – кремнистые и туфогенные батитальные комплексы ( $O_1-D$ ) (только на разрезе); 18 – точки с жилами плагиогранитов и номера проб на выделение цирконов; 19 – тектонические контакты

минимумы по Ta, Nb и Zr. На дискриминационных диаграммах точки составов располагаются в полях островодужных толеитов. Некоторые образцы по составу близки к бонинитам. Состав пород даек и плагиогранитов свидетельствует в

пользу надсубдукционной, возможно, преддуговой обстановки их формирования.

Ранее, по сопоставлению со сходными по составу девонскими дайковыми комплексами, мы условно определяли возраст описанного ком-



**Рис. 3.** Спектры распределения редкоземельных элементов и мультиэлементные спектры для пород верхних частей разреза ордовикских офиолитов. Нормировано на С1 хондрит [108] и примитивную мантию [108] соответственно

А, Б: 1 – пикриты, пикробазальты и базальты комплекса параллельных даек района дер. Поляковка; В, Г: 2 – диабазы комплекса параллельных даек в районе дер. Рамазаново; 3 – плагиограниты, секущие дайки диабазов, дер. Рамазаново; 4 – диабазы района дер. Новоракитянка

плекса как раннедевонский [4]. Полученные новые данные свидетельствуют в пользу его позднеордовикского возраста. В точке 8109 (51°33'21.1" с.ш., 57°30'28.2" в.д.) (здесь и далее в тексте все координаты в системе WGS'84) взята проба плагиогранитов. По выделенным цирконам U-Pb методом (SHRIMP II) получен конкордантный возраст, равный  $456 \pm 4$  млн. лет (рис. 4), отвечающий началу позднего ордовика. Близкие значения были получены нами для плагиогранитов в точке 03-114 (51°32'39" с.ш., 57°27'42" в.д.) [56]. В одной группе по 3-м точкам конкордантный возраст составил  $459 \pm 10$  млн. лет, а во второй по 2-м точкам –  $456 \pm 6$  млн. лет.

Фрагмент кремнисто-базальтового комплекса позднеордовикского возраста слагает блок в меланже на левом берегу р. Блява к юго-западу от пос. Блявтамак. Афировые базальты в этой структуре расслоены серыми кремнями, содержащими карадокско-ашгиллские конодонты *Periodon grandis* и др. [55].

#### Дайковый комплекс высокотитанистой группы

На севере Присакмаро-Вознесенской зоны (см. рис. 1) дайки связаны с полем распространения поляковской кремнисто-базальтовой свиты. Возраст свиты по конодонтам охватывает стратиграфический интервал от верхнего аренига по ашгиллский ярус включительно [56 и ссылки в этой работе]. Кремнисто-базальтовый комплекс и ассоциирующие дайки представляют верхнюю часть офиолитового разреза. В структуре наблюдается пакет тектонических покровов, смятых в антиформу. Дайки обнажаются в ядре антиформы. На северной и западной окраине дер. Поляковка они залегают конформно общей стратификации и ассоциируют, в основном, с базальтами лланвирнского уровня. Мощности даек меняются в диапазоне от 5 см до 1 м. Дайки образуют рои и пакеты типа "дайка в дайке". Скрины представлены серпентинитами и пироксенитами.

Вулканисты поляковского комплекса по составу варьируют от пикритов и базальтов до трахибазальтов и трахиандезитов [56]. Для пород всех стратиграфических уровней характерны повышенная щелочность калиевого типа, повышенная

магнезиальность, обогащенность ЛРЗЭ и высокие  $Zr/Y$  и  $(La/Yb)_n$  отношения, за исключением лланвирнского уровня. Предполагается глубинный, обогащенный мантийный источник расплавов и рифтогенная, или внутриплитная океаническая природа вулканитов. На юге полосы распространения поляковского комплекса в районе Калканского офиолитового массива в разрезе поляковского комплекса устанавливаются низкотитанистые разности, для которых по характеру распределения редкоземельных и рассеянных элементов устанавливается надсубдукционная природа [73].

Породы даек имеют порфировую структуру с вкрапленниками оливина и клинопироксена. Породы принадлежат слабодифференцированной субщелочной серии и по составу варьируют от пикритов до трахибазальтов ( $SiO_2 = 35-49\%$ ), некоторые разности по составу отвечают коматитам [64]. В породах характерно повышенное содержание  $K_2O$  – до 2.9% и  $TiO_2 = 0.9-1.6\%$ ,  $\#Mg = 63-85$ . На спектрах распределения РЗЭ видно обогащение ЛРЗЭ,  $(La/Yb)_n = 6-25$ . Мультиэлементные спектры имеют максимумы по К, Pb и Sr и минимумы по Ta и Nb. Содержания крупноионных литофильных элементов (КИЛ) сильно разнятся, что указывает на вторичные изменения пород.

## ДЕВОНСКИЕ ДАЙКОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Для дайковых комплексов девона, как и для ордовика, выделяются две группы: низкотитанистых и высокотитанистых пород. Первые распространены на западе Магнитогорской мегазоны и в Сакмарской зоне. Породы высокотитанистой группы распространены в Западно-Мугоджарской зоне и в структуре Кемпирсайского массива. Отнесение последних к девону дискуссионно.

### Дайковые комплексы низкотитанистой группы

Дайковые комплексы низкотитанистой группы образуют выходы на западе Магнитогорской мегазоны в структуре Актау-Таналыкской и Присакмаро-Вознесенской (Чингизовский, Калканский офиолитовые массивы) зон, на севере Западно-Магнитогорской зоны (Буйдинский участок) и в Сакмарской зоне в разрезе Хабарнинского офиолитового массива. Наиболее южные участки распространения офиолитов этого типа в Присакмаро-Вознесенской зоне отмечаются в районе Ишкининского  $Co-Cu$ -колчеданного месторождения. [93]. Анализ данных по офиолитам этой группы проводился нами ранее [4]. Ниже приводятся лишь новые результаты исследований и общая характеристика петролого-геохимических особенностей пород.

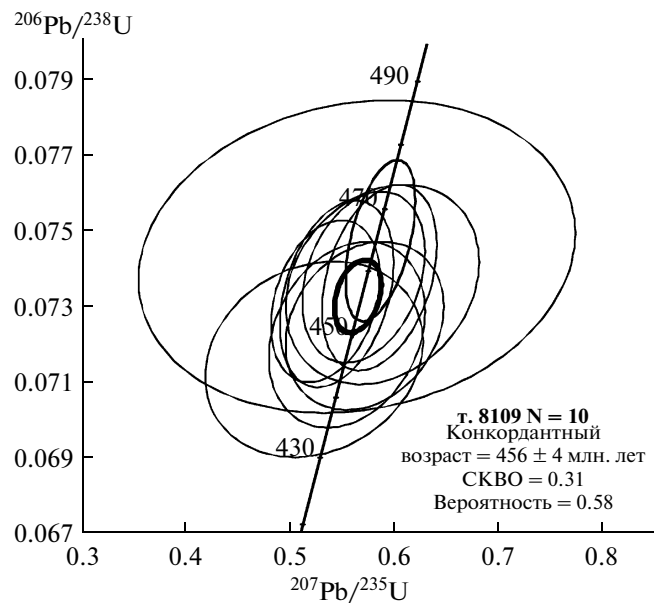


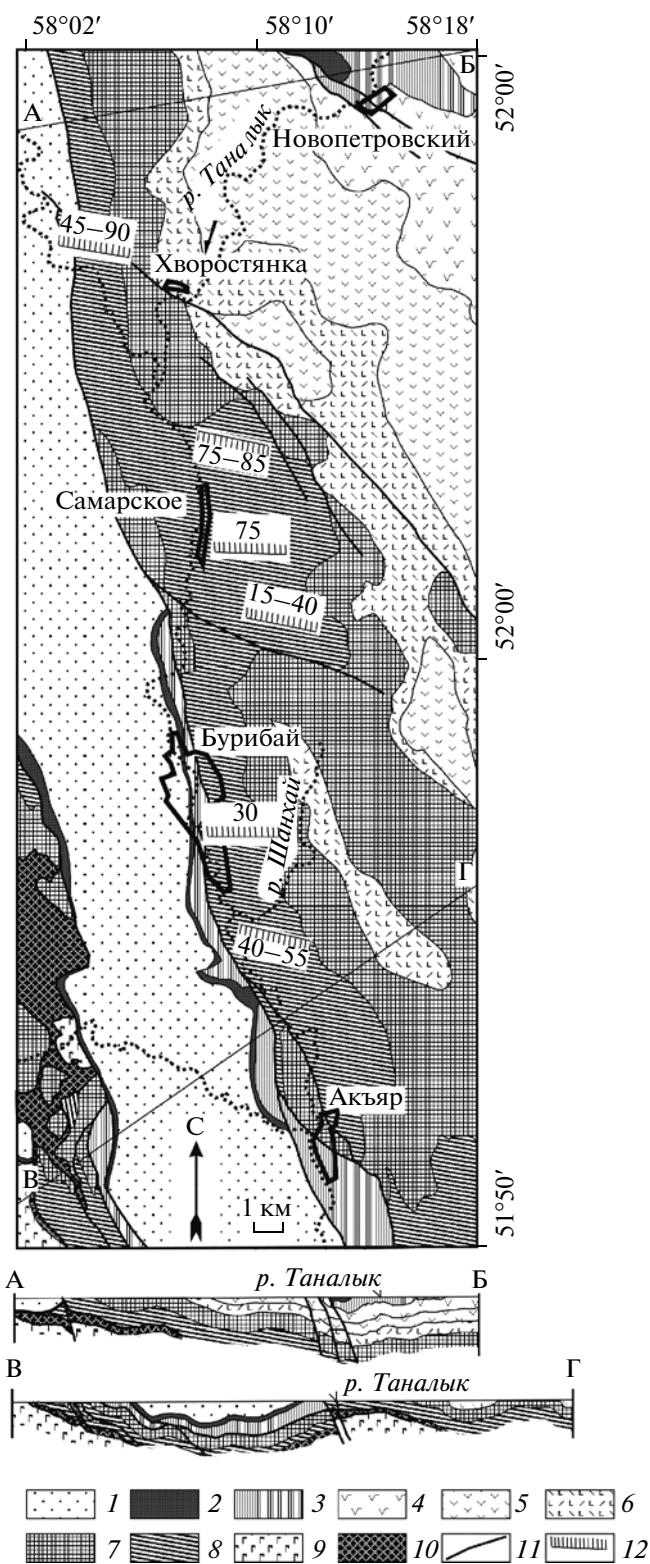
Рис. 4. Диаграмма с конкордией для цирконов из плагиогранитов в структуре серпентинитового меланжа в районе дер. Рамазаново (т. 8109, метод SHRIMP II)

### Актау-Таналыкская зона

В Актау-Таналыкской зоне (см. рис. 1) в 1986 г. впервые на Южном Урале были обнаружены породы бонинитовой серии [14]. Они относятся к офиолитовому разрезу, который на современном срезе представлен габбро, комплексом параллельных даек и эффузивами [27, 35, 105, 106]. Комплекс параллельных даек и вмещающие его эффузивы объединяются в баймак-бурибайский комплекс [8, 25]. Эффузивы принадлежат нижней части разреза баймак-бурибайской свиты эмского возраста ( $D_{1ems}$ ) [31, 32]. Баймак-бурибайский комплекс протягивается вдоль р. Таналык от пос. Хворостянка до пос. Акъяр прерывистой полосой протяженностью около 50 км (рис. 5). Он участвует в строении смятых в складки тектонических покровов. На востоке комплекс стратиграфически перекрыт вулканитами кислого состава верхней толщи баймак-бурибайской свиты. Последние вверх по разрезу сменяются ниже- и среднедевонскими островодужными вулканогенно-осадочными комплексами [25]. На западе тектонический покров, сложенный баймак-бурибайским комплексом подстилается серпентинитовым меланжем, который залегает на тектонических покровах, сложенных кремнисто-вулканогенными толщами ордовика, силура и нижнего девона.

Нижние части разреза баймак-бурибайского комплекса вскрыты в обрывах вдоль руч. Шанхай, левого притока р. Таналык южнее пос. Бурибай [27, 106]. В нижнем течении ручья вскрываются однородные мелко-среднезернистые пи-





роксеновые габбро, которые прорываются отдельными частыми дайками диабазов и редкими дайками плагиориолитов и риодацитов. Севернее залегают подушечные базальты, содержащие пакеты долеритовых полудак с южными за-

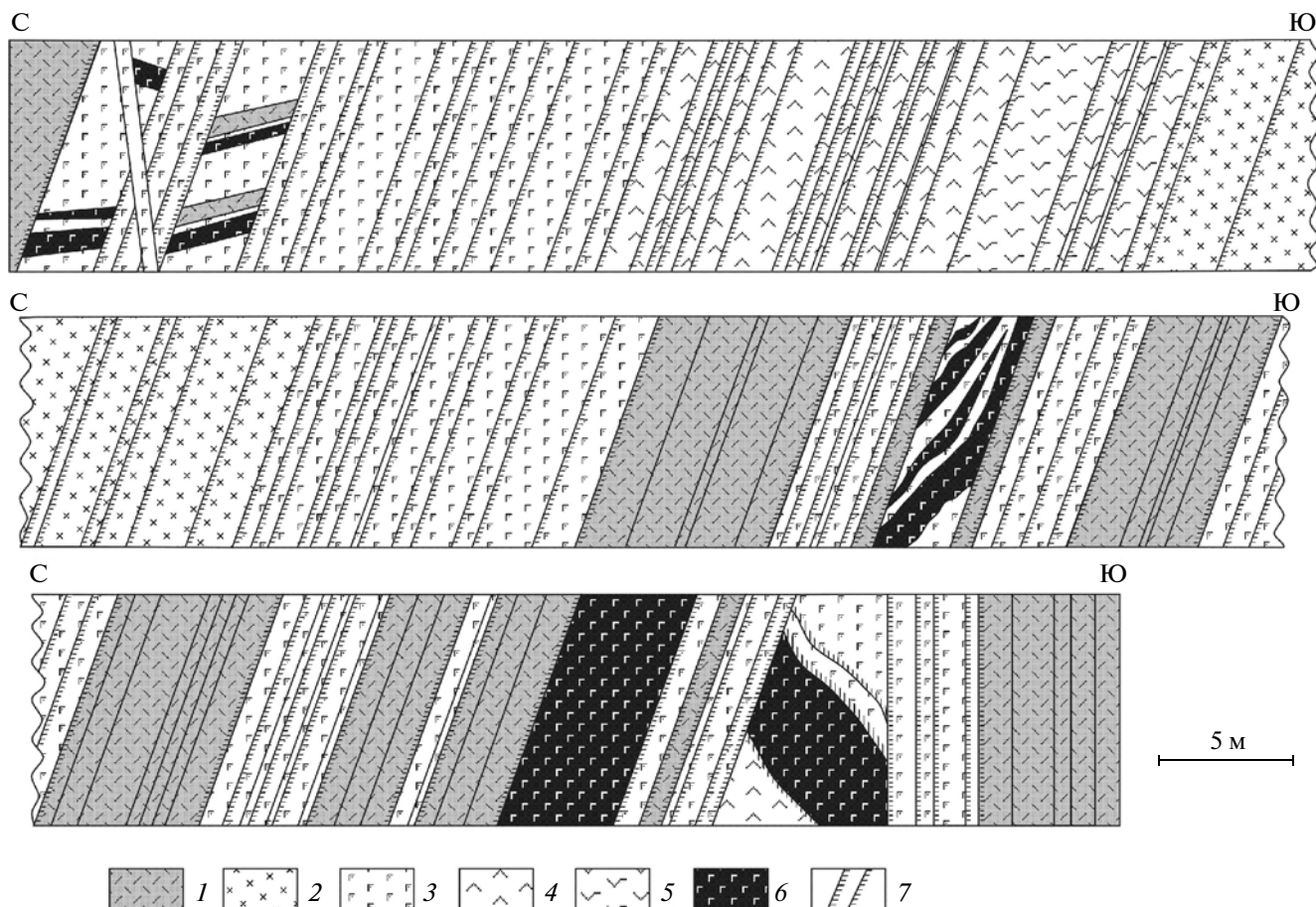
**Рис. 5.** Структурное положение комплекса параллельных даек на р. Таналык (составлено с использованием данных геологической съемки м-ба 1 : 50000 (Биков М.Ш., Захаров А.А., Косарев А.М., 1973) и данных авторов

1 – граувакки зилаирской свиты ( $D_3fm$ ); 2 – кремнистая толща ( $D_1-D_3fm_1$ ), на северо-востоке – мукасовская свита ( $D_3$ ); 3 – бугулыгырская толща ( $D_2$ ) и улутауская свита ( $D_2\check{z}v-D_3fr_1$ ) на севере – кремни, туффиты, базальты, туратская свита ( $D_2$ ) – песчаники, кремнисто-глинистые сланцы на юге; 4 – сагитовская толща ( $D_1ems_2$ ), ирендыкская свита ( $D_2ef_1$ ) и карамалыташская свита ( $D_2ef$ ) нерасчлененные, кремни, туфы андезибазальтов, андезитов, риолитов, 5 – верхнетаналыкская свита ( $D_1ems$ ), андезибазальты, андезиты, дациты и их туфы; 6, 7 – баймак-бурибайская свита ( $D_1ems$ ): 6 – верхняя толща, базальты, риолиты и их туфы, 7 – нижняя толща, базальты; 8 – комплексе параллельных даек; 9 – кремнисто-вулканогенные толщи ордовика и силура; 10 – серпентинитовый меланж; 11 – тектонические контакты; 12 – положение закальных контактов даек и значение угла их падения

каленными контактами. В некоторых пакетах количество даек, мощностью 0.3–1.2 м, достигает нескольких десятков. Дайки имеют юг-юго-западные падения (аз. пд.  $190-210 \angle 40-55$ ). Подушечные базальты чередуются с массивными базальтовыми потоками и гиалокластитами. Местами видны признаки вертикального залегания толщи. Закалки в подошвенных частях потоков позволяют выявить сложные складки с опрокинутым залеганием на крыльях (аз. пд.  $190 \angle 40$ ). Общая ширина выхода пород дайкового комплекса достигает 2 км. В северной части выходов падения даек изменяются на северные (аз. пд.  $0 \angle 30$ ). К северо-востоку комплекс базальтов и даек сменяется пестроокрашенными афировыми риодацитами верхней толщи баймак-бурибайской свиты. На этом участке устанавливаются дайки четырех генераций [27]. Ранняя генерация сложена пироксен-порфировыми разностями; две другие – афировыми, вариолитовыми и миндалекаменными разностями. Поздняя генерация представлена породами кислого состава.

