

УДК 551.73

**ОФИОЛИТЫ В КОЛЛИЗИОННОЙ СТРУКТУРЕ ЮЖНОГО УРАЛА**

© 2003 г. С. В. Руженцев, Г. Н. Савельева

Представлено академиком А. Л. Книппером 11.03.2003 г.

Поступило 11.03.2003 г.

Офиолиты на Южном Урале представлены чрезвычайно широко. Они слагают как крупные аллохтонные пластины, так и отдельные блоки в тектоническом меланже и офиолитокластовых микститах. Офиолиты пространственно ассоциируют с вулканогенными толщами (O–D<sub>3</sub>), накопление которых происходило в бассейнах с корой океанического типа, и, следовательно, по крайней мере часть из них составляет прямые разрезы палеозойской океанической коры, сформированной в центрах спрединга океанского дна. Структурно-картировочные работы прояснили морфологию офиолитовых массивов и их положение в структуре уралид среди разнообразных вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ. Эти материалы дают возможность проследить основные этапы закрытия Палеоуральского океанического бассейна в процессе формирования аккреционно-коллизивной структуры при тектоническом совмещении Восточно-Европейского континента, островной дуги и Восточно-Уральского микроконтинента.

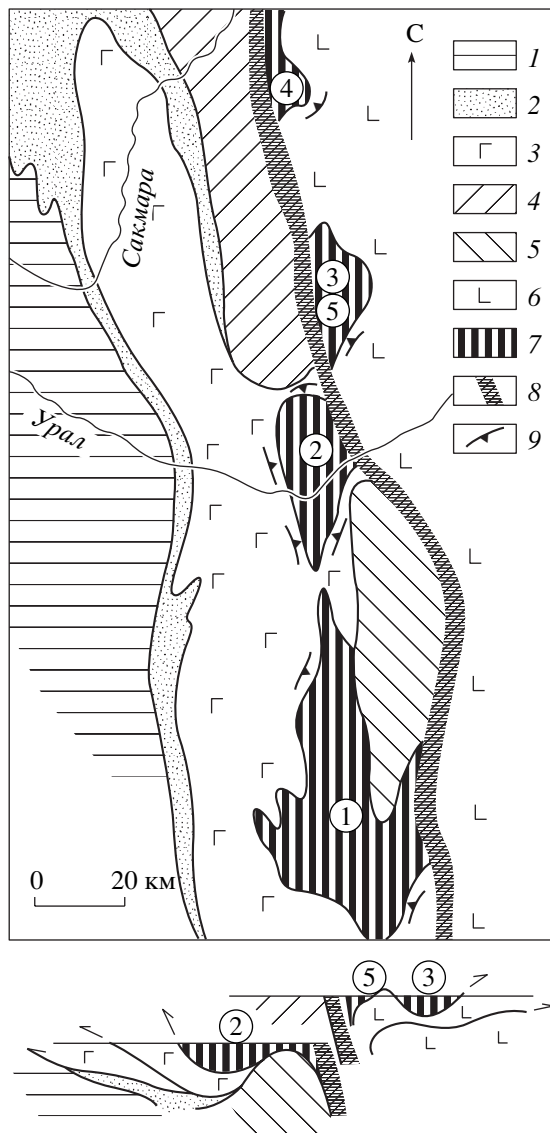
На Южном Урале с запада на восток выделяются следующие тектонические зоны (рис. 1): Предуральский краевой прогиб и Бельская (терригенно-карбонатная серия, O–P), Сакмарская (кремнистые, вулканогенно-осадочные и вулканогенные отложения, O–C<sub>1</sub>), Уралтауская (выступ протоуральского основания, рЄ<sub>3</sub>–PZ<sub>1</sub>) и Присакмарско-Вознесенская (кремни, вулканогенно-осадочные и вулканогенные отложения, O–C<sub>1</sub>). В покровно-складчатой структуре шельфовая серия Бельской зоны является параавтохтоном. Сакмарская зона – аллохтон, в пределах которого тектонически совмещены структурно-формационные комплексы, соответствующие континентальному склону и собственно палеоокеаническому бассейну. Присакмарско-Вознесенская зона рассматривается как корневая сутура Сакмарского аллохтона. Исследования по проекту “Уралсейс” [1] показали, что западное ограни-

чение этой зоны отображено в геофизических полях системой сейсмических рефлекторов, погружающихся на восток до глубины 30 км. Пространственно с ними совпадает пояс гравитационных максимумов, выраженных на поверхности цепочкой базит-ультрабазитовых массивов Главного Уральского разлома (ГУР).

