

ГЕОХРОНОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 552.313:552.11:550.93(574.23)

**ШАЛКАРСКИЙ ОФИОЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС (Северный Казахстан):
СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ВОЗРАСТ, ГЕОХИМИЯ И ГЕНЕЗИС**

Н.Л. Добрецов, М.М. Буслов, Д. Рубатто*, И.Ю. Сафонова

*Институт геологии и минералогии СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Контюга, 3, Россия*

**Research School of Earth Sciences, Australian National University, Canberra, ACT 0200, Australia*

Шалкарский офиолитовый комплекс состоит из серии тектонических пластин, включающих в себя лавы, комплекс параллельных даек, расслоенный комплекс габбро и габбро-пироксенитов, прорванных дайками плагиогранитов. Тектонические пластины погружаются в северном направлении и приурочены к основанию крупного тектонического покрова, сложенного породами фрагмента Кокчетавского микроконтинента. Совместно фрагмент микроконтинента и офиолиты надвинуты на кокчетавский мегамеланжевый комплекс с породами высоких и сверхвысоких давлений. По химическому составу и структурному положению предполагается, что шалкарские офиолиты сформировались в условиях надсубдукционной зоны растяжения и принадлежат к обстановке начальной стадии формирования Степнякской островной дуги. Верхний предел возраста офиолитов определен как 485 ± 6 млн лет по цирконам из плагиогранитов методом U-Th-Pb SHRIMP. Возраст шалкарских офиолитов трактуется в пределах 495—485 млн лет. Этот интервал характеризует крупную перестройку в субдукционной зоне, что может быть связано с перескоком зоны субдукции в тыловую часть Кокчетавского микроконтинента и заложению в его пределах зоны растяжения с формированием офиолитов.

Офиолиты, комплекс параллельных даек, габбро-пироксениты, базальты, геохимия, геохронология, Кокчетавский микроконтинент.

**SHALKAR OPHIOLITE COMPLEX (northern Kazakhstan):
STRUCTURAL SETTING, AGE, GEOCHEMISTRY AND GENESIS**

N.L. Dobretsov, M.M. Buslov, D. Rubatto, and I. Yu. Safonova

The Shalkar ophiolite complex consists of a series of tectonic slabs including lavas, a complex of parallel dikes, and a layered complex of gabbros and gabbro-pyroxenites intruded by dikes of plagiogranites. The tectonic slabs are subsided northward and are confined to the base of a large nappe made up of rocks of the Kokchetav microcontinent. The ophiolites and fragment of the microcontinent are jointly thrust over the Kokchetav megamelange complex with HP-UHP rocks. It is inferred from the chemical composition and structural position that the Shalkar ophiolites formed under the conditions of suprasubduction zone of extension and occur in the setting of the initial stage of formation of the Stepnyak island arc. The upper age of the ophiolites is 485 ± 6 Ma, as determined for zircons from plagiogranites using the U-Th-Pb SHRIMP method. The age of the Shalkar ophiolites is within 495–485 Ma. This interval is marked by a considerable rearrangement in the subduction zone, which might have been due to the jump of the subduction zone to the hinterland of the Kokchetav microcontinent and to the origin of a zone of extension within its limits with the formation of ophiolites.

Ophiolites, complex of parallel dikes, gabbro-pyroxenites, basalts, geochemistry, geochronology, Kokchetav microcontinent

ВВЕДЕНИЕ

Базит-ультрабазитовые комплексы Северного Казахстана имеют длительную историю изучения. В первых обобщающих работах Н.П. Михайлова [1] были выделены: 1) щучинский перидотит-пироксенитовый комплекс (преимущественно серпентиниты, подчиненные габброиды, обычно превращенные в габбро-амфиболиты, и реже пироксениты и перидотиты), условно кембрийского возраста; 2) красномайский щелочно-ультраосновной комплекс (пироксениты, шонкиниты, монцогаббро, сиениты, карбонатиты, флогопитовые метасоматиты), условно среднепозднекембрийского возраста; 3) златогорский перидотит-пироксенит-норитовый комплекс (дуниты, перидотиты, троктолиты, нориты, габбро, габбро-