К востоку от пос. Самарский, комплекс параллельных даек вскрыт в обрывах вдоль шоссе Белорецк–Акъяр. Здесь обнажены дайки нескольких генераций (рис. 6). В ранних и поздних генерациях присутствуют дайки как основного, так и кислого состава. Внедрению даек поздних генераций предшествовал этап деформаций даек ранних генераций, в скринах которых находятся изотропные среднекристаллические мезократовые габбро. Среди даек ранней генерации присутствуют афировые диабазы и разности с крупными вкрапленниками пироксенов. Такие же разности характерны для даек поздних генераций, преобладающих в разрезе. Среди даек поздней генерации присутствуют диориты. В пакетах полудак





**Рис. 6.** Схема обнажения дайкового комплекса в задрке шоссе Акъяр-Баймак, к востоку от с. Самарское  
 1 – плагиориолиты; 2 – диориты; 3 – афировые диабазы; 4 – пироксен-плагиоклазовые порфириды; 5 – плагиоклазовые порфириды; 6 – габбро; 7 – зоны закалки

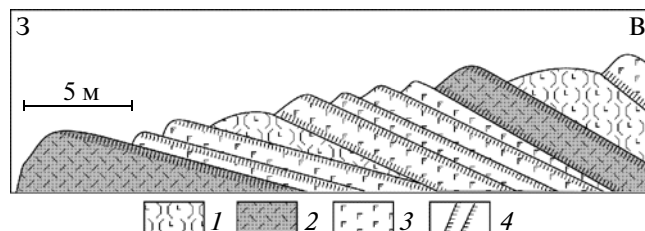
поздних генераций, мощность которых достигает 25 м, а количество даек 35–40, наиболее отчетливо проявлены северные закальные контакты. Падения даек крутые (аз. пд.  $0\angle 75$ ) или вертикальные. Отмечаются единичные крутозалегающие жилы долеритов, косо секущие остальные дайки. Поздние дайки плагиориолитов содержат многочисленные ксенолиты тремолититов.

К юго-востоку от пос. Самарское в руслах левых притоков р. Таналык отпрепарированы фрагменты разреза, в которых пакеты полого залегающих даек основного и кислого состава прорывают вертикально залегающую толщу подушечных базальтов (рис. 7). Фрагмент разреза шириной 22 м демонстрирует постепенное изменение залегания даек от пологого (аз. пд.  $10\angle 15$ ) до более крутого ( $\angle 40$ ). В пакетах полудаек проявлены северные закальные контакты.

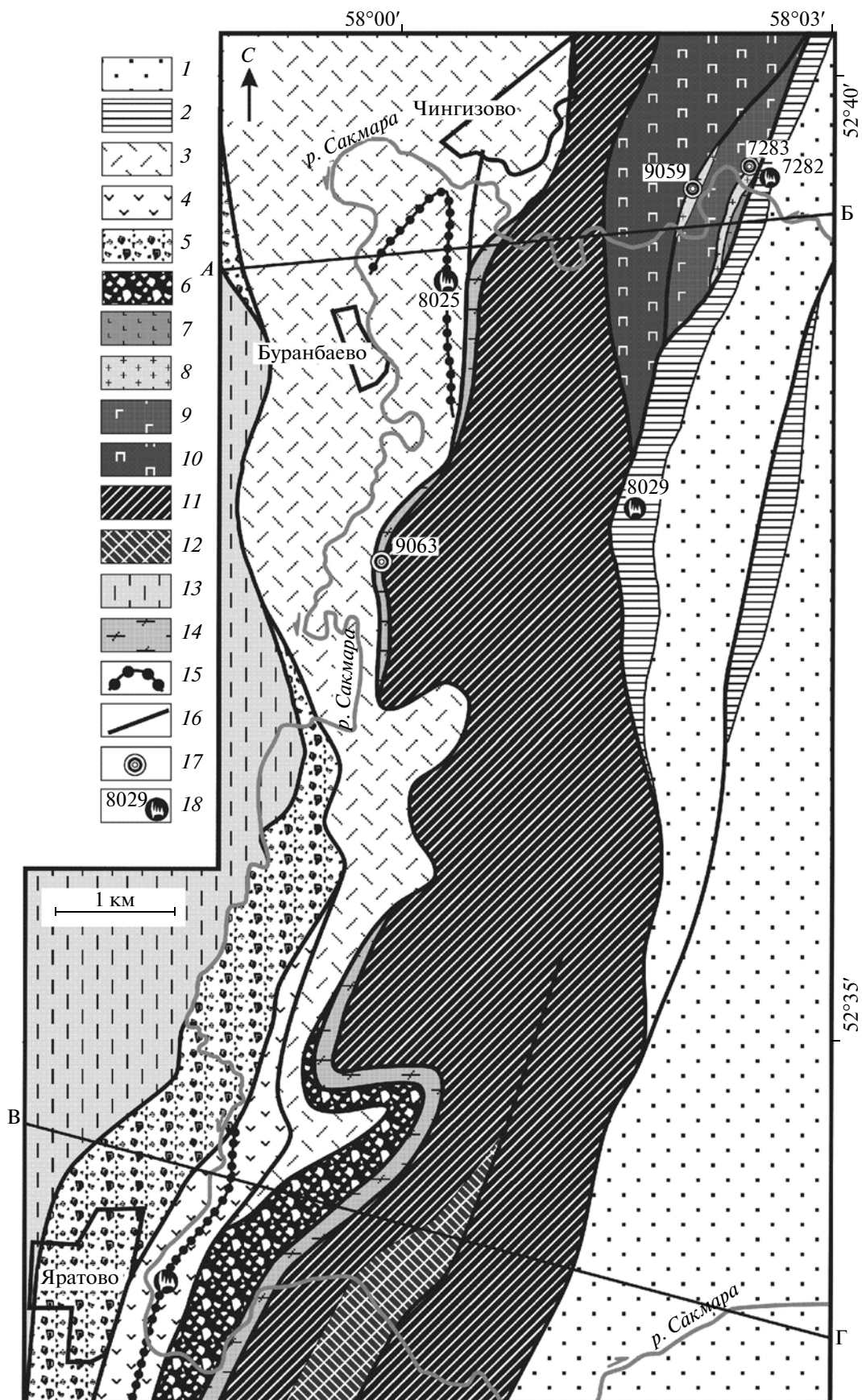
К северо-востоку от пос. Самарское диабазовые дайки, слагающие пакеты, имеют субширотное крутое залегание (аз. пр. 260) и южные за-

кальные контакты. Редкие скрины сложены среднезернистыми мезократовыми габбро.

На севере района, к западу от дер. Хворостянка на левом берегу р. Бузавлык (лев. приток р. Таналык) дайки диабазов образуют пакеты, в которых конформно залегают единичные дайки плагиориолитов. Залегание вертикальных даек субши-



**Рис. 7.** Разрез дайкового комплекса в русле ручья в 2 км к юго-востоку от пос. Самарское  
 1 – подушечные базальты; 2 – плагиориолиты; 3 – афировые диабазы; 4 – зоны закалки



**Рис. 8.** Схема геологического строения Чингизовского офиолитового массива и геологические разрезы по линиям А–Б и В–Г

1 – граувакки зилаирской свиты ( $D_3fm$ ); 2 – кремни актауской свиты ( $D_1-D_3fm_1$ ); 3 – базальты, субвулканические тела риолитов баймак-бурибайской свиты ( $D_1$ ); 4 – кремнисто-базальтовая толща ( $O_3$ ); 5 – серпентинитовый меланж с блоками базальтов, комплекса параллельных даек и габбро; 6 – серпентинитовый меланж с блоками габбро, апобазальтовых зеленых сланцев; 7–11 – офиолитовая ассоциация: 7 – базальты, 8 – тоналиты, 9 – комплекс параллельных даек, 10 – пироксениты, габбро полосчатого комплекса, 11 – дунит-гарцбургитовый комплекс; 12 – штокверк жил дунитов в гарцбургитах; 13 – кварциты и сланцы максютовского комплекса зоны Уралтау; 14 – амфиболиты; 15 – горизонты кремней; 16 – разрывные нарушения; 17 – точки отбора проб на цирконы; 18 – места находок конодонтов

ротное (аз. пр. 250), или меняется на пологое (аз. пр.  $120 \angle 45$ ).

Для установления возраста дайкового комплекса из плагиориолитов, слагающих дайку поздней генерации в овраге Шанхай была взята проба в точке  $1160 (51^{\circ}56'08'' \text{ с.ш.}, 58^{\circ}11'43.6'' \text{ в.д.})$  из которой выделены цирконы. По восьми замерам U-Pb методом (SHRIMP II) получен конкордантный возраст  $516.2 \pm 4.8$  млн. лет. Вероятно, это возраст ксеногенных цирконов. По двум замерам возраст равен  $283-286$  млн. лет. Полученные результаты не дают представление о возрасте плагиориолитов. Ранее делавшиеся попытки определения возраста кислых пород баймак-бурибайской свиты Rb-Sr методом [69] дали омоложенные возраста в связи с вторичными изменениями минералов. По неизменным породам получено наиболее реальное, но с большим разбросом значение ( $400 \pm 20$  млн. лет). Возраст дайкового и базальтового комплексов принимается как эмский [25]. В пользу этого свидетельствуют

данные о позднеэмском возрасте верхней части вулканогенного разреза, определенном по конодонтам [31, 32].

**Присакмаро-Вознесенской зона (центральная часть)**

В центральной части Присакмаро-Вознесенской зоны офиолиты слагают Чингизовский массив (аллохтон), залегающий в пакете тектонических пластин к востоку от зоны Уралтау (см. рис. 1). Массив вскрыт на берегах р. Сакмара в районе дер. Чингизово и Яратово к западу от Баймака (рис. 8). На зону Уралтау, сложенную метаморфическими породами максютовского эклогит-гlauchофансланцевого комплекса, надвинуты несколько тектонических пластин, в которых с запада на восток от нижних к верхним сменяются:

1. Серпентинитовый меланж с блоками пород дайкового комплекса – 500–700 м.
2. Базальты, раслаивающиеся пачкой (10 м) кремней и яшм, в

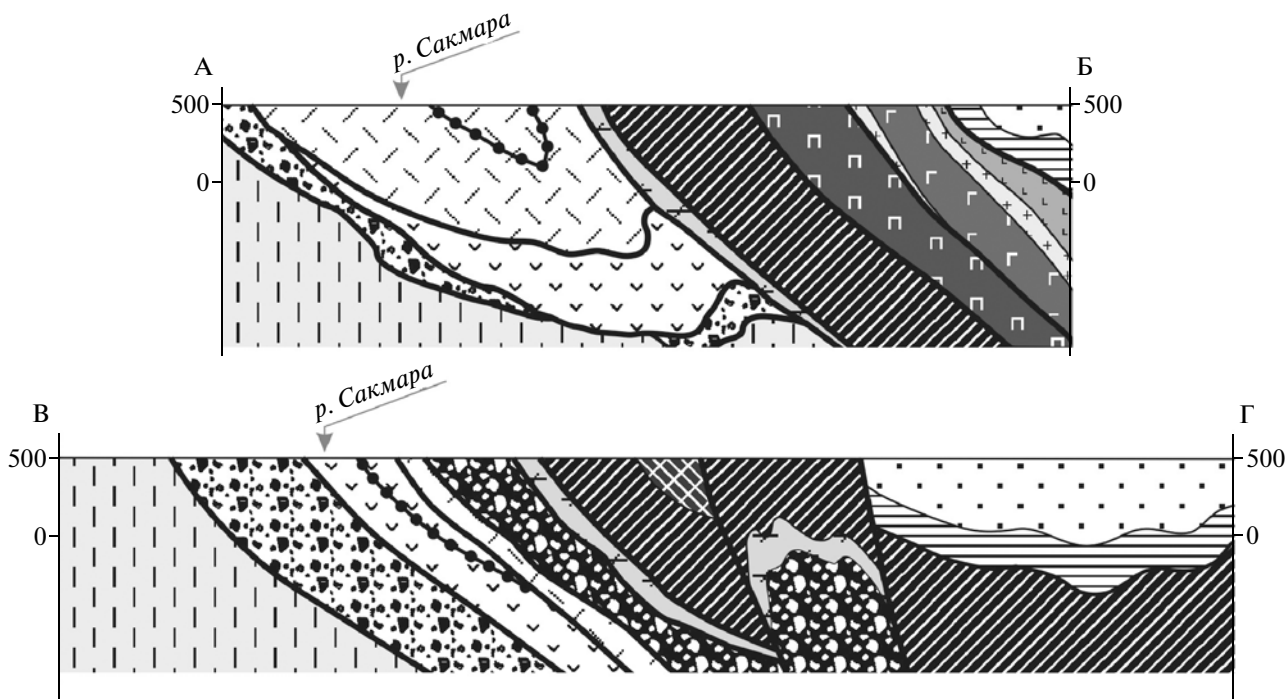


Рис. 8. Окончание.

которых в т. 1118 найдены верхнеордовикские конодонты *Namarodus cf. brevirameus* (Walliser), *Panderodus sp.* — 300–500 м. 3. Базальты с линзой кремней (1 м), в которых в т. 8025 найдены нижнедевонские конодонты *Belodella sp.* — 500–1500 м. Толщи пластин 2, 3 прорваны субвулканическими телами риолитов. 4. Серпентинитовый меланж с блоками габбро — 200–400 м. 5. Амфиболиты, гранатовые амфиболиты, гнейсы с линзами горнблендитов — 50–100 м. 6. В данной пластине представлен офиолитовый разрез, в котором снизу вверх (с запада на восток) сменяются: дунит-гарцбургитовый комплекс (500–1200 м); штокверк дунитовых жил в гарцбургитовом матриксе (100–500 м); полосчатый комплекс (300–1000 м); дайковый комплекс (500 м); подушечные вариолитовые базальты (100 м). 7. Кремни ( $D_{1-3}$ ), в которых в точке 8029 найдены конодонты *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (Ziegl.) эмского яруса. Кремни с постепенным переходом перекрываются граувакками зилаирской свиты ( $D_{3fm}$ ). Кремни в основании верхнего аллохтона представляют батинальный комплекс подножья пассивной окраины и к разрезу офиолитов не имеют отношения.