На Южном Урале офиолиты приурочены в основном к Сакмарской и Присакмарско-Вознесенской зонам, где они образуют группу пространственно сближенных массивов. Наряду с такими крупными массивами, как Кемпирсайский, Хабарнинский и Халиловский, здесь присутствуют обширные поля серпентинитового меланжа и офиолитокластовых микститов. В перечисленных массивах установлена [2–4] относительная временная последовательность комплексов пород, составляющих офиолитовую ассоциацию: 1) ультраосновные мантийные реститы–гарцбургиты, реже лерцолиты и дуниты; 2) дуниты, верлиты, клинопироксениты, вебстериты, залегающие в основании плутонического корового комплекса; 3) расслоенное оливниное габбро, троктолиты, реже габбро-нориты (первая генерация габброидов); 4) дайковая серия диабазов, такситовое габбро; 5) подушечные толеитовые базальты ордовика; 6) дифференцированные габброиды (дайковые, жильные и пластовые тела), включающие габбро-нориты, вебстериты, клинопироксеновые дуниты, клинопироксениты, роговообманковое габбро и габбро-диориты (вторая генерация габброидов). Все перечисленные породы пересекаются мощными дайками диабазов (третья генерация габброидов). Во многих массивах мантийные ультрабазиты слагают большую часть офиолитового разреза.

Радиологические датировки магматических и метаморфических пород южноуральских офиолитов немногочисленны. Их анализ и структурно-петрологическая характеристика офиолитового разреза даны в работах [4, 5].

T.V. Thallamer с коллегами (устное сообщение) провели определения изохронного возраста двух образцов лерцолитов юго-восточной части Кемпирсайского массива по Sm–Nd-изохроне и получили значения  $487 \pm 54$  млн. лет. Эти же авторы



**Рис. 1.** Схема тектонической зональности и структурный профиль западного склона Южного Урала. 1, 2 – Предуральский краевой прогиб и Бельская зона (1 – флиш и моласса,  $C_1$ – $P$ , 2 – зилаирский граувакковый флиш,  $D_3$ – $C_1$ ); 3 – Сакмарская зона; 4, 5 – Уралтауская зона (4 – Уралтауская и 5 – Эбетинская антиформы); 6 – Присакмаро-Вознесенская зона; 7 – офиолитовые массивы; 8 – “Главный Уральский разлом” (корневая сутура офиолитовых аллохтонов); 9 – направления падения сместителей, подстилающих офиолитовые массивы. Цифры в кружках: 1 – Кемпирсайский, 2 – Хабарнинский, 3 – Халиловский и 4 – Байгускаровский массивы, 5 – Мазовская антиформа.

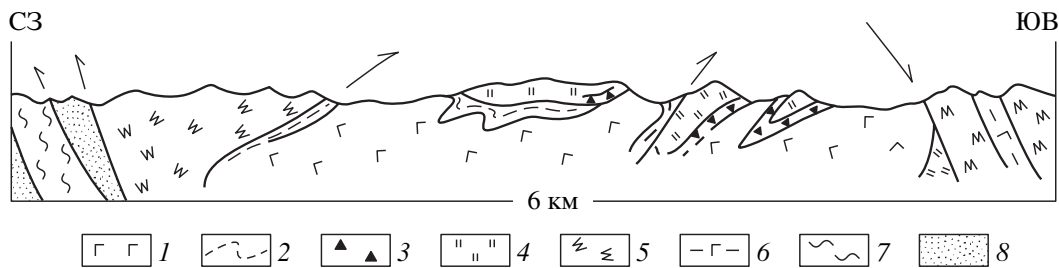
оценивают возраст дифференцированных габбро-пироксенитовых даек Кемпирсайского массива по  $U$ – $Pb$ -изохроне как  $420 \pm 10$  млн. лет.