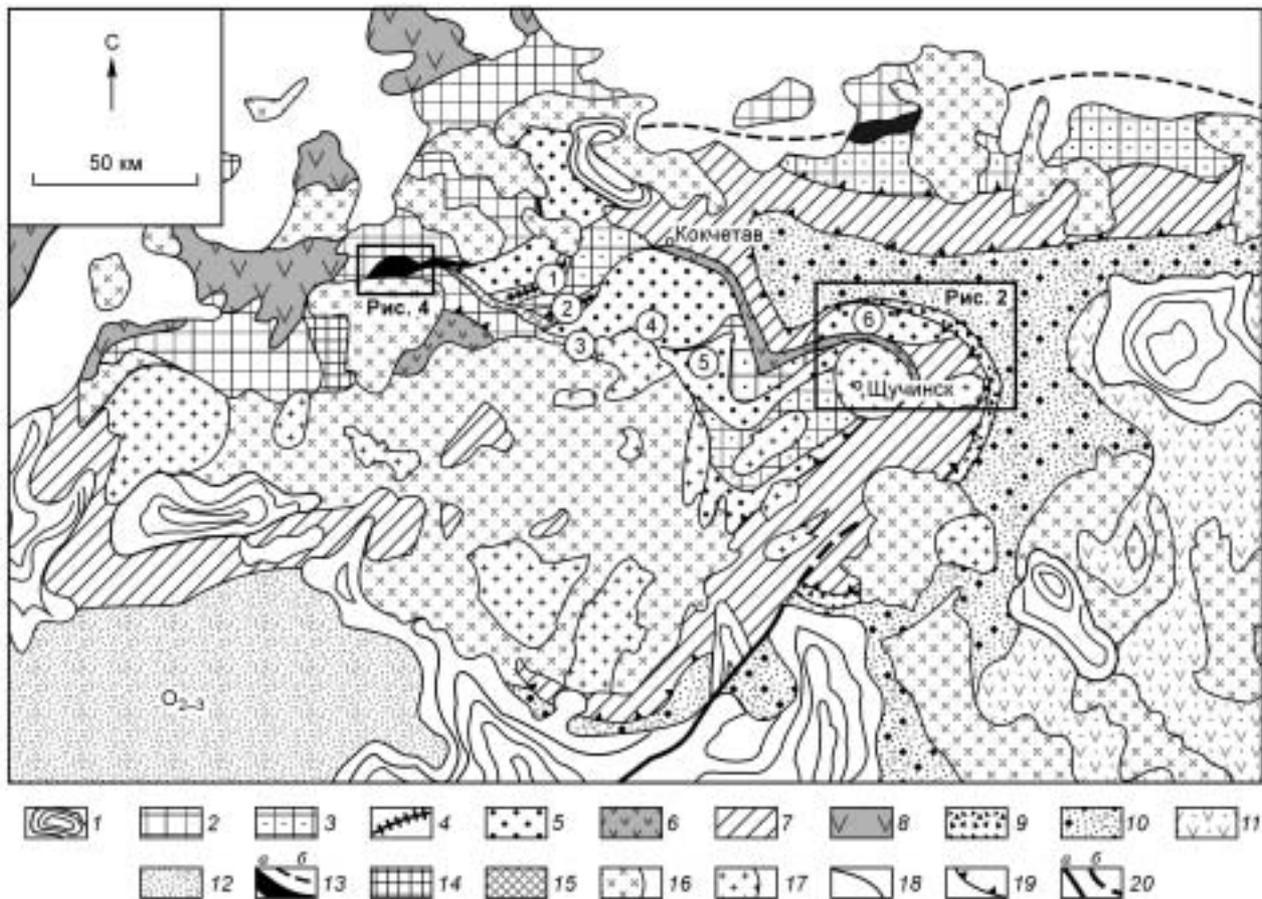


Рис. 1. Тектоническая схема Северного Казахстана с положением базит-ультрабазитовых комплексов.

1 — девонско-поздепалеозойские вулканогенно-осадочные бассейны, 2, 3 — фрагменты Кокчетавского и Шатского (к северовостоку от г. Кокчетав) микроконтинентов: 2 — с диафторезом в зеленосланцевой фации, 3 — с осадками, метаморфизованными в зоне субдукции до амфиболитовой фации; 4, 5 — мегамеланжевый пояс (террейны палеосубдукционной зоны): 4 — алмазосодержащие гнейсы и коэситовые эклогиты (цифрами в кружках обозначены террейны: 1 — Барчинский и 2 — Кумдыкольский), 5 — другие террейны, содержащие эклогиты, гранатовые амфиболиты, гранатовые перидотиты среди гранитогнейсов и слюдяных сланцев (террейны: 3 — Сулутобинский, 4 — Энбек-Берлыкский, 5 — Кулетский, 6 — его аналоги к северу от г. Щучинск); 6 — вендские(?) вулканогенно-осадочные породы в