В верхней части разреза полосчатого комплекса к востоку от дер. Чингизово (см. рис. 8) появляются отдельные дайки диабазов. 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, падают на восток под углом  $60^{\circ}$ – $70^{\circ}$  и имеют восточные закаленные контакты. Вблизи кровли дайкового комплекса залегает силл (мощность 5–6 м) мелко-среднезернистых кварцевых диоритов с мелкими ксенолитами долеритов. Главные минералы диоритов — плагиоклаз, кварц, роговая обманка и КППШ (до 5–7%); акцессорные — циркон и апатит. В точке 7283 ( $52^{\circ}38'59.6''$  с.ш.,  $58^{\circ}02'35.8''$  в.д.) из кварцевых диоритов выделены цирконы, текстуры которых свидетельствуют о метаморфических преобразованиях. Конкордантный U-Pb (SHRIMP II) возраст цирконов определен как  $776.9 \pm 2.3$  млн. лет. Цирконы выделены также из тоналитов, находящихся в зоне перехода от полосчатого комплекса к комплексу параллельных даек в точке 9059 ( $52^{\circ}38'59.5''$  с.ш.,  $58^{\circ}02'12.8''$  в.д.). Все зерна имеют округлые формы, типичные для метаморфических цирконов, некоторые резорбированы, имеют каймы, а иногда и ядра с метаморфическими текстурами. Четыре замера образуют кластер с возрастными 2484–2669 млн. лет и единичные значения  $1740$ ,  $763 \pm 12$ ,  $552 \pm 7$ ,  $464 \pm 14$ . Полученные данные свидетельствуют о ксеногенной природе цирконов в обеих точках. Породы коровых частей разреза Чингизовского массива сходны по

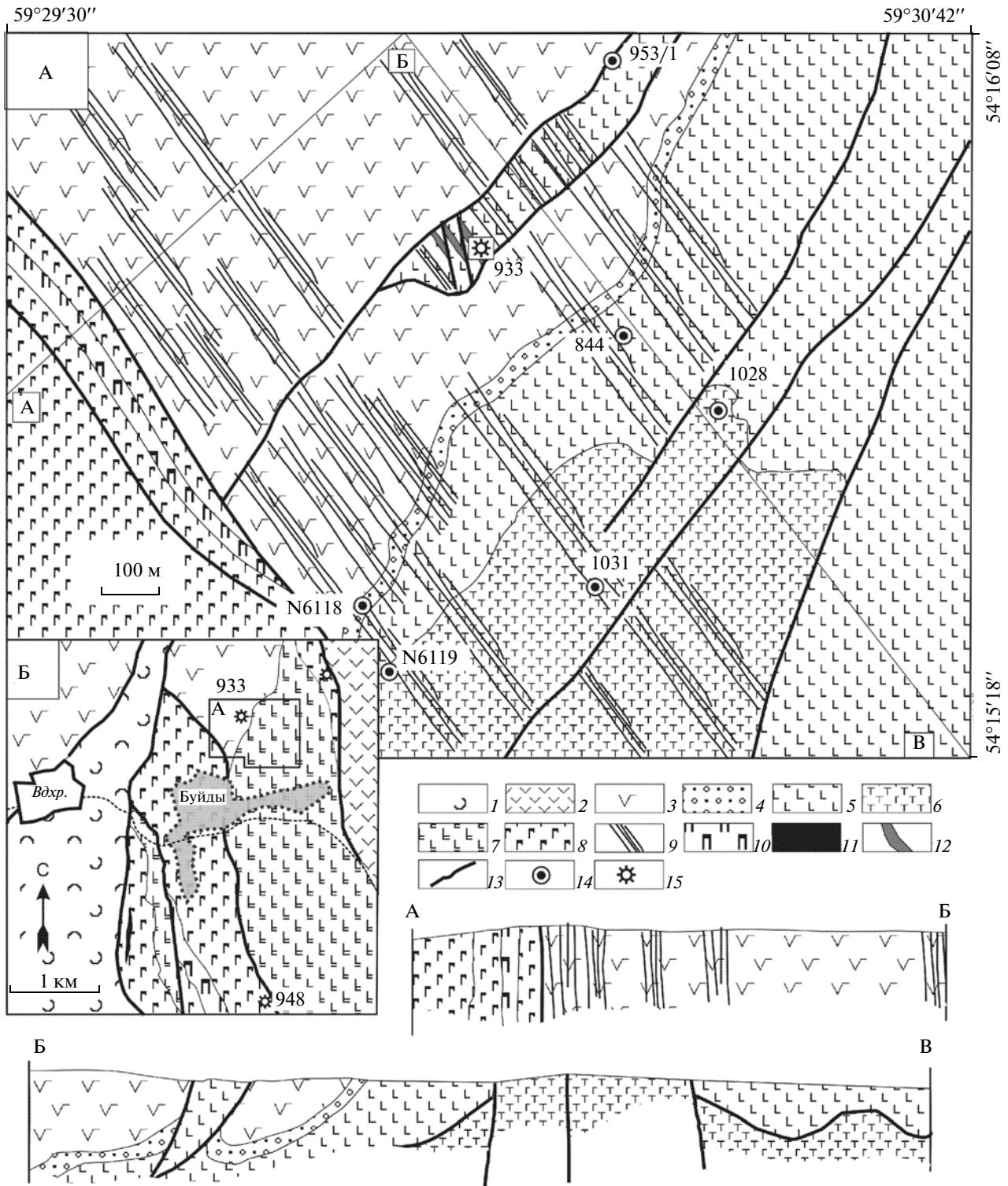
составу с аналогичными породами Хабаровинского и Акмантауского массивов. Для последних двух по цирконам получены раннедевонские значения возраста [4]. Учитывая сходство разреза офиолитов Чингизовского и Хабаровинского массивов, офиолитов Актау-Таналыкской зоны, а также сходный состав пород коровых элементов их разрезов, мы условно принимаем возраст пород дайкового комплекса и эффузивной толщи Чингизовского массива как раннедевонский. Тектонические покровы, описанные в данной последовательности, имеют аналоги в структуре Актау-Таналыкской зоны. Дайковый комплекс и перекрывающая толща вариолитовых базальтов являются аналогами баймак-бурибайского комплекса. Таким образом, в структуре Присакмаро-Вознесенской зоны присутствуют нижние части офиолитового разреза, описанного в Актау-Таналыкской зоне.

В пользу сходства Чингизовского и Хабаровинского массивов свидетельствует близость возраста пород в их “метаморфической подошве”. Из параамфиболитов с тонкими прослойками кварцитов в точке 9063 ( $52^{\circ}37'7.8''$  с.ш.,  $57^{\circ}59'57.3''$  в.д.) (см. рис. 8) выделены цирконы. Восемь точек в пределах метаморфических кайм дали конкордантный U-Pb (SHRIMP II) возраст  $408.9 \pm 3$  млн. лет.

#### **Западно-Магнитогорская зона. Буйдинский участок**

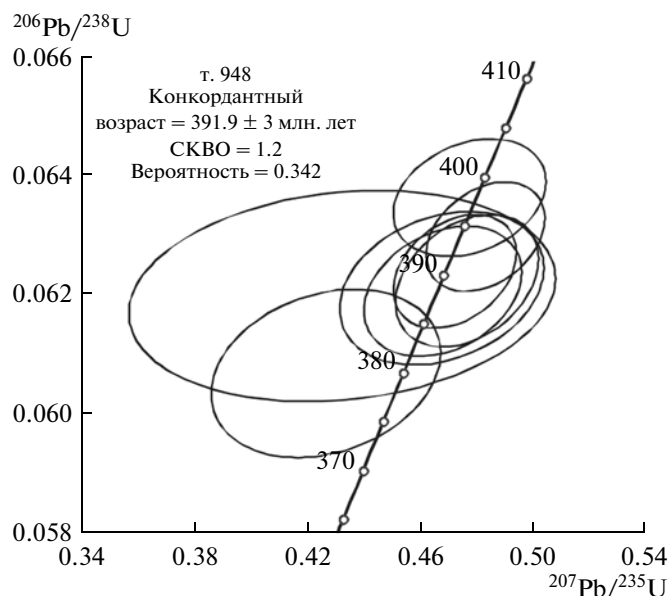
Буйдинский участок (по дер. Буйды) находится в северной части Западно-Магнитогорской зоны (см. рис. 1). На площади участка известны проявления золота. Анализ структуры с учетом данных бурения приведен в [68]. Офиолиты приурочены к ядру узкой меридиональной антиформы (рис. 9). С востока и запада антиформа отделена меридиональными разломами от нижне- и среднедевонских островодужных вулканогенных комплексов. К юго-востоку от участка расположен Ахуновско-Карагайский массив позднепалеозойских гранитоидов с возрастом, определенным Rb-Sr методом,  $304 \pm 4.8$  и  $306.8 \pm 1.8$  млн. лет [5]. Близостью массива обусловлено присутствие жил гранит-порфиров, прорывающих кремнисто-базальтовую девонскую толщу на севере участка. В точке 933 из гранит-порфиров нами выделены цирконы, конкордантный возраст которых  $309.5 \pm 2.2$  млн. лет (U-Pb, SHRIMP RG).

В ядре антиформы залегает ордовикский (поляковский) кремнисто-базальтовый комплекс с силлами и дайками диабазов. В точке 1028/1 серые, зеленоватые, черные кремни с туфогенной примесью слагают пачку мощностью 10 м среди афировых рассланцованных метаморфизованных базальтов. В кремнях найдены переходные формы от *Periodon cf. aculeatus* Hadding к *Periodon cf. grandis* (Ethington), *Drepanodus cf. robustus* Had-



**Рис. 9.** Схема распространения дайковых комплексов в районе дер. Буйды (А), врезка (Б) с контуром участка и геологические разрезы по линиям А–Б и Б–В

1 – улутауская свита ( $D_2\check{z}v-D_3fr_1$ ), туфогенно-осадочные породы и туфы среднего и кислого состава; 2 – карамалыташская свита ( $D_2ef$ ), базальты и риолиты; 3 – ирендыкская свита ( $D_2ef_1$ ), андезибазальтовые пироксеновые и пироксен-плагиоклазовые порфириты и лавобрекчии; 4 – мансуровская толща ( $D_1e$ ), туфогенные гравелито-брекчии с олистоплаками кремнистых пород; 5 – кремнисто-базальтовая толща ( $D_1e$ ), базальты, кремни, кремнеобломочные породы, туффиты; 6 – поляковская свита ( $O_{1-3}$ ), базальты, кремни; 7 – кремнисто-базальтовые толщи ордовика и нижнего девона нерасчлененные (на врезке); 8 – комплекс параллельных диабазовых даек; 9 – пакеты, рои и отдельные дайки диабазов; 10 – породы полосчатого комплекса; 11 – серпентиниты; 12 – жилы гранит-порфиоров ( $PZ_3$ ); 13 – разрывные нарушения; 14 – точки находок конодонтов и их номера; 15 – точки с мелкими жилами гранитоидов и номера проб на выделение цирконов



**Рис. 10.** Диаграмма с конкордией для цирконов из плагиогранитов Буйдинского участка (точка 948, метод SHRIMP RG)

ding, *Protopanderodus* sp. В точке N6119/1, в линзе окварцованных кремней, зажатой среди диабазовых даек, найдены конодонты *Namarodus breviraemus* (Walliser), *Periodon* cf. *grandis* (Ethington), *Protopanderodus liripipus* Kennedy et al., *Ansella* cf. *A. egecta* (Rhodes et Dineley). Конодонты в этих точках принадлежат уровню верхнего кародакашгилла (сандбийский ярус). Ордовикские конодонты присутствуют также в точке 1031.

Структурно выше, по-видимому, с тектоническим контактом залегает нижнедевонская кремнисто-базальтовая толща. Разрез представлен афировыми базальтами, которые расслоены пачкой серых кремней, кремнистых туффитов, кремнистых и туфогенных конгломерато-брекчий. Вулканогенная толща неравномерно метаморфизована в фации зеленых сланцев. В точке 846, в расслаивающихся базальтах кремнистых туффитах, найдены эмские конодонты *Pandorinellina* cf. *steinhornensis miae* (Vultynck). Нижнедевонские конодонты обнаружены также в точке 953/1. На кремнисто-базальтовой толще с размывом залегает микститовая пачка, сложенная гравелито- и конгломератобрекчиями с линзами туфогенных песчаников. Эта пачка является стратиграфическим и, отчасти, фациальным аналогом распространенных западнее мансуровской и сагитовской толщ [32]. Пачка содержит олистоплаки кремней с нижнедевонскими конодонтами. В точке N6118/1 в кремнях найдены *Ozarkodina* ex. gr. *remcsheidensis* (Ziegler), *Belodella* sp., *B. striata* Kozur. Обломочный материал брекчий представлен в основном кремнями, а также пироксенита-

ми, габбро и базальтами. Выше согласно залегает ирендыкская свита, сложенная лавобрекчиями и туфами пироксен-плагиоклазовых, плагиоклазовых порфиритов (островодужный комплекс). Возраст ирендыкской свиты определяется как раннеэйфельский [2, 32].

В разрезе офиолитов Буйдинского участка 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 полосу шириной до 600 м. Скрины даек сложены, как правило, пироксенитами. В северо-восточной части полосы в скринах присутствуют фрагменты кремнисто-вулканогенного разреза и пироксен-плагиоклазовые порфириты “ирендыкского” типа. Дайки в основном вертикальные и преимущественные простирания их северо-западные и север-северо-западные. В полосе со скринами “ирендыкских” порфиритов с дайковым комплексом связаны мелкие (до 5–10 м мощности) жилы гранофировых плагиогранитов. В северо-восточном направлении дайковый комплекс сменяется полосой, в пределах которой распространены маломощные, до 10–15 м, пакеты из 15–20 даек и рои разрозненных даек. В этой полосе дайки прорывают кремнисто-базальтовые ордовикскую и нижнедевонскую толщи, а так же ирендыкскую свиту. На юге участка в точке 948 (54°14'10.8" с.ш., 59°30'43.0" в.д.) (см. рис. 9) из гранофировых плагиогранитов выделены цирконы, конкордантный возраст которых 391.9 ± 3 млн. лет (SHRIMP RG) (рис. 10).

#### **Сакмарская зона. Хабарнинский массив**

Хабарнинский массив отличается наибольшей полнотой разреза при хорошей обнаженности и достаточно полно изучен [3, 29, 39, 40, 42, 44, 48, 66, 71, 72, 78, 98, 100 и др.]. Массив слагает один из верхних тектонических покровов в сложном Сакмарском аллохтоне (см. рис. 1) [51–53, 56]. Помимо офиолитов в строении массива принимают участие интрузии дунит-пироксенит-габбровой формации и метаморфические породы.

Нижний структурный уровень представлен разными метаморфическими комплексами, среди которых присутствуют пара- и ортоамфиболиты, гнейсы, мигматиты, зеленые сланцы. Возраст метаморфических пород оценивается, в основном, интервалом 427–390 млн. лет. [41, 42]. Сле-



дующий уровень представлен расслоенной интрузией дунит-клинопироксенит-габбрового восточно-хабарнинского комплекса (ВХК). Породы ВХК имеют интрузивный контакт с породами “метаморфической подошвы” и с перекрывающим дунит-гарцбургитовым комплексом [3, 39]. Особенностью габброидов ВХК являются высокие по сравнению с офиолитовыми содержания К, Sr, Rb, P [78]. Породы характеризуются дифференцированным спектром РЗЭ, с высоким  $(La/Yb)_n$  отношением. На мультиэлементных спектрах отчетливо проявлен Ta–Nb-минимум, характерный для надсубдукционных образований. По особенностям состава породы ВХК приближаются к платиноносным дунит-клинопироксенит-габбровым ассоциациям Среднего Урала [3, 6, 29]. Породы неравномерно метаморфизованы вплоть до амфиболитовой фации. Возраст ВХК, определенный различными методами, составляет 411–415 млн. лет [42, 43, 45]. Сходный по составу с ВХК молостовский комплекс дифференцированных интрузий клинопироксенит-габбро-гранитного состава слагает небольшие зональные штоки в гарцбургитах. Возраст комплекса, определенный разными методами, укладывается в интервал 398–415 млн. лет [42, 43, 45, 50].

Мантийные ультрабазиты офиолитового разреза представлены гарцбургитами с небольшим количеством дунитовых тел и в крайне малых количествах лерцолитами [39]. Ультрабазиты наращиваются полосчатым дунит-верлит-пироксенит-габброноритовым кирпичнинско-аккермановским комплексом. Породы комплекса слагают горизонт взаимно пересекающихся расслоенных интрузий в дунит-гарцбургитовом комплексе [48]. Гарцбургиты и породы полосчатого комплекса интрузирует залегающий выше дифференцированный габбро-плагиогранитный комплекс, породы которого слагают штокверк из силлов, даек и жил. Габбро-плагиогранитный комплекс представляет собой реликт магматического очага, продуцировавшего породы дайково-вулканогенной части разреза [46–48, 100]. Комплекс параллельных даек представлен габбро-диабазы и диабазы. Скрины сложены породами дунит-гарцбургитового и расслоенного комплексов. По данным [64] в скринах отмечены пироксениты с “оруденением качканарского типа” – породы типичные для аналогов ВХК в Платиноносном поясе Урала. В структуре дайкового комплекса Кирпичнинского сегмента в скринах присутствуют амфиболовые габбро, которые по геохимическим особенностям имеют сходство с габбро ВХК или молостовского комплекса. Они низкотитанистые ( $TiO_2 = 0.19$ ), умереннокалиевые ( $K_2O = 1.13$ ), имеют повышенные содержания Rb. Однако в отличие от габброидов ВХК и молостовского комплекса породы имеют невысокие содержания стронция – до 238 г/т.

Дайки объединяются в несколько генераций, имеющих разные ориентировки. Структурные особенности позволяют считать, что образование дайкового комплекса Хабарнинского массива происходило в условиях рассеянного спрединга [28, 48].

Вверх по разрезу дайковый комплекс сменяется вулканогенным комплексом, в котором преобладают подушечные лавы. Смена происходит постепенно. На переходном уровне дайки и силлы залегают среди эффузивов.

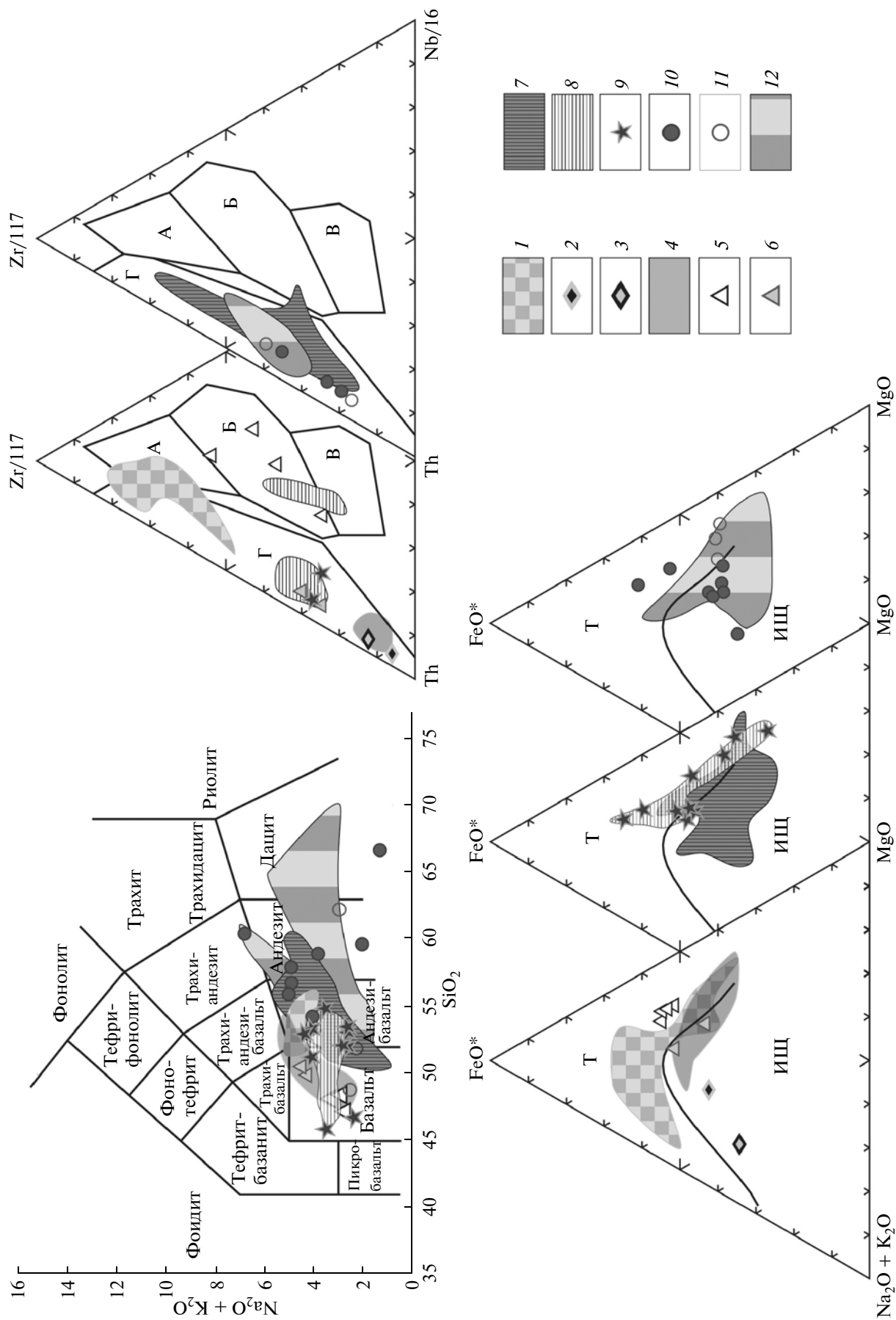
Плагиограниты, ассоциирующие с дайковым комплексом имеют возраст цирконов, определенный U-Pb методом (SHRIMP II)  $394 \pm 2$  млн. лет [43] и  $399.8 \pm 6.2$  млн. лет [4, 49]. Значения  $399.8 \pm 6.2$  млн. лет соответствуют позднеэмскому веку, и, по нашему мнению, согласно структурным и стратиграфическим сопоставлениям этот возраст более вероятен. В разрезе Магнитогорской мегазоны этому возрасту отвечает баймак-бурибайский дайково-вулканогенный комплекс, сходство состава пород которого с дайками Хабарнинского массива отмечалось ранее [44].

#### *Особенности состава девонских даек и эффузивов низкотитанистой группы*

Составу пород баймак-бурибайского комплекса Актау-Таналыкской зоны посвящено много работ [15, 25, 27, 106, 107 и др.]. Отмечается, что эффузивы сходны по составу с породами даек. Наиболее яркой чертой комплекса, является присутствие пород бонинитовой серии. Бониниты представлены породами со стекловатой структурой основной массы, вкрапленниками оливина и клинопироксена, содержащим мелкие включения хромшпинели [15]. Среди даек преобладают мелкозернистые диабазы с офитовой структурой, часто миндалекаменные. Маломощные дайки представлены афировыми гиалобазальтами и вариолитовыми базальтами. Порфиоровые разности содержат до 20% клиноэнстатита.

Большинство пород по химическому составу являются бонинитоподобными, или представлены переходными от бонинитов к островодужным толеитам разностями. Породы сравниваются с низко- и средне-низкокальциевыми бонинитами современной Пацифики [15]. Опробованные нами на берегах р. Таналык и в р-не ручья Шанхай диабазы и подушечные лавы имеют одинаковые петро-геохимические характеристики (рис. 11, 12). Породы принадлежат дифференцированной, высокомагнезиальной базальт-андезит-дацитовой серии. Они обладают переходными характеристиками между толеитами и породами известково-щелочных серий. Для пород характерно низкое содержание щелочей ( $K_2O = 0.1–1.2\%$ ;  $Na_2O = 0.5–5.5\%$ ). В базитах содержания MgO =





**Рис. 11.** Петро-геохимические диаграммы для девонских и ордовикских магматических пород

1–3 – Западно-Мугоджарская зона: 1 – диабазы актогайского дайкового комплекса и вулканыты мугоджарской свиты ( $D_{1-2}$ ), 2 – диориты ( $D_2$ ), 3 – андезиты куркудукской свиты ( $D_2$ ); 4–6 – Кемпирсайский массив: 4 – габброиды кызылкаинского комплекса ( $D_1$ ), 5 – шандашинский комплекс параллельных даек ( $D^?$ ), 6 – вулканыты акайской свиты (O); 7 – диабазы комплекса параллельных даек ( $D_1$ ) Хабарнинского массива; 8, 9 – р-н дер. Буйды: 8 – вулканыты и диабазы комплекса параллельных даек офиолитовой ассоциации ( $D_1ems$ ), 9 – диабазы эйфельского дайкового комплекса; 10, 11 – р-н дер. Чингизово: 10 – диабазы комплекса параллельных даек ( $D_1$ ), 11 – базальты нижней толщи баймак-бурибайской свиты ( $D_1ems$ ); 12 – вулканыты и диабазы даек ( $D_1ems$ ) Актау-Таналыкского района. Буквами на верификационных диаграммах обозначены поля: А – нормальные базальты СОХ; Б – обогащенные базальты СОХ, В – базальты океанических островов, Г – островодужные вулканыты

= 6–19%, а в дацитах – 3–5%.  $\#Mg = 55–74$ , причем даже среди дацитов отмечаются высокие значения  $\#Mg$  (62–63). Характерны высокие содержания Ni (15–80 г/т) и Co (24–96 г/т). Графики распределения содержаний элементов-примесей в вулканытах и породах дайкового комплекса полностью повторяют друг друга, что свидетельствует об их генетической общности. Для спектров распределения РЗЭ характерно обогащение ЛРЗЭ, а  $(La/Yb)_n$  отношение колеблется в пределах 1–1.2. Мультиэлементные спектры имеют максимумы по Pb, Zr и Nb-минимум. По-видимому, породы баймак-бурибайского комплекса, также как и породы бонинитовых серий, имеют изначально мантийную природу, о чем свидетельствуют высокие содержания Mg, Sr, Ni и мантийные значения коэффициента магнезиальности. Однако слегка обогащенный спектр РЗЭ и рассеянных элементов с Nb-минимумом свидетельствует о примеси обогащенной надсубдукционной компоненты.

Породы низкотитанистой группы в других районах имеют близкие составы к породам Актау-Таналыкской зоны, отличаясь некоторыми вариациями [4]. Породы дайкового и эффузивного комплексов, как правило, имеют сходные геохимические характеристики. Они представлены дифференцированной от базальтов до андезитов толеитовой и известково-щелочной сериями. В Буйдинском участке установлены породы только толеитовой [4], а в районе г. Акмантау известково-щелочной серии [79]. Всюду установлены породы, отвечающие по составу бонинитам.

Содержание MgO варьирует в дайках Чингизовского массива от 5 до 10%, в эффузивах – до 18%, в дайках Хабарнинского массива – до 15%, в Буйдинском участке – до 20%, в дайках г. Акмантау – до 11%. Коэффициент железистости составляет 0.26–0.52, а  $\#Mg = 48–71$ , достигая в Буйдинском участке 80. Содержание  $TiO_2$  и  $Al_2O_3$  колеблется в пределах 0.2–0.7% и 12.2–18.6% соответственно. На диаграммах Харкера фигуративные точки составов даек и эффузивов образуют единые тренды. Мультиэлементные спектры сходны со спектрами обогащенных базальтов СОХ, имеют минимумы по Th, Ta, Nb, Zr и максимумы по Ba, K, Sr (см. рис. 8). Спектры распределения РЗЭ имеют субгоризонтальный наклон

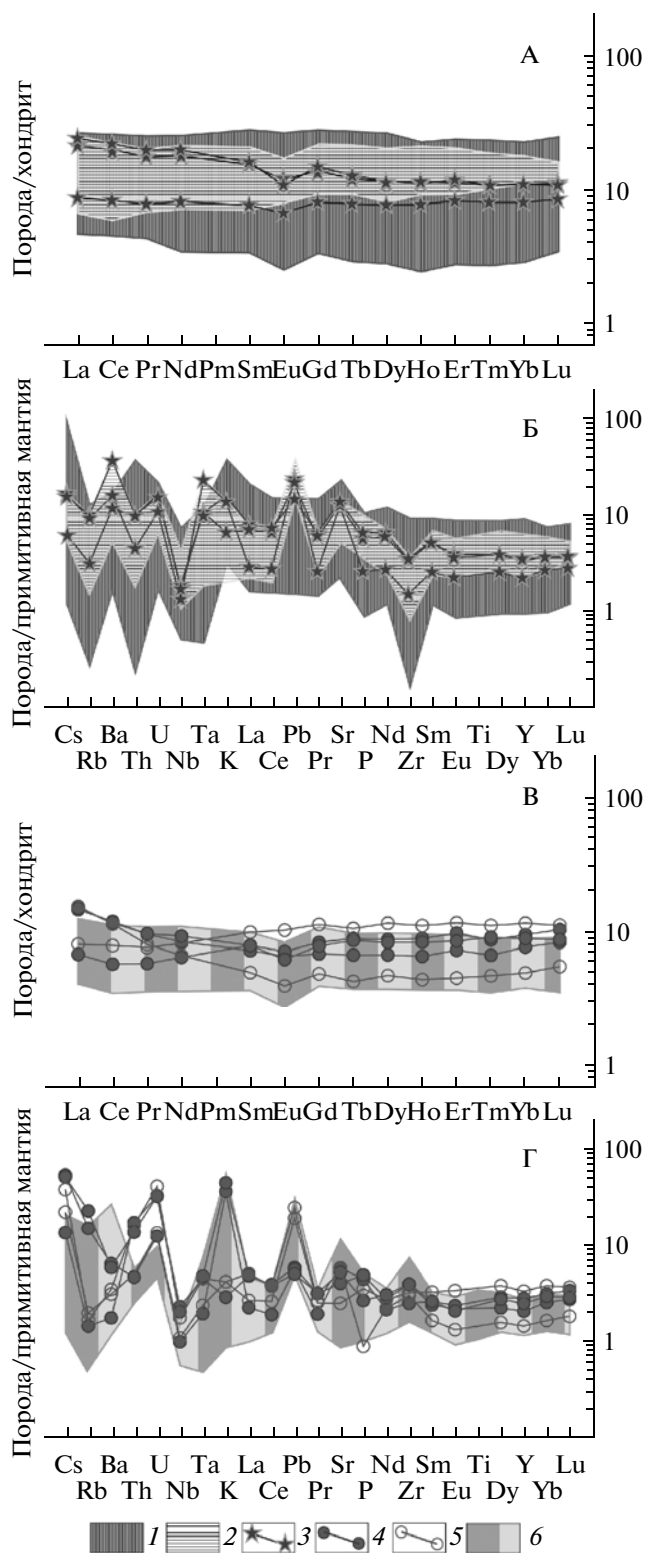
$((La/Yb)_n = 0.8–3)$ , в спектрах некоторых образцов проявлен Eu-минимум. В дайках г. Акмантау отмечается небольшое обеднение ЛРЗЭ и невысокие  $(La/Yb)_n$  отношения 0.5–0.9. Особенности состава пород этой группы указывают на их надсубдукционную природу. Соотношение с перекрывающими островодужными комплексами свидетельствуют в пользу формирования комплекса в надсубдукционной доостроводужной обстановке.

Позднеэйфельские диабазы Буйдинского участка по составу идентичны диабазам и базальтам, отнесенным к раннему девону.

Для комплексов данной группы типично присутствие в скринах калиевых габброидов. В Актау-Таналыкской зоне, к востоку от дер. Самарское (см. рис. 5, 6) габбро представлены мезократовой средне-крупнокристаллической однородной разностью. Породы по составу отвечают габбро-диоритам высококалиевой ( $K_2O = 1–4\%$ ) известково-щелочной серии. Для них характерны низкие содержания  $TiO_2$  (0.4%) и повышенные MgO (7–9%),  $\#Mg = 61–70$ . На диаграммах точки составов попадают в поля островодужных пород. Для них характерны низкие суммарные содержания редких земель. Для спектров распределения РЗЭ характерны незначительное обогащение ЛРЗЭ и Eu-минимум. Мультиэлементные спектры имеют максимумы по K, U, Sr и минимумы по Ta, Nb и Zr. Вещественные характеристики свидетельствуют в пользу того, что габброиды формировались в надсубдукционных обстановках. Сходные по составу габбро отмечаются в скринах Кирпичнинского сегмента Хабарнинского массива и массива горы Акмантау. Габброиды имеют сходство с габброидами молостовского и восточно-хабарнинского комплексов Хабарнинского массива. Однако общее содержание редкоземельных элементов и относительная обедненность ЛРЗЭ и КИЛ, а также низкие содержания Sr отличают их от последних.

#### Дайковые комплексы высокотитанистой группы

Дайковые комплексы высокотитанистой группы распространены на периферии Магнитогорской синформы, а также в обрамляющих ее краевых аллохтонах. Дайки, как правило, ассоцииру-



ют с аналогичными по составу толщами эффузивов. Обширные поля комплексы параллельных даек слагают в Западно-Мугоджарской зоне. В меланжах, подстилающих Кракинские аллохтоны, а также в Присакмаро-Вознесенской зоне, дайки распространены локально. Высоко-

**Рис. 12.** Спектры распределения редкоземельных элементов и мультиэлементные спектры для ранне-среднедевонских вулканитов и ассоциирующих с ними даек (содержания нормированы по [108])  
 А, Б: 1 – диабазы комплекса параллельных даек ( $D_1$ ) Хабаровинского массива; 2, 3 – р-н. дер. Буйды; 2 – вулканиты и диабазы комплекса параллельных даек ( $D_1$ ) офиолитовой ассоциации, 3 – диабазы дайкового комплекса ( $D_{2ef}$ ); В, Г: 4, 5 – Чингизовский массив: 4 – диабазы комплекса параллельных даек ( $D_1$ ), 5 – базальты нижней толщи баймак-бурибайской свиты ( $D_{1ems}$ ); 6 – вулканиты и диабазы даек ( $D_{1ems}$ ) Актау-Таналыкского района

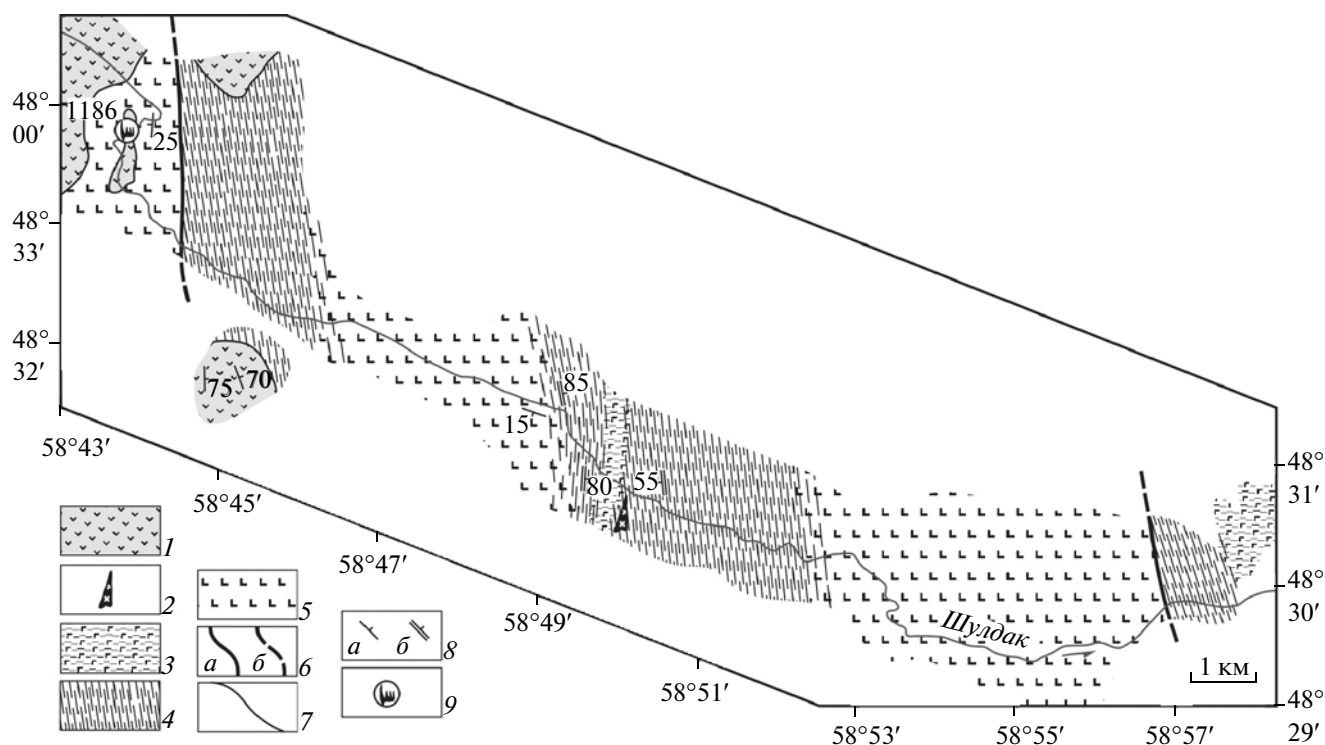
титанистые вулканиты СОХ типа описаны в Восточно-Магнитогорской зоне [23, 24].