Существующие радиологические датировки могут быть интерпретированы следующим образом. В раннеордовикское время при подъеме мантийного диапира в ходе спрединга океанической

коры формировалась мантийная часть офиолитового разреза. В это же время, вероятно, кристаллизовались ранние расслоенные габброиды, комплиментарные некоторой части реститового разреза, дайковая серия диабазов и подушечные лавы. После перерыва, в процессе деформаций океанической коры в нее внедрялись базитовые расплавы, из которых кристаллизовались дифференцированные серии габброидов второй генерации. В раннем девоне, после перерыва около 70 млн. лет, в ультрамафиты и расслоенное габбро снова внедряются базитовые расплавы, давшие поздние генерации диабазов и габброидов. Их формирование связано с магматическими очагами, располагавшимися в деплетированной мантии на удалении от центров спрединга. Именно в это время началось дробление и тектоническое скучивание блоков океанической литосферы, пластины которой начали выводиться к поверхности в раннем девоне (возраст амфиболитов в подошве Кемпирсайского массива  $397 \pm 5$  млн. лет [6]). Этот процесс, продолжавшийся в течение всего девона и раннего карбона, обусловил поднятие офиолитовых блоков на эрозионный уровень, отражением чего стало появление горизонтов офиолитокластовых микститов.

Конкретные структурные формы офиолитовых массивов, хотя и разнообразны, определяются в основном общим покровным строением региона. Так, например, Хабарнинский массив представляет собой синформу, расположенную между Уралтауской и Эбетинской антиформами (см. рис. 1). Было показано [7], что на западном крыле синформы базит-ультрабазитовые комплексы надвинуты на вулканогенно-осадочные отложения (O–D) Сакмарской зоны. На востоке офиолиты залегают на породах ( $rC_3$ – $PZ_1$ ), слагающих отмеченные антиформы. Офиолиты облекают их по периклинали, структурно смыкаясь с полосой серпентинитов, маркирующих ГУР. Иными словами, Хабарнинский массив – смятый тектонический покров, шарьированный в пределы Сакмарской зоны, а офиолиты ГУР – его корневая сутура.

Кемпирсайский массив расположен южнее Хабарнинского, являясь по существу его продолжением. Он также выполняет синформу и представляет собой мощный (до 10 км в его юго-восточной части) пакет смятых пластин ультрабазитов и габброидов, расслоенных горизонтами серпентинитовых бластомилонитов [3]. Как и в случае с Хабарнинским массивом, на западном крыле Кемпирсайской синформы офиолиты залегают на отложениях Сакмарской зоны, а на восточном – на породах Эбетинской антиформы. В юго-восточной части массива ультрабазиты структурно облекают периклираль последней, прослеживаясь уже в зоне ГУР.



**Рис. 2.** Геологический профиль через Мазовскую антиформу. 1–6 – Присакмаро-Вознесенская зона: 1 – базальты, кремни, известняки (дергайшская свита  $O_2-S_1ln$ ), 2 – фтаниты (сакмарская свита  $S_1ln-S_2$ ), 3 – микститы ( $D_2$ ), 4 – яшмы, глинисто-кремнистые сланцы (мазовская свита  $D_{1p}-D_{2e}$ ), 5 – ультрабазиты, 6 – базальты, фтаниты (сугралинская свита  $S_1$ ); 7, 8 – Уралтауская зона: 7 – кристаллосланцы, мраморы ( $P_{E_3}-P_{Z_1}$ ), 8 – песчаники, пестроцветные филлиты ( $O_1?$ ).

Таким образом, оба рассмотренных массива представляют собой деформированный покров, занимающий верхнее положение в структуре Сакмарского аллохтона. Становление этого покрова включает этапы выжимания существенно ультраосновных масс и шарьирование их к западу (здесь и далее современные координаты), деформации покровов, в результате чего в герцинской структуре Южного Урала офиолиты сохранились в ядрах Хабарнинской и Кемпирсайской синформ.

К северу от Хабарнинского находятся два офиолитовых массива: Халиловский и Байгускаровский. Оба расположены восточнее Уралтау (см. рис. 1). Халиловский массив сложен преимущественно гарцбургитами. В структурном отношении – это система пластин, разделенных горизонтами серпентинитового меланжа. Местами (нижнее течение р. Дергаиш) между ними зажаты клинья вулканогенно-кремнистых отложений силура. Вдоль западного контакта массива слагающие его ультрабазиты взброшены на метаморфические породы Уралтау. В центральной части массива расположена Мазовская антиформа, в пределах которой вскрыт следующий разрез (рис. 2): 1а) базальты с линзами известняков (нижняя толща дергайшской свиты; граптолиты *Criptogratus cf. teretinsculus* (His.), *Orthograptus* sp.,  $O_2llo-k_1$ ); 1б) базальты с прослоями фтанитов и известняков (верхняя толща дергайшской свиты, граптолиты  $S_1ln_{1-2}$  [8]); 2) фтаниты (сакмарская свита  $S_1ln_2-S_2$  [8]); 3) кремнеобломочные микститы (нижний возрастной предел  $D_{2e}$ ); 4) яшмы, глинисто-кремнистые сланцы (мазовская свита, конодонты  $D_{1p}-D_{2e}$  [9]); 5) ультрабазиты Халиловского массива. Горизонты 1–2 образуют непрерывный разрез; яшмы и подстилающие их микститы тектонически залегают как на базальтах, так и на фтанитах. Соответственно, перекрывающие их ультрабазиты образуют покров мощностью 0.7–1.0 км. В отличие от Кемпирсайского и Хабар-

нинского Халиловский покров имеет восточную vergentность шарьирования по отношению к сuture ГУР.

Байгускаровский массив представляет собой систему тектонических останцов, образованных ультрабазитами, местами интенсивно меланжированными. Комплекс пород, подстилающих ультрабазиты, представлен базальтами с прослоями яшм и фтанитов, которые прорваны многочисленными субвулканическими телами кварцевых порфиров и фельзитов. Толща охарактеризована конодонтами верхнего ордовика и граптолитами силура (данные Б.М. Садрисламова, А.А. Захарова и В.А. Маслова). Вулканиды образуют пакет пластин, “прослоенных” микститами, среди которых различаются следующие разновидности: офиолитокластовые, вулканомиктовые, кремневые и полимиктовые (смешение первых трех). Из кремневых фрагментов выделены конодонты верхнего лохкова, прагия, эмса и эйфеля [9]. Ультрабазиты Байгускаровского покрова залегают на всех перечисленных типах пород, выполняя ядра плоских синформ. В свою очередь, они перекрываются пластиной кремней, охарактеризованных конодонтами прагия, эмса, эйфеля и франа; последние надстраиваются граувакковым флишем зилаирской свиты ( $D_{3fm}-C_1$ ). По своей структурной позиции байгускаровские ультрабазиты сходны с халиловскими, отличаясь от них более высокой степенью тектонизации. Здесь шире развиты меланж и офиолитокластовые микститы, нижний возрастной предел которых определяется как эйфельский.

Породы офиолитовой ассоциации широко развиты и в Сакмарской зоне, где они образуют многочисленные тела серпентинитового меланжа. Серпентиниты располагались между литопластинами, тектонически прослаивая их, а перераспределение пластичной серпентинитовой массы при движении аллохтонов обусловило появление про-

трузивных серпентинитовых куполов и компенсационных мульд. Процессы структурной дезинтеграции литопластин и перераспределение серпентинитов по всему объему аллохтона шли синхронно, создавая максимальное насыщение аллохтона морфологически разнообразными телами меланжа. Другой характерной особенностью этой зоны является широкое развитие микстит-олистостромовых отложений. Микститы возникали здесь в прагие и эмсе (шандинская свита). Их образование сопровождалось появлением офиолитовой кластики. В дальнейшем этот процесс шел по нарастающей, достигнув максимума в позднем девоне–раннем карбоне (рысаевская олистострома [10, 11]). В это время в пределах Сакмарского бассейна сформировалась система кордильер, отражавшая процессы тектонического скупивания океанической коры и выведения на эрозионный уровень крупных офиолитовых блоков.