В структуре Кемпирсайского офиолитового массива (Сакмарская зона) дайковый комплекс слагает обширные поля. Состав слагающих его пород близок составу девонских даек и эффузивов Западно-Мугоджарской зоны. Возраст комплекса параллельных даек Кемпирсайского массива представляется нам дискуссионным, и они будут описаны в особом разделе.

### Западно-Мугоджарская зона

Офиолиты в южной части Мугоджарских гор, в верхней части разреза которых залегает комплекс параллельных даек и девонская вулканогенная толща, находятся в пределах Западно-Мугоджарской зоны. Эта зона является южным продолжением Магнитогорской мегазоны (синформы) (см. рис. 1). Офиолиты и перекрывающие их островодужные комплексы обнажены на крыльях Берчогурской синклинали, сложенной франско-каменноугольными терригенно-карбонатными отложениями. Комплекс параллельных даек отличается прекрасной обнаженностью и полной разрезом, особенно по берегам р. Шулдак (рис. 13). Он одним из первых на основе структурных наблюдений и данных о составе пород был идентифицирован как комплекс параллельных даек разреза палеоокеанической коры [13, 16, 67, 77]. Толща подушечных базальтов выделяется как мугоджарский, а дайки – как актогайский комплекс.

В эрозионном срезе присутствует верхняя часть офиолитовой ассоциации, для которой реконструирован сводный разрез [28]: (1) полосчатый комплекс, представленный верлитами; (2) альбитизированные и амфиболитизированные первично пироксеновые такситовые габбро; (3) габбро-нориты; (4) габбро и габбро-долериты – реликты вторичных магматических камер; (5) комплекс дайка в дайке; (6) базальты; (7) кремни и эффузивные породы основного и среднего состава. В разрезе комплекса параллельных даек и эффузивов были выделены следующие горизонты:



**Рис. 13.** Схема геологического строения среднего течения долины р. Шулдак (по: [28] с изменениями)

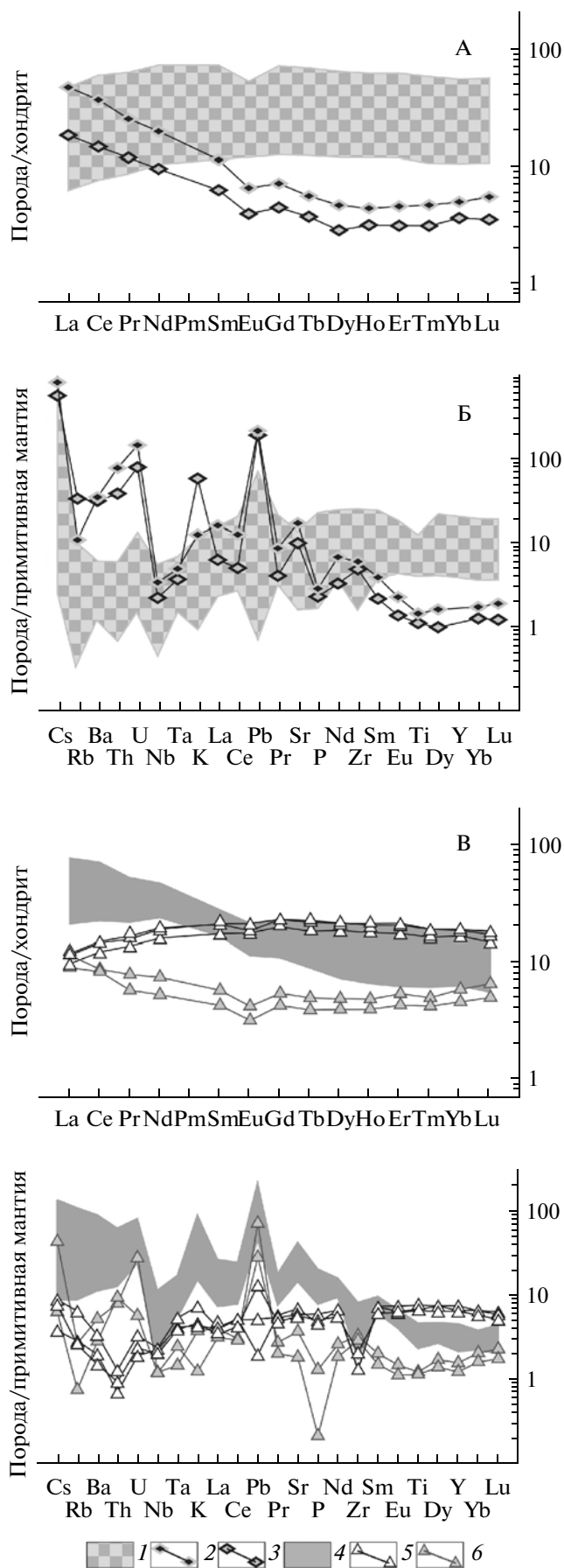
1 – куркудукская свита ( $D_2$ ): базальты, дациты, кремни, кремнистые сланцы; 2 – кварцевые диориты; 3–5 комплексы офиолитовой ассоциации: 3 – кумулятивные габбро, габбро-нориты, 4 – параллельных даек диабазов, габбро-диабазов (актогайский ( $D_{1-2}$ )), 5 – вулканогенный (мугоджарский ( $D_{1-2}$ )): подушечные базальты с прослоями кремней, яшм; 6 – разрывные нарушения: а – достоверные, б – предполагаемые; 7 – геологические границы; 8 – элементы залегания: а – слоистости вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, б – пакетов даек в комплексе параллельных даек; 9 – точки находок конодонтов

“корневой”, основной дайковый, дайково-лавовый (верхний) и подушечно-трубовых базальтов. Вмещающими породами для “корневого” горизонта служат амфиболитизированные габбро. Сам “корневой” горизонт образован габбро, габбро-долеритами, мелкозернистыми и криптокристаллическими долеритами, связанными между собой сложными взаимоотношениями. Отмечаются постепенные переходы между соседними раскристаллизованными дайкоподобными телами и наоборот – появление “плавающих” закалок – незакономерно, хаотически распределенных криптокристаллических долеритов внутри полнокристаллических габбро и габбро-долеритов. Слияние различных по морфологии тел, увеличение степени их раскристаллизованности, сопровождающееся вырождением экзоконтактовых зон, закономерно происходит от верхних к нижним частям “корневого” горизонта. На отдельных участках встречены магматические брекчии, обломки в которых образованы мелкозернистыми и криптокристаллическими долеритами. “Корневой” горизонт связывается с участками развития верхних (вторичных) магматических очагов, продуцировавших комплекс параллель-

ных даек. Считается, что по апикальным частям данных камер проходила одна из зон деляминации океанической коры [28].

Комплекс “дайка в дайке” сложен афировыми, мелкозернистыми и плагиоклаз-порфировыми габбро-диабазами и диабазами, образующими двузакальные тела и полудайки мощностью 0.2–3.5 м, а также жилами мелкозернистых долеритов мощностью 0.2–0.3 м. Дайки и жилы имеют крутые, часто субвертикальные, падения и субмеридиональные север-северо-западные простирания (см. рис. 13). Матриksom для дайковых пакетов служат амфиболитизированные габбро, а также относительно более ранние тела даек и подушечные базальты. По зонам закалок и ксенолитам достоверно устанавливаются интрузивные соотношения краевых даек с габбро. Внутри дайкового комплекса скрины габбро маломощны – до 1 м, и в основном встречаются только в узкой зоне шириной не более 20–25 м на удалении от контакта. Единичные скрины встречены на удалении 150–200 м от контакта с телом габбро.

Предшественниками [28] в поле развития комплекса параллельных даек были выделены следующие их генерации: “фоновая”, миницентровая



**Рис. 14.** Спектры распределения редкоземельных элементов и мультиэлементные спектры для вулканитов и ассоциирующих с ними даек (содержания нормированы по [108])

А, Б: 1–3 – Западно-Мугоджарская зона: 1 – диабазы актогайского дайкового комплекса и вулканиты мугоджарской свиты ( $D_{1-2}$ ), 2 – диориты ( $D_2$ ), 3 – андезиты куркудукской свиты ( $D_2$ ), В, Г: 4–6 – Кемпирсайский массив: 4 – габброиды кызылкаинского комплекса ( $D_1$ ), 5 – шандашинский комплекс параллельных даек ( $D?$ ), 6 – вулканиты акайской свиты (О)

и долеритовых жил. Ранняя, “фоновая” генерация, образует однозакальные пакеты и маломощные скрины пассивных даек в поле развития более поздних миницентровых генераций. Взаимно компенсирующие пакеты полудаек с противоположно направленными ориентировками закалок послужили основанием для выделения миниспрединговых центров, наложенных на габбро и дайки “фоновой” генерации. Дайки миницентровых генераций интродуцируют подушечные базальты, излившиеся, вероятно, на более ранних стадиях развития этих же миниспрединговых очагов. Жилоподобные извилистые маломощные тела афировых мелкозернистых диабазов являются секущими по отношению ко всем более ранним генерациям и связываются с реализацией сдвиговых напряжений на заключительной стадии функционирования верхних (вторичных) магматических камер [28].

Завершает разрез офиолитовой ассоциации толща базальтов (мугоджарская свита) – трубоподушечные лавы с прослоями и линзами гиалокластитов и красных яшм. В разрезе отмечаются силлы мелкозернистых афировых долеритов мощностью до первых десятков метров. Общая мощность разреза достигает 850 м [17, 21]. Мугоджарская свита согласно перекрывается куркудукской свитой (100–450 м) [17], состоящей из красных кремней и яшм, андезитовых и дацитовых порфириров, подушечных базальтов, силлов и потоков долеритов и коматиитов [81]. Выводы о возрасте мугоджарской и куркудукской свит основываются на находках конодонтов [11, 17–19, 36, 77]. Отмечается, что “в прослоях яшм мугоджарской свиты найдены конодонты зоны *inversus* (середина эмса) и зон *costatus-ensensis* (эйфель – начало живета, причем вероятнее ранний эйфель, судя по конодонтам в перекрывающей куркудукской свите)” [36]. Между подушечными базальтами мугоджарской свиты и дацитовыми порфирирами куркудукской свиты в обрыве, на правом берегу р. Шулдак залегает пласт красных плитчатых кремнистых алевролитов мощностью 0.2–0.4 м. В точке 1186 (48°33'51.4" с.ш., 58°43'53.7" в.д.) из алевролитов нами собраны конодонты *Polygnathus cf. robusticostatus* Bischoff et Ziegler, *Pando-*

rinellina cf. expansa Uyeno et Mason, Belodella sp. Комплекс примерно соответствует зоне *costatus* середины эйфельского яруса.

Породы вулканического комплекса, а также комплекса параллельных даек интрузируются штоками диоритов–кварцевых диоритов. Для пород штоков установлена геохимическая комплементарность с порфиритами куркудукской свиты.

Последовательное изучение петро-геохимических особенностей мугоджарского дайково-базальтового комплекса впервые было проведено геологами палеоокеанологической экспедиции под руководством Л.П. Зоненшайна [17, 26]. Более поздние данные приводятся в работах [28, 64, 65]. По результатам исследований делался вывод о том, что мугоджарский комплекс сформирован в обстановке СОХ.

Породы дайкового комплекса и ассоциирующие с ним вулканиды принадлежат к толеитовой дифференцированной базальт-андезибазальтовой серии (см. рис. 11). Содержание  $K_2O = 0.04–0.3\%$ ,  $Na_2O = 1.3–5.3\%$ , отмечается повышенное содержание  $TiO_2$  (до 2.2%). Значение  $\#Mg$  варьируют от 38 до 50. Графики распределения содержаний элементов-примесей в вулканидах и породах дайкового комплекса повторяют друг друга, различаясь только общей степенью обогащенности по всему спектру, что свидетельствует об их генетической общности (рис. 14). На спектрах распределения РЗЭ четко видно обеднение ЛРЗЭ, характерное для базальтов СОХ,  $(La/Yb)_n$  отношение не превышает единицы (0.4–0.9), а также небольшой Eu-минимум, увеличивающийся у более дифференцированных разностей. Мультиэлементные спектры имеют небольшие максимумы по К, Рb и U и минимумы по Ti, P, Zr и Nb. Отношение  $Th/Nb = 0.1–0.4$  и незначительно превышает значения характерные для базальтов СОХ (~0.15).

Вулканиды куркудукской свиты, согласно перекрывающие толеиты мугоджарской свиты, принадлежат дифференцированной базальт-андезидацитовый субщелочной серии с натровым типом щелочности ( $K_2O = 1.7$ ;  $Na_2O = 4.8$ ). Для вулканидов характерно низкое содержание  $TiO_2$  (0.24%),  $FeO_{общ.}$  (4.8%) и  $MgO$  (1.7%). Низкие отношения  $Ni/Co$  (~0.9) свидетельствуют о высокой степени дифференцированности расплавов. На спектрах распределения РЗЭ виден небольшой Eu-минимум, а также обогащение ЛРЗЭ, характерное для островодужных магматических пород ( $(La/Yb)_n = 4$ ). Мультиэлементные спектры имеют максимумы по К, U, Рb и Sr и минимумы по Ta и Nb. Породы имеют высокое отношение  $Th/Nb = 2.7$ . В целом вещественный состав характерен для пород островодужных серий.

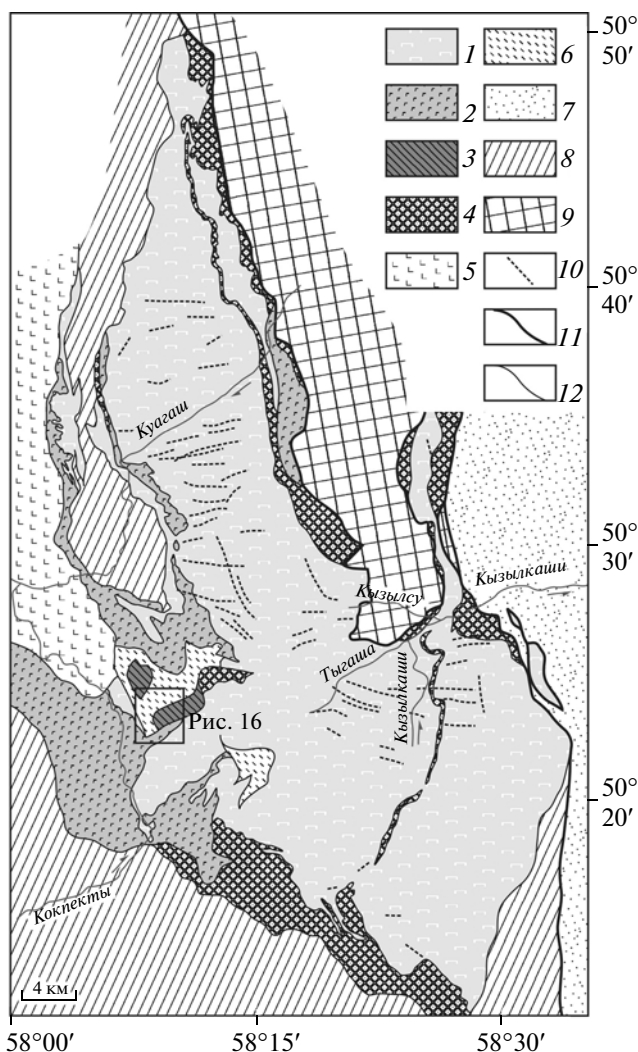
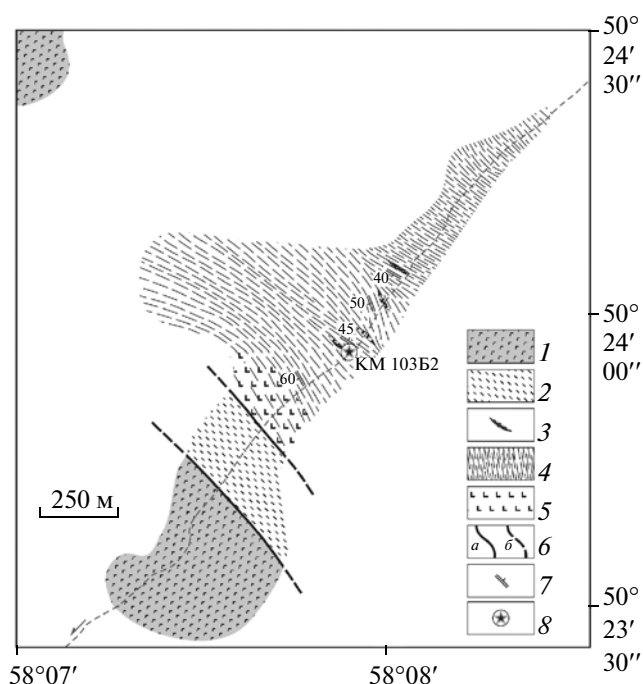


Рис. 15. Схема геологического строения Кемпирсайского массива со снятым чехлом мезозойских отложений (по: [58] с упрощениями и изменениями). Контуром показано положение участка на рис. 16

1–8 – Сакмарский аллохтон: 1–3 – комплексы офиолитовой ассоциации: 1 – дунит-гарцбургитовый: в различной степени серпентинизированные гарцбургиты, дуниты, реже лерцолиты, 2 – кокпектинский: оливниновое габбро, анортозиты, габбро, троктолиты, плагиоклазовые дуниты, дуниты, 3 – шандашинский (D?): диабазы, габбро-диабазы комплекса параллельных даек; 4 – кызылкаинский комплекс (D<sub>1</sub>): габбро, диориты, сиено-диориты, пироксениты, верлиты, дуниты; 5 – акайская свита (O): подушечные базальты с прослоями кремней, яшм; 6 – дергайшская и сакмарская свита (S–D<sub>1</sub>l) (нерасчлененные): базальты, фтаниты, кремнисто-углеродистые сланцы; 7 – зилаирская свита (D<sub>2</sub>fm): граувакковый флиш; 8 – прочие терригенные, кремнистые, вулканогенные комплексы Сакмарской зоны (PZ<sub>1–2</sub>) (нерасчлененные); 9 – лушниковский комплекс (V) – вулканиды дифференцированной серии, гранитоиды, а также перекрывающие вулканогенно-осадочные комплексы (PZ<sub>1–2</sub>) (нерасчлененные); 10 – тыгаинский комплекс: поздние (неоавтохтонные) дайки габбро-диабазов; 11 – разрывные нарушения; 12 – прочие границы комплексов



**Рис. 16.** Схема геологического строения комплекса параллельных даек в бассейне р. Кокпекты

1 – кокпектинский комплекс: оливиновое габбро, габбро, троктолиты; 2 – дергайшская и сакмарская свита (S-D<sub>1</sub>) (нерасчлененные): базальты, фтаниты, кремнисто-углеродистые сланцы; 3 – скрины габбро, диабазов, гранитоидов, кызылкаинский комплекс (D<sub>1</sub>) (вне масштаба); 4 – дайки диабазов, габбро-диабазов (шандашинский комплекс (D?)); 5 – подушечные базальты; 6 – разрывные нарушения: а – достоверные, б – предполагаемые; 7 – элементы залегания пакетов даек; 8 – точка отбора проб для выделения цирконов

### ДАЙКОВЫЙ КОМПЛЕКС ВЫСОКОТИТАНИСТОЙ ГРУППЫ ДИСКУССИОННОГО ВОЗРАСТА

#### *Сакмарская зона. Кемпирсайский массив*

Этот раздел посвящен комплексу параллельных даек крупнейшего на Южном Урале Кемпирсайского мафит-ультрамафитового массива (см. рис. 1). В массиве представлен полный разрез офиолитовой ассоциации. Изучению массива посвящено много работ, касающихся структуры, вещественного состава, возраста и истории формирования комплексов [1, 3, 11, 20, 22, 38, 58, 60, 62, 74, 75, 78, 92, 102].

Существуют различные схемы расчленения комплексов массива. Согласно схеме [58, 59, 62] (рис. 15) в структуре выделяются: (1) мантийные тектониты (реститы), представленные гарцбургитами, в меньшем количестве лерцолитами, дунитами; (2) полосчатый комплекс с пироксенитами и дунитами; (3) комплекс расслоенных габброидов; (4) изотропные габбро, плагииграниты, комплекс параллельных даек (шандашинская форма-

ция); (5) кызылкаинский дифференцированный пироксенит-габбровый комплекс; (6) толща подушечных базальтов ордовикского возраста. Данная схема вполне сопоставима со схемами других авторов по основным комплексам. Аналогом кызылкаинского комплекса, по-видимому, является комплекс, выделяемый в других работах как ассоциация калиевых габброидов [74], авгит-роговообманковые габбро [78], постофиолитовый комплекс базитовых даек [3]. Полосчатый комплекс и комплекс расслоенных габброидов слагают Кокпектинский массив на западной окраине Кемпирсайского массива и объединяются в кокпектинский комплекс.

Особенностью офиолитов Кемпирсайского массива является несоответствие установленного возраста plutонических пород (в основном девон) и вулканогенного разреза (ордовик). В северо-западной части Кемпирсайского массива Sm-Nd методом по минеральным изохронам возраст гарцбургитов, пироксенитов, вебстеритов и габбро оценивается интервалом 420–400 млн. лет [92]. Для кызылкаинского комплекса имеются близкие значения возраста: 420 млн. лет (Sm-Nd и U-Pb данные по циркону) по [62] и  $397 \pm 20$  млн. лет (Sm-Nd) [87]. Конкордантный возраст, полученный U-Pb методом по цирконам из пироксенитовых жил, содержащих флогопит и амфибол, составляет  $420 \pm 10$  млн. лет [92]. Предполагается [75], что эти жилы являются возрастным и формационным аналогом молотовского комплекса Хабарнинского массива. По данным [92] мантийные породы массива испытали метасоматоз в надсубдукционных условиях с участием флюида при прохождении базитовых расплавов.

В подошве Кемпирсайского массива распространены метаморфические породы. Протолитом для них послужили мафит-ультрамафитовые породы из разреза офиолитов и кызылкаинского комплекса [34, 62]. В метаморфитах проявлена зональность с переходом от гранатовых амфиболитов с реликтами эклогитов к зеленому сланцам. По метаморфогенным цирконам из амфиболитов в южной части массива определен возраст  $410 \pm 6$  [73] или  $400 \pm 2$  млн. лет [75]. Эти данные свидетельствуют о близком возрасте пород “метаморфической подошвы” Кемпирсайского и Хабарнинского массивов. Поздние магматические образования представлены жилами гранитоидов. По данным [73, 75, 76] дайка лампрофиноподобного калиевого габбро прорывается жилой биотит-гранатовых гранитов. Возраст цирконов из гранитов, определенный U-Pb методом (SHRIMP II), оценивается как  $388 \pm 5$  млн. лет.

Комплекс параллельных даек, выделяемый в рамках шандашинской формации долеритов, габбро-долеритов, изотропных габбро и базальтов, был изучен нами в юго-западной части массива, в



среднем течении р. Шиликты и в междуречье рр. Кокпекты и Шиликты (рис. 16). Небольшой фрагмент, обнажающийся в прирусловой части среднего течения р. Шиликты, образован афанитовыми диабазами и габбро-диабазами. Мощности полудаек составляют 0.6–0.7 м, закалки ориентированы в ЮЗ направлении. С востока на запад падения закалок сменяются от аз. пд. 200  $\angle$  45 до аз. пд. 210–215  $\angle$  80. Разрозненные выходы пород дайкового комплекса разделены мощными (десятьки метров) зонами, сложенными плейчатыми серицит-кварцевыми и кварц-серицитовыми сланцами с прослоями кварцитов (предположительно метаморфизованная сакмарская свита (S-D<sub>1</sub>)).

Более полный фрагмент комплекса параллельных даек обнажается в долине безымянного правого притока р. Кокпекты, примерно в двух километрах севернее (ниже по течению) от устья р. Шандыаша (см. рис. 16). Породы дайкового комплекса отделены от распространенных южнее и западнее офиолитовых габброидов Кокпектинского массива зоной разлома. Комплекс параллельных даек обнажен на отрезке около 1300 м в бортах оврага, протягивающегося вкост простирая дайковых тел. В данном пересечении преобладают аз. пр. 120–160, углы падения с юго-запада на северо-восток меняются от ЮЗ  $\angle$  50–70, через СВ  $\angle$  70–75 и вновь до крутых ЮЗ. К северо-западу от описываемого пересечения отмечены более пологие ( $\angle$  25–35) падения. В разрезе преобладают однозакальные полудайки с направлением закалок на Ю-ЮЗ, т.е. ось раскрытия (спрединга) находилась северо-восточнее в современных координатах. Мощности полудаек достигают 6 м, в среднем составляя 3–4 м, и незначительно уменьшаются с ЮЗ на СВ, т.е. от более ранних тел к более поздним. Основная часть даек сложена мелко-среднезернистыми афировыми габбро-диабазами. Мощность зоны закалки, сложенной афанитовыми диабазами, составляет 5–7 см. За зоной закалки следует зона мощностью 15–25 см сложенная микроструктурными диабазами. Породы комплекса параллельных даек повсеместно метаморфизованы в условиях верхов зеленосланцевой – низов амфиболитовой фации и рассланцованы. Локально диабазы и габбро-диабазы превращены в полосчатые амфиболиты. Наиболее рассланцованы закальные контакты даек.

В дайковом комплексе достоверно установлены частые скрины крупно-гигантозернистых амфиболовых габброидов. Отмечаются как массивные, так и такситовые разности. Неравномерный метаморфизм определяет зональное распределение биотита в породах. Габброиды связаны постепенными переходами с превращенными в гранат-биотит-полевошпатовые породы диоритами и сиено-диоритами. Наряду с преобладающими габ-

броидами в скринах установлены афировые диабазы и жилы гранофировых мелкозернистых гранитов. Мощности скринов составляют от 3 до 7 м, достигая 15–16 м. Контакты пород внутри скринов имеют аз. пр. 220 и они дискордантны по отношению к срезающим их дайкам. Скрины распределены в разрезе неравномерно. Учитывая особенности состава габброидов, диабазов и гранитоидов скринов, можно предположить, что они относятся к кызылкаинскому комплексу.

Для изученного фрагмента комплекса параллельных даек характерны мощные однозакальные тела мелко-среднезернистых габбро-диабазов с выдержанными на сотни метров углами падения. Структурные особенности комплекса позволяют предполагать стабильные условия растяжения по направлению вектора раздвигающихся блоков. Уменьшение мощностей полудаек от ранних к поздним может свидетельствовать об относительном уменьшении скорости раздвига. Признаков повторного растяжения не установлено. Исходя из особенностей структуры и состава пород описанного комплекса параллельных даек, можно предположить, что его образование связано со стабильными условиями концентрированного спрединга.

Породы изученного разреза по своим вещественным характеристикам разделяются на две геохимические группы. Первая объединяет габбро и дайки, которые находятся в скринах (кызылкаинский комплекс), а вторая – породы комплекса параллельных даек (шандашинский комплекс).

Породы кызылкаинского комплекса принадлежат к базальт-андезибазальтовой известково-щелочной серии с натровым и калий-натровым типом щелочности  $K_2O = 0.4–2\%$ ;  $Na_2O = 1.6–3.7\%$  с повышенным содержанием глинозема ( $Al_2O_3 = 14–17\%$ ) (см. рис. 11). Значение #Mg варьирует от 50 до 60, характерны невысокие отношения Ni/Co (0.8–2.6). На спектрах распределения РЗЭ (см. рис. 14) проявлено обогащение ЛРЗЭ,  $(La/Yb)_n$  отношение колеблется от 3 до 6. Мультиэлементные спектры имеют максимумы по Pb, K, Sr и минимумы по Nb, Ta и Zr, что характерно для островодужных магматических пород. Характерной чертой описанных пород является повышенное содержание Sr (500–750 г/т). По химическому составу дайки и габброиды этой группы сопоставимы с габброидами восточно-хабарнинского и молостовского комплексов Хабарнинского массива.

Породы шандашинского комплекса параллельных даек обладают геохимическими характеристиками, близкими к примитивным базальтам СОХ. Диабазы и габбро-диабазы принадлежат к толеитовой серии и по составу отвечают базальтам и андезибазальтам. Содержания оксидов в

них:  $K_2O = 0.1-0.2\%$ ;  $Na_2O = 2.2-3\%$ ;  $TiO_2 = 1.4-1.6\%$ ;  $MgO = 7.5-8.2\%$ ;  $Al_2O_3 = 13.3-14.4\%$ .  $\#Mg = 50-57$ . На спектрах распределения РЗЭ четко проявлено обеднение ЛРЗЭ, характерное для базальтов СОХ ( $(La/Yb)_n = 0.5-0.6$ ). Мультиэлементные спектры имеют небольшие максимумы по К, Рb, Sr и минимумы по Zr и Nb. Кызылкаинский комплекс в структурах, где он занимает обширные площади, сложен пластовыми интрузивными телами, а также ступенчатыми и ветвящимися дайками биотит- и амфиболсодержащих габбро, габбро-норитов, пироксенитов, амфиболовых габбро, редко кварцевых диоритов [58, 59, 62]. Породы метаморфизованы и представлены амфиболитами и амфиболизованными пироксенитами с флогопитом. Решение вопроса о соотношениях кызылкаинского комплекса с комплексом параллельных даек ранее было неоднозначным. Указывалось [58, 59], что “соотношение кызылкаинского комплекса с диабазами параллельных даек не вполне ясно, поскольку они встречаются вместе в сильно тектонизированных зонах”. В ряде работ [3, 74, 78] отражена точка зрения о том, что в описанном выше разрезе калиевые габброиды и гранитоиды слагают дайки, секущие комплекс параллельных даек. При этом для фрагментов комплекса параллельных даек мощностью до 500 м не отмечается присутствие скринов.

Кызылкаинский комплекс и его аналоги в структуре Хабарнинского массива имеют раннедевонский возраст. Для уточнения возраста комплекса в данном разрезе нами выделены цирконы из гранат-биотит-полевошпатовых пород (метасиенодиоритов) скринов. В точке КМ103Б2 ( $50^{\circ}23'59.8''$  с.ш.,  $58^{\circ}07'49.5''$  в.д.) U-Pb методом (SHRIMP II) получен возраст  $361.6 \pm 2.7$  млн. лет. Скорее всего, эти значения не отражают возраст протолита и проявленного в породах метаморфизма, а связаны с омоложением изотопной системы.

В существующих схемах возраст шандашинского дайкового комплекса увязывается с возрастом ордовикской толщи базальтов. Основанием служит сходство составов пород этих комплексов [11, 58, 62, 74, 78]. На западной окраине Кемпирсайского офиолитового массива распространена кремнисто-базальтовая акайская свита. По конодонтам доказывается ее ордовикский возраст [11, 12, 20, 22]. В разрезе преобладают афировые базальты с линзами силицитов. Акайская свита пространственно отделена от комплекса параллельных даек и слагает другой тектонический покров [58]. Породы свиты практически неметаморфизованы. Анализ состава базальтов свиты указывает на его вариации. По данным [62, 78] породы отвечают умеренно- и высокотитанистым базальтам СОХ. Проведенное нами опробование, помимо аналогичных составов, выявило, в основном, со-

ставы иного характера. На правом берегу р. Кокпекты вулканиды по составу отвечают базальтам толеитовой серии. Средние содержания оксидов в них  $K_2O = 0.8\%$ ,  $Na_2O = 3.5\%$ ,  $Al_2O_3 = 12\%$ ,  $TiO_2 = 0.25\%$ ,  $MgO = 5.5\%$ . От толеитов СОХ их отличает низкое  $\#Mg = 50-57$ . На спектрах распределения РЗЭ проявлено обогащение ЛРЗЭ ( $(La/Yb)_n = 1.8$ ), а также небольшой Eu-минимум. Мультиэлементные спектры демонстрируют обогащение крупноионными литофильными элементами и имеют максимумы по Zr, Рb, U и небольшие минимумы по Nb, Та и Р. Распределение РЗЭ и рассеянных элементов вулканидов отличается от такового у пород дайкового комплекса Кемпирсайского массива низкой степенью обогащенности элементами по всему спектру. По особенностям состава породы имеют надсубдукционный генезис. Учитывая эти данные, можно сделать вывод о присутствии в разрезе акайской свиты двух геохимических типов вулканидов: близких по составу вулканидам СОХ и толеитам островных дуг. Формирование толщи происходило, по-видимому, в обстановке задугового бассейна.

Приведенные данные определяют дискуссионность возраста шандашинского дайкового комплекса. Составы базальтоидов ордовикской толщи и дайкового комплекса имеют существенные отличия. В скринах дайкового комплекса находятся породы девонского кызылкаинского комплекса. Учитывая сходство составов пород шандашинского комплекса и девонского комплекса Западно-Мугоджарской зоны, а так же особенности структуры шандашинского комплекса, возраст его скорее является девонским. Однако, для окончательного решения этого спорного вопроса необходимо проведение дополнительных исследований.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

1. В структуре палеозоид Южного Урала и Мугоджар верхние части офиолитовых разрезов, представленные дайковыми и эффузивными комплексами, имеют ордовикский и девонский возраст. По структурным и петролого-геохимическим данным выделяются комплексы, сформированные в надсубдукционных обстановках и в спрединговых центрах типа СОХ.

2. Южный Урал является типовым регионом для разработки модели коллизии дуга—континент [36, 85, 97, 105]. Согласно этой модели конвергентные взаимоотношения плит в палеозоидах Южного Урала реконструируются начиная с раннего девона. Над возникшей в эмское время зоной субдукции стала развиваться Магнитогорская внутриокеаническая островная дуга, которая во второй половине девона столкнулась с пассивным краем континента Балтика. Полученные новые данные о разновозрастных офиолитовых

комплексах, позволили сделать предположение о существовании додевонской (ордовикской) зоны субдукции.

Ранее для средне-верхнеордовикских вулканогенных колчеданосных и туфогенных толщ в Кувандык-Медногорском районе была доказана их надсубдукционная природа. Это позволило реконструировать развивавшуюся в ордовике островную дугу [56]. К настоящему времени появились данные об аренигско-ашгиллском U-Pb (SHRIMP II) возрасте островодужной косистекской толщи, содержащей туфогенный материал андезит-дацит-риолитового состава и распространенной в Оренбургской и Актыубинской областях [54]. Позднеордовикский возраст ( $456 \pm 4$  млн. лет) имеют плагиограниты, ассоциирующие с комплексом параллельных даек в Рамазановском меланже Сакмарской зоны. Породы даек и плагиограниты по петро-геохимическим особенностям сопоставляются с аналогичными породами преддуговых надсубдукционных обстановок современной Пацифики. В пользу реконструкции ордовикской дуги свидетельствует так же присутствие ордовикских островодужных толеитов в структуре Кемпирсайского массива.

Ордовикский поляковский кремнисто-базальтовый комплекс сопровождается дайковой серией пород пикритового, пикро-базальтового, трахибазальтового состава. Содержания R3Э в породах даек, как и в вулканитах, соответствует содержаниям в обогащенных базальтах СОХ в базальтах океанических островов. Однако породы даек имеют отчетливый Ta-Nb-минимум, что свидетельствует о существенном вкладе надсубдукционной компоненты наравне с мантийноплюмовой. Эти особенности позволяют сравнивать породы поляковского дайкового комплекса с пикритами и магнезиальными базальтами в структуре островной дуги Соломоновых островов, где субдуцирует спрединговый центр бассейна Вудларк [99, 103]. Породы даек и вулканогенные породы поляковской свиты, по-видимому, имели разные источники расплава.

Корреляция ордовикских надсубдукционных комплексов Южного Урала с островодужными комплексами Тагильской зоны [7, 10, 80 и др.] позволяет предполагать, что это реликты первично единой островодужной системы. Имеющиеся различия в разрезах силура (в Тагильской зоне — островодужные комплексы, на Южном Урале — вулканогенные и осадочные комплексы задугового бассейна) объясняются присутствием в этих структурах различных фрагментов палеозойского латерального ряда.

3. Породы девонских дайковых и эффузивных серий, венчающих разрез офиолитов, представлены разными петро-геохимическими типами, объединенными в две группы: низкотитанистую и

высокотитанистую, которые формировались в разных геодинамических обстановках.

Среди пород низкотитанистой группы присутствуют бониниты или породы, отвечающие им по составу. Дайково-эффузивные комплексы служат фундаментом для девонских островодужных серий. Особенности состава и соотношения с перекрывающими их островодужными вулканитами позволяют считать, что формирование этих комплексов происходило в надсубдукционной обстановке и предшествовало основному этапу развития островной дуги. Дайково-эффузивный комплекс имеет раннедевонский возраст. Определенный по цирконам возраст плагиогранитов, ассоциирующих с дайками (~400 млн. лет) [4], что соответствует позднему эмсу. Эмский возраст по конодонтам имеет кремнисто-базальтовая толща Буйдинского участка — вероятный аналог нижней толщи баймак-бурибайской свиты.

Морфоструктурные особенности дайкового комплекса низкотитанистой группы отчетливо проявлены в Актау-Таналыкской зоне. Дайки представлены несколькими генерациями. В скринах даек поздних генераций содержатся габбро, деформированные дайки ранних генераций и эффузивы. Ранние и поздние генерации представлены диабазами и, в меньшем количестве, плагиориолитами и риодацитами, которые имеют одинаковые ориентировки, что дает основание считать их близкими по возрасту и образованными в одинаковых полях напряжений. Дайки имеют преимущественно субширотные простирания, а залегания их меняются от вертикальных до пологих южных и северных. С учетом положения зональных контактов полудаек, можно предположить, что на данной площади представлены дайки, образованные в разных спрединговых центрах. Раздвиг сопровождался деформациями субстрата и даек ранних генераций. На основе анализа морфоструктурных особенностей дайковых серий этой группы, выявленных в Актау-Таналыкском и других районах, делается вывод, что их формирование происходило в условиях рассеяного спрединга [47, 48]. Низкая титанистость, принадлежность к дифференцированной серии, присутствие пород кислого состава, могут быть интерпретированы, как признаки обстановки медленного спрединга [21, 33].

При изучении возраста цирконов из плагиогранитов, связанных с девонскими дайковыми комплексами низкотитанистой группы, возникла проблема, связанная с преобладанием в породах ксеногенных цирконов. В Чингизовском массиве в одной точке конкордантный возраст составил  $776.9 \pm 2.3$  млн. В другой точке выделяется кластер из 4-х значений в диапазоне 2484–2669 млн. лет и единичные значения от раннего протерозоя до среднего ордовика. Эти данные коррелируют-

ся с нашими результатами определения возраста цирконов методом SHRIMP II из жилы гранодиоритов, ассоциирующих с комплексом параллельных даек в Сакмарской зоне. На западной окраине Медногорска дайки и граниты слагают блок в структуре серпентинитового меланжа. В точке 7047 ( $51^{\circ}28'14.1''$  с.ш.,  $57^{\circ}32'20.7''$  в.д.) из 8 замеров 3 образуют кластер от 2573 до 2918 млн. лет. Более молодые значения имеют широкий диапазон. В дайке плаггиориолитов в Актау-Таналыкской зоне ксеногенные цирконы имеют возраст  $516.2 \pm 4.8$  млн. лет. Присутствие ксеногенных цирконов отмечается во многих магматических комплексах, ассоциирующих с офиолитами в разных зонах Урала. Кластеры докембрийских возрастов, вместе с более молодыми значениями, получены для дунитов Платиноносного пояса в Кытлымском [82] и Нижне-Тагильском массивах [30]. Присутствие древних ксеногенных цирконов связывается с контаминацией более древним веществом [37].

В структуре Буйдинского участка на севере Западно-Магнитогорской зоны тектонические покровы сложены ордовикским (поляковским) и раннедевонским (баймак-бурибайским) кремнисто-базальтовыми комплексами, возраст которых доказан по конодонтам. Комплекс параллельных даек, образующий обширные площади в пределах участка и имеющий в скринах породы полосчатого комплекса, имеет, вероятно, раннедевонский возраст. Породы офиолитов слагают обломочный материал в базальной микститовой пачке ниже-эйфельской ирендыкской свиты, сложенной островодужными вулканитами. Здесь же распространен более молодой комплекс параллельных даек низкотитанистой группы, образующий пакеты “дайка в дайке”, который прорывает островодужные вулканиты. Акцессорные цирконы из жил плаггиогранитов, сопровождающих дайки имеют возраст  $391.9 \pm 3$  млн. лет (поздний эйфель). Формирование пакетов даек, сходных со спрединговыми, происходило синхронно контрастному вулканизму карамалыташской свиты, который сопровождался образованием колчеданных залежей. Формирование карамалыташского комплекса связывается многими исследователями с расщеплением Магнитогорской дуги [24 и ссылка в этой работе].

4. Ранне-среднедевонский дайковый комплекс высокотитанистой группы распространен в Западно-Мугоджарской зоне. Конодонты в вулканогенной толще, ассоциирующей с дайками, относятся к интервалу от середины эмского по середину эйфельского яруса. Структурные особенности дайкового комплекса свидетельствуют о концентрированном характере спрединга. По составу породы даек и эффузивов близки базальтам СОХ, однако, с признаками надсубдукционной компоненты. Высокая титанистость,

низкая дифференцированность пород обнаруживают тенденцию, типичную для зон быстрого спрединга [33]. Формирование комплекса происходило в спрединговом центре задугового или междуугового бассейна вблизи зоны субдукции. Помимо состава, в пользу этого вывода свидетельствует согласное залегание на дайково-эффузивном комплексе среднедевонских островодужных вулканитов.

Возможно, девонский возраст имеет также шандашинский комплекс параллельных даек Кемпирсайского массива. По нашим данным скринны даек сложены комплексом калиевых габброидов, аналогом раннедевонского молостовского комплекса Хабарнинского массива. При попытке уточнить возраст по цирконам из сиено-диоритов скринов получены значения  $361.6 \pm 2.7$  млн. лет, отражающие омоложение изотопной системы. Близкие цифры, отличающиеся от основных значений возрастов, получены разными методами для магматических и метаморфических комплексов Южного Урала. Например, самые молодые цирконы из габбро-норитов восточно-хабарнинского комплекса (основные значения возраста 411–415 млн. лет) имеют возраст  $357 \pm 6$  млн. лет, а Sm-Nd возраст по этим же породам  $363 \pm 25$  млн. лет [42]. В цирконах из плаггиогранитов, ассоциирующих с комплексом параллельных даек Хабарнинского массива наряду с более древними значениями, группа замеров дала возраст  $362 \pm 2$  млн. лет [43]. Омоложенный Re-Os возраст  $366 \pm 2$  млн. лет имеют Co-Cu-колчеданные руды Дергамышской месторождения в Присакмаро-Вознесенской зоне [89]. На близком возрастном уровне проявлен метаморфизм гранито-гнейсов Сысертско-Ильменогорской зоны на севере Южного Урала [9]. Сходный интервал возраста, в основном регрессивного метаморфизма, установлен для эклогит-глаукофансланцевого максютовского комплекса зоны Уралтау [83, 90]. Вероятно, около 360 млн. лет назад произошло усиление эндогенной активности, связанное с поздним этапом эволюции зоны субдукции, повлиявшее на изменение изотопных систем.

Дайково-эффузивные комплексы высокотитанистой группы имеют разное структурное положение и представляют, по-видимому, разобщенные фрагменты единого палеоряда структур. Комплексы, протягивающиеся вдоль западной границы Магнитогорской мегазоны, не связаны стратиграфически с островодужными комплексами и, вероятно, представляют бассейн, располагавшийся между пассивной окраиной и Магнитогорской дугой. Реликтами бассейна, в котором формировались эти породы можно считать фрагменты кремнисто-базальтовых эмс-эйфельских толщ в структуре Присакмаро-Вознесенской зоны, Кракинских покровов, Сакмарской зоны. Ба-

зальты этих толщ по данным авторов и [63] отличаются высоким содержанием  $TiO_2$ .

В структуре Восточно-Магнитогорской зоны выделяется киембаевский спрединговый дайково-эффузивный комплекс позднемэссского возраста, формирование которого происходило синхронно баймак-бурибайскому комплексу западных зон Магнитогорской мегазоны [23, 24]. По составу он коррелируется с породами высокотитанистой группы. Баймак-бурибайский и киембаевский комплексы перекрываются островодужными вулканитами (являются додуговыми). Формированию обоих комплексов предшествовало формирование в раннем эмсе субшелочных магматических комплексов. Низкотитанистый баймак-бурибайский комплекс и его аналоги характеризуют фронтальную по отношению к зоне субдукции, а киембаевский – тыловую часть додугового надсубдукционного бассейна. Возможно, шандашинский дайковый комплекс Кемпирсайского массива и киембаевский комплексы сформированы в сходной геодинамической обстановке.

5. Развитие ордовикско-силурийской и девонской островных дуг и задуговых бассейнов разделяет этап изменения геодинамической обстановки в позднем силуре и начале девона. В это время образованы метаморфические породы гранулит-амфиболитовой ассоциации (“метаморфическая подошва” офиолитовых массивов) и интрузии дифференцированных мафит-ультрамафитовых комплексов [42 и ссылки в этой работе]. Эти комплексы отражают нестационарное развитие субдукционной системы, которое связывается с аккрецией блока субконтинентальной литосферы. Аккреция явилась причиной изменения скорости и угла погружения слэба, а также, возможно, спровоцировала его деламинацию и подток астеносферного вещества в образовавшееся “окно”. В результате геодинамической перестройки в эмское время, вероятно, с изменением полярности, произошло заложение новой зоны субдукции.

Развитие Магнитогорской дуги, начавшееся с позднего эмса, в позднем эйфеле прерывается из-за возникновения условий растяжения, приведшим к расщеплению дуги. В это время формируется контрастная колчеданоносная формация, замещающая ее фациально ярлыкаповская кремнистая толща [32] и дайковый комплекс типа “дайка в дайке”, прорывающий раннеэйфельские островодужные вулканиты. Актогайский и мугоджарский спрединговые комплексы, сформированные примерно в это же время, по-видимому, маркируют возникший за счет расщепления дуги бассейн.

6. Реконструированные ранне-среднепалеозойские структуры и события имеют аналоги на конвергентной окраине Юго-Западной Пацифи-

ки. Аналоги для низкотитанистого типа с бонинитами существуют в типовом для этих пород регионе Идзу-Бонинской дуги. Комплексы с высокотитанистыми породами сформированы в бассейнах, современные аналоги которых имеют преддуговое – бассейны Вудларк, Манус, или задуговое (междуговое) положение – бассейн Лау. Как правило, в этих бассейнах отмечаются высокие скорости спрединга. В бассейне Вудларк спрединг имеет признаки концентрированного, состав базальтов отвечает СОХ (содержания  $TiO_2$  1.5–2.2%, типичное распределение РЗЭ). По мере приближения к зоне субдукции, падающей от бассейна, в базальтах появляются признаки субдукционного генезиса. Это объясняется надсубдукционным положением участка литосферы до коллизии с плато Онтонг-Джава [96]. В бассейне Манус (море Бисмарка) установлено быстрое расширение литосферы (13.5–14.5 см/год) [109, 110]. Высокую скорость спрединга имеет бассейн Лау в северном сегменте [101], где распространены базальтоиды, в том числе отвечающие по составу базальтам СОХ [88].

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН “Строение и формирование основных типов структур складчатых поясов и платформ” и РФФИ, проект 11-05-00011.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абдулин А.А., Авдеев А.В., Сеитов Н.С.* Тектоника Сакмарской и Орь-Илекской зон Мугоджар. Алма-Ата: Наука, 1977. 238 с.
2. *Артюшкова О.В.* Биостратиграфия по конодонтам вулканогенно-осадочных отложений девона Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИНГ СО РАН, 2009. 40 с.
3. *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.
4. *Белова А.А., Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Дегтярев К.Е.* Раннедевонские надсубдукционные офиолиты в структуре Южного Урала // Геотектоника. 2010. № 4. С. 39–64.
5. *Богатов В.И., Костицын Ю.А.* Rb-Sr изотопный возраст и геохимия гранитоидов на севере Магнитогорского прогиба, Южный Урал // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1999. № 2. С. 34–41.
6. *Варлаков А.С.* Петрография, петрохимия и геохимия гипербазитов Оренбургского Урала. М.: Наука, 1978. 240 с.
7. *Волченко Ю.А., Иванов К.С., Коротеев В.А., Оже Т.* Структурно-вещественная эволюция комплексов Платиноносного пояса Урала при формировании хромит-платиновых месторождений уральского типа // Литосфера. 2007. № 3. С. 3–31 (ч. 1); № 4. С. 73–101 (ч. 2).

8. Вулканизм Южного Урала / И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов и др. М.: Наука, 1992. 197 с.
9. Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Сальникова Е.Б. и др. Позднедевонский гранито-гнейсовый комплекс Южного Урала // Докл. РАН. 2003. Т. 391. № 4. С. 502–506.
10. Десятниченко Л.И., Фадеичева И.Ф., Смирнов В.Н. и др. Позднеордовикско-силурийские вулканические комплексы Тагильской зоны (восточный склон Среднего Урала): вещественный состав, возраст, уточненная схема расчленения // Литосфера. 2005. № 1. С. 68–96.
11. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд. лет) и строения Урала. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 1998. 252 с.
12. Иванов К.С., Пучков В.Н. Геология Сакмарской зоны Урала (новые данные). Препринт. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 87 с.
13. Иванов С.Н., Кориневский В.Г., Белянкина Г.П. Реликты рифтовой океанической долины на Урале // ДАН СССР. 1973. Т. 221. № 4. С. 939–942.
14. Кабанова Л.Я. О строении баймак-бурибайского палеоостроводужного комплекса на Южном Урале // Ежегодник-86. Свердловск ИГиГ УрО АН СССР, 1987. С. 64–65.
15. Кабанова Л.Я. Петрохимические особенности пород бонинитовой серии в Баймак-Бурибайском комплексе на Южном Урале // Рудогенез. Сборник научных статей / Материалы международной конференции (2–7 февраля 2008 г.). Миасс–Екатеринбург: УрО РАН, 2008. С. 119–122.
16. Кориневский В.Г. Принципиальный вопрос стратиграфии силура Мугоджар // Ежегод. ИГиГ УНЦ АН СССР, Свердловск. ИГиГ УНЦ АН СССР, 1972. С. 136–138.
17. Кориневский В.Г. Геологический очерк Южных Мугоджар // История развития Уральского палеоокеана. М.: ИО АН СССР, 1984. С. 57–59.
18. Кориневский В.Г. Возраст вулканогенных толщ зеленокаменной зоны Мугоджар // Изв. АН Каз ССР. Сер. Геол. 1987. № 5. С. 51–57.
19. Кориневский В.Г. Возраст вулкаников Южных Мугоджар // Типы магматизма Урала, Информационные материалы. Свердловск: Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. 1987. С. 103–108.
20. Кориневский В.Г. Палеозойские офиолиты Урала // Геотектоника. 1989. № 2. С. 34–44.
21. Кориневский В.Г. Мугоджарский и баймак-бурибайский вулканогенные комплексы Южного Урала: сравнение // Металлогения древних и современных океанов-2008. Рудоносные комплексы и рудные формации. Научное издание. Миасс: ИМин УрО РАН, 2008. С. 318–320.
22. Коробков В.Ф., Новиков И.Н., Федоров В.И. Кемпирсайская офиолитовая ассоциация // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. Информационные материалы. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 56–74.
23. Косарев А.М. Вулканизм позднеэмского возраста Домбаровской зоны задугового спрединга: петролого-геохимические и геодинамические аспекты // Геологический сборник. № 8. Информационные материалы. ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. С. 112–119.
24. Косарев А.М. Геохимические особенности вулканогенных формаций Южного Урала и их продуктивность на колчеданное оруденение // Литосфера. 2010. № 3. С. 177–184.
25. Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулкаников Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. 2005. № 4. С. 22–41.
26. Кузьмин М.И., Альмухамедов А.И. Химический и редкоземельный состав базальтоидов р. Шулдак (Южные Мугоджары) // История развития Уральского палеоокеана. М.: ИО АН СССР, 1984. С. 126–139.
27. Кузьмин М.И., Кабанова Л.Я. Бонинитовые серии Южного Урала: геологическое и петрографическое описание, особенности состава и проблемы происхождения // Потенциальная рудоносность, геохимические типы и формации магматических пород. Новосибирск: Наука, Сиб. Отд-е, 1991. С. 156–173.
28. Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 490).
29. 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).
30. Малич К.Н., Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л. Архейский U-Pb изотопный возраст циркона дунитов Нижне-Тагильского массива (Платиноносный пояс Урала) // Докл. РАН. 2009. Т. 427. № 1. С. 101–105.
31. Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Сибай-Баймакского района Башкирии. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2002. 199 с.
32. Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 288 с.
33. Паланджян С.А. Особенности строения и состава океанической литосферы, формировавшейся при различных скоростях спрединга // Геотектоника. 2007. № 6. С. 78–94.
34. 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.
35. Путеводитель к полевым геологическим маршрутам совещания Проблемной комиссии IX: “Ранние стадии развития геосинклиналей и их офиолитовый комплекс”. Свердловск, 1985. 86 с.
36. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
37. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геоди-

- намики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграф-Сервис, 2010. 280 с.
38. *Пушкарев Е.В.* Петрология квазиplatformенной пироксенит-габбро-гранитной серии Кемпирсайско-Хабарнинского офиолитового комплекса (Южный Урал): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск: Ин-т геологии и геохимии, 1987. 35 с.
  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., Калеганов Б.А.* К-Аг датирование магматических комплексов Хабарнинского габбро-гипербазитового массива (Южный Урал) // Докл. РАН. 1993. Т. 328. № 2. С. 241–245.
  41. *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.
  42. *Пушкарев Е.В., Травин А.В., Кудряшов Н.М. и др.* Изотопная геохронология магматических и метаморфических комплексов Хабарнинского мафит-ультрамафитового аллохтона на Южном Урале и история его становления // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы третьей международной конференции. Т. 2. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2009. С. 125–132.
  43. *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.
  44. *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.
  45. *Пушкарев Е.В., Чант Р., Тэйлор Р.* Возраст габбро-ультрамафитового 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.
  46. *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.
  47. *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.
  48. *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.
  49. *Разумовский А.А., Белова А.А., Рязанцев А.В., Дегтярев 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: ИГГ УрО РАН, 2009. С. 142–145.
  50. *Ронкин Ю.Л.* Изотопы стронция – индикаторы эволюции магматизма Урала // Ежегодник-1988. Екатеринбург: ИГГ УрО АН СССР, 1989. С. 107–110.
  51. *Руженцев С.В.* Краевые офиолитовые аллохтоны. М.: Наука, 1976. 171 с. (Тр. ГИН АН СССР, Вып. 283).
  52. *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.
  53. *Руженцев С.В., Самыгин С.Г.* Структура и тектоническое развитие области сочленения Восточно-Европейской платформы и Южного Урала // Геотектоника. 2004. № 4. С. 20–44.
  54. *Рязанцев А.В., Белова А.А., Толмачева Т.Ю., Дубинина С.В., Аристов В.А.* Ордовикский возраст вулканогенных толщ в Сакмарской зоне Южного Урала: обоснование по конодонтам и аксессуарным цирконам (SHRIMP) // Тектоника, рудные месторождения и глубинное строение земной коры. Мат-лы Всероссийской научной конференции с международным участием, посвященной 100-летию С.Н. Иванова (IV Чтения памяти С.Н. Иванова). Екатеринбург: ИГГ РАН, 2011. С. 251–253.
  55. *Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Борисенко Д.В.* Тектоническое сближение палеозойских комплексов в девонской аккреционной структуре Сакмарской зоны Южного Урала // Общие и региональные вопросы геологии. Динамика формирования, структура, вещественный состав и полезные ископаемые складчатых систем и осадочных бассейнов различной геодинамической позиции. Проект А.0070 ФЦП “Интеграция”. М.: ГЕОС, 2000. С. 5–24.
  56. *Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Кузнецов Н.Б., Белова А.А.* Ордовикские структурно-формационные комплексы в аллохтонах Южного Урала // Геотектоника. 2008. № 5. С. 49–78.
  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. *Савельев А.А., Савельева Г.Н.* Офиолиты Кемпирсайского массива: основные черты структурно-вещественной эволюции // Геотектоника. 1991. № 6. С. 57–75.



59. Савельева Г.Н., Дегтярев К.Е., Борисенко Д.В. Офиолиты Южного Урала: реликты единой океанической структуры? // Очерки по региональной тектонике. Т. 1. Южный Урал. М.: Наука, 2005. С. 154–178.
60. Савельева Г.Н., Перцев А.Н. Мантийные ультрамафиты в офиолитах Южного Урала, Кемпирсайский массив // Петрология. 1995. Т. 3. № 2. С. 115–132.
61. Савельева Г.Н., Пучков В.Н., Спадеа П. Офиолиты Урала / Ред. Морозов А.Ф., Павленкова Н.И. Строение и динамика литосферы Восточной Европы: результаты исследований по программе EUROPROBE. Вып. 2. М.: Геокарт-ГЕОС, 2006. С. 421–436.
62. 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.
63. Салихов Д.Н., Якунов Р.Р. Геологическое положение и состав базальтов Межкрайинской зоны (Северная часть Зилаирского синклинория) // Литосфера. 2005. № 2. С. 60–68.
64. Семенов И.В. Палеоокеанический спрединговый вулканизм Урала и реконструкция параметров уральского палеозойского океана. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 362 с.
65. Семенов И.В. Конвекционно-спрединговые и мантийно-плюмовые процессы в формировании химического состава базальтов рифта Палеоуральского океана // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование / Отв. ред. Н.П. Юшкин, В.Н. Сазонов: Сборник научных трудов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 158–181.
66. Семенов И.В., Гревцов Г.А., Бельков Ю.П., Бобров В.Н. Новые реликты комплекса параллельных диабазовых даек в раннегеосинклинальных образованиях Урала // Ежегодник-1974 ИГиГ УНЦ АН СССР. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1975. С. 68–70.
67. Семенов И.В., Коленко Л.И., Штенке А.А. РЗЭ в базальтах вулканогенных формаций Уральской эвгеосинклинали // Элементы-примеси в минералах и горных породах Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 36–64.
68. Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. 318 с.
69. Серавкин И.Б., Косарев А.М., Горожанин В.М. Изотопные соотношения Rb и Sr и радиологический возраст вулканогенных комплексов баймак-бурибаевской (D<sub>1ems</sub>), ирендыкской (D<sub>1</sub>–D<sub>2e</sub>) и карамалыташской (D<sub>2e</sub>) свит // Геологический сборник № 3. Информационные материалы ИГ УНЦ РАН. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2003. С. 141–151.
70. Сондерс А.Д., Тарни Дж. Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 102–133.
71. Ферштатер Г.Б. Надсубдукционный интрузивный магматизм Урала // Геол. и геофиз. 2003. Т. 44. № 12. С. 1349–1344.
72. Ферштатер Г.Б., Беа Ф. Геохимическая типизация Уральских офиолитов // Геохимия. 1996. № 3. С. 195–218.
73. Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П., Краснобаев А.А. и др. Эволюция палеозойского интрузивного магматизма Среднего и Южного Урала // Литосфера. 2005. № 3. С. 57–72.
74. Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С., Пушкарев Е.В., Чашухина В.А. Габбро и гранитоиды, ассоциированные с гипербазитами Кемпирсайского и Хабарнинского массивов на Южном Урале. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. 74 с.
75. Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А. Обдукционный магматизм и сопряженная мигматизация (на примере Урала) // Литосфера. 2007. № 3. С. 66–85.
76. 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.
77. Формирование земной коры Урала / Ред. С.Н. Иванов, В.Н. Пучков, К.С. Иванов и др. М.: Наука, 1986. 248 с.
78. Эвгеосинклинальные габбро-гранитные серии / Ферштатер Г.Б., Малахова Л.В., Бородин Н.С., Рапопорт М.С., Смирнов В.Н. М.: Наука, 1984. 264 с.
79. 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.
80. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Платиноносный пояс Урала и Тагильская палеодуга: соотношение магматизма и геодинамики // Геотектоника. 2003. № 2. С. 75–86.
81. Ярославцева Н.С. Петрология и метаморфизм базальтоидов Зеленокаменной зоны Мугоджар. Алма-Ата: Наука, 1984. 172 с.
82. Bea F., Fershtater G.B., Montero P. et al. Recycling of continental crust into the mantle as revealed by Kytlym dunite zircons, Ural Mts, Russia // Terra Nova. 2001. Vol. 13. № 6. P. 407–412.
83. Beane R.J., Connelly J.N. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar, U-Pb, and Sm-Nd constraints on the timing of metamorphic events in the Maksyutov Complex, southern Ural Mountains // J. Geol. Soc. London. 2000. Vol. 157. P. 811–822.
84. Beccaluva L., Girolamo P.D., Macciotta G., Morra V. Magma affinities and fractionation trends in ophiolites // Ophioliti. 1983. № 8. P. 307–324.
85. Brown D., Spadea P., Puchkov V. et al. Arc-continent collision in the Southern Urals // Earth-Science Reviews. 2006. Vol. 79. P. 261–287.
86. Dilek Y., Furnes H. Ophiolite genesis and global tectonics: geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere // Geol. Soc. Am. Bull. 2011. Vol. 123. № 3/4, P. 387–411; doi: 10.1130/B30446.1.

87. *Edwards R.L., Wasserburg C.J.* The age and the emplacement of obducted oceanic crust in the Urals from Sm-Nd systematics // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1985. Vol. 72. № 4. P. 389–404.
88. *Falloon T.J., Malahoff A., Zonenshain L.P., Bogdanov Y.* Petrology and geochemistry of back-arc basin basalts from Lau Basin spreading ridges at 15°, 18° and 19° S // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1992. Vol. 47. № 1. P. 1–35.
89. *Gannoun A., Tessalina S., Bourdon B. et al.* Re-Os isotopic constraints on the genesis and evolution of the Dergamish and Ivanovka Cu (Co, Au) massive sulphide deposits, south Urals, Russia // *Chemical Geology.* 2003. Vol. 196. P. 193–207.
90. *Hetzel R., Rémer R.L.* A moderate exhumation rate for the high-pressure Maksyutov complex, southern Urals, Russia // *Geological Journal.* 2000. Vol. 35. P. 327–344.
91. *Jackson E.D., Thayer T.P.* Some criteria for distinguishing between stratiform, concentric and alpine peridotite-gabbro complexes // 24th International Geological Congress, Montreal. 1972. Proceedings, Section 2. P. 289–296.
92. *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.
93. *Nimis P., Omenetto P., Buschmann B. et al.* Geochemistry of igneous rocks associated with ultramafic-mafic-hosted Cu (Co, Ni, Au) VMS deposits from the Main Uralian Fault (Southern Urals, Russia) // *Contrib. Mineral. and Petrol.* Vol. 100. № 3–4. 2010. P. 201–214. doi: 10.1007/s00710-010-0134-6.
94. *Pearce J.A.* Supra-subduction zone ophiolites: the search for modern analogues / Dilek Y., Newcomb S. (eds.) *Ophiolite concept and the evolution of geological thought* // *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 373. 2003. P. 269–293.
95. Penrose field conference on Ophiolites // *Geotimes.* 1972. Vol. 17. P. 24–25.
96. *Perfit M.R., Langmuir C.H., Baekisapa M. et al.* Geochemistry and petrology of volcanic rocks from the Woodlark basin: addressing questions of ridge subduction / Taylor B., Exxon N.F. (eds.) *Marine Geology, Geophysics and Geochemistry of the Woodlark Basin-Solomon Islands.* Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Res. // *Earth Sci. Series.* 1987. Vol. 7. P. 113–154.
97. *Puchkov V.N.* The diachronous (step-wise) arc-continent collision in the Urals // *Tectonophysics.* 2009. Vol. 479. P. 175–184.
98. *Pushkarev E.V., Fershtater G.B.* Kempirsay and Khabarny ophiolite complexes in the South Urals: evolution from middle ocean to island arc spreading centre // *Abstract of the International Volcanological. Congr. Ancara.* 1994. P. 65.
99. *Ramsay W.R.H., Crawford A.J., Foden J.D.* Field setting, mineralogy, chemistry, and genesis of arc picrites, New Georgia, Solomon Island // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1984. Vol. 88. P. 386–402.
100. *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.
101. *Ruellan E., Delteil J., Wright I., Matsumoto T.* From rifting to active spreading in the Lau Basin – Havre Trough backarc system (SW Pacific): Locking/unlocking induced by seamount chain subduction // *Geochemistry geophysics geosystems.* 2003. Vol. 4. 21 p. doi: 10.1029/2001GC000261.
102. *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.
103. *Schuth S., Rohrbach A., Mänker C. et al.* Geochemical constraints on the petrogenesis of arc picrites and basalts, New Georgia Group, Solomon Islands // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2004. Vol. 148. № 3. P. 288–304.
104. *Sharaskin A.Ya., Pustchin I.K., Zlobin S.K., Kolesov G.M.* Two ophiolite sequences from the basement of the Northern Tonga arc // *Ofioliti.* 1983. Vol. 8. № 3. P. 411–430.
105. *Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhanina Y., Brown D.* Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the forearc-arc Complex // *Mountain building in the Uralides: Pangea to the present.* AGU Geophysical monograph series. 2002. Vol. 132. P. 101–134.
106. *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.
107. *Spadea P., Zanetti A., Vannucci R.* Mineral chemistry of ultramafic massifs in the Southern Uralides orogenic belt (Russia) and the petrogenesis of the Lower Paleozoic ophiolites of the Uralian ocean / Y. Dilek, P.T. Robinson (eds.), *Ophiolites in Earth History* // *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 2003. P. 567–596.
108. *Sun Sh.-Su, McDonough W.F.* Chemical and Isotopic Systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / A.D. Saunders, M.J. Norry (eds.) *Magmatism in the Ocean Basins* // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 1989. Vol. 42. P. 313–345.
109. *Tregoning P.* Plate kinematics in the western Pacific derived from GPS observations // *J. Geophys. Res.* 2002. doi: 10.1029/JB2001000406.
110. *Tregoning P., Lambeck K., Stolz A. et al.* Estimation of current plate motions in Papua New Guinea from Global Positioning System observations // *J. Geophys. Res.* 1998. doi: 10.1029/103.12.181–12.203.

Рецензенты: С.В. Руженцев, Г.Н. Савельева

# Geodynamic Formation Settings of Ordovician and Devonian Dike Complexes in Ophiolitic Sections of the Southern Urals and Mugozhary

A. V. Ryazantsev, A. A. Belova, A. A. Razumovsky, and N. B. Kuznetsov

*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia*

*e-mail: avryazan@mail.ru*

Received November 23, 2010

**Abstract**—The dike and volcanic complexes in the upper parts of the ophiolitic sections in the Paleozooids of the South Urals and Mugozhary are Ordovician and Devonian in age. Two types of Ordovician complexes are distinguished by petrology and geochemistry. One of these types is characterized by a suprasubduction forearc formation setting and the second type developed in spreading basins in close proximity to island arcs. The Ordovician dikes formed in the setting of suprasubduction forearc spreading occur as blocks in the melange of the Sakmara Zone. Zircons from the plagiogranite associated with the dikes are dated at  $456 \pm 4$  Ma. The Polyakovka dike complex in the north of the Cis-Sakmara–Voznesenka Zone is associated with basalts and cherts containing Ordovician conodonts. The dikes were probably formed during subduction of the spreading center; contributions of mantle-plume and subduction-related components are noted. Dike and volcanic complexes of Early–Middle Devonian age determined using isotopic and biostratigraphic methods are widespread. Two groups of complexes are distinguished by structural and geochemical features. The first group was formed in the setting of dispersed spreading in the second half of the Early Devonian. Boninites occur among the rocks of this group. The second group was formed in the setting of fast focused backarc spreading that developed up to the late Eifelian. Dike-in-dike suites close to the first group in composition cut through the Early Eifelian island-arc complexes in the frontal part of the arc. Zircons from the granitoid veins accompanying these dolerite dikes are dated at  $391.9 \pm 3$  Ma (late Eifelian).