Анализ строения рассмотренных офиолитовых массивов показывает [5], что на ранних этапах их становления перемещался единый крупный (200–250 км) фрагмент океанической литосферы. Процесс его выведения к поверхности был длительным – как минимум весь девон и ранний карбон. Уже в раннем девоне появляются первые офиолитокласты, а в позднем девоне–раннем карбоне их объем достигает максимума. По-видимому, в девоне на поверхность выводились фронтальные (периферические) части офиолитовой пластины, которые при движении дробились на отдельные чешуи и меланжировались, образуя морфологически разнообразные тела. Наличие микстит-олистостромовых образований, переслаивающихся с морскими отложениями, указывает на то, что выведение офиолитов проходило в морских условиях (внутрибассейновые кордильеры). На поздних этапах развития покровно-складчатой структуры Южного Урала на поверхность выжимались внутренние глубинные части офиолитового аллохтона. Именно они сформировали верхний покровный элемент, шарьирование которого шло уже в наземных условиях.

Становление офиолитовых покровов Южного Урала проходило в следующих геодинамических условиях. Формирование аккреционной призмы, фрагменты которой сохранились в Сакмарском аллохтоне, началось в раннем девоне, в связи с субдукцией палеоуральской океанической литосферы (Сакмарский бассейн) к востоку, под образовавшуюся к этому времени островную дугу. Этот процесс продолжался в течение всего девона и раннего карбона и завершился коллизией Восточно-Европейская плита–островная дуга. В это время возникли первые офиолитовые покровы Сакмарской зоны. По-видимому, в сред-

нем девоне–фране началось и встречное движение Восточно-Уральского микроконтинента и Восточно-Европейской плиты в связи с изменением полярности субдукции (падение зоны субдукции к западу [12]); это движение сопровождалось выжиманием офиолитовых аллохтонов к востоку.

Заканчивая характеристику офиолитовых аллохтонов Южного Урала, отметим следующие основные положения:

1) офиолитовая сутура ГУР маркирует корневую зону офиолитовых аллохтонов;

2) собственно покровно складчатое сооружение представляет собой асимметричную дивергентную систему, в пределах которой офиолитовые массы выжимались как к западу (офиолиты Сакмарской зоны, Хабаровинского и Кемпирсайского массивов), так и к востоку (Халиловский и Байгускаровский массивы). В обоих случаях офиолиты слагали верхние элементы покровного пакета (дивертикуляционная позиция), залегая на разнообразных в формационном отношении отложениях ордовика–девона;

3) формирование покровно-складчатой структуры началось в раннем девоне, максимально проявилось в позднем девоне–раннем карбоне и завершилось в позднем палеозое, когда весь покровный пакет был шарьирован на край Восточно-Европейского континента;

4) становление дивергентной покровной системы Южного Урала обусловлено встречным движением литосферных плит, завершившимся коллизией Восточно-Европейский континент–островная дуга–Восточно-Уральский микроконтинент.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 02–05–64283 и 02–05–64652).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Глубинное строение и геодинамика Южного Урала / Под ред. А.Ф. Морозова. Тверь: ГЕРС, 2001. 286 с.
2. *Феритатер Г.Б., Бородин Н.С., Пушкарев Е.В. и др.* Габбро и гранитоиды, ассоциированные с гипербазитами Кемпирсайского и Хабаровинского массивов на Южном Урале. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. 77 с.
3. *Савельев А.А., Савельева Г.Н.* // Геотектоника. 1991. № 6. С. 59–75.
4. *Savelieva G.N., Sharaskin A.Ya., Saveliev A.A. et al.* // Tectonophysics. 1997. V. 276. P. 117–137.
5. *Савельева Г.Н., Дегтярев К.Е., Борисенко Д.В.* В сб.: Очерки по тектонике и геодинамике Ураль-

- ского и Центрально-Азиатского складчатого поясов. М.: ГЕОС, 2003.
6. *Edwards L.R., Wasserburg G.J.* // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1985. № 72. P. 389–404.
  7. *Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С. и др.* В сб.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971. С. 9–24.
  8. *Тищенко В.Т., Черкасов В.Л.* В сб.: Биостратиграфия и литология палеозоя Южного и Среднего Урала. Уфа: БФАН СССР, 1985. С. 3–8.
  9. *Руженцев С.В., Аристов В.А.* В сб.: Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. М.: ГЕОС, 2003. Т. 2. С. 161–165.
  10. *Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Борисенок Д.В.* В сб.: Геология девонской системы. Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 109–113.
  11. *Руженцев С.В.* // *ДАН.* 2002. Т. 386. № 4. С. 525–528.
  12. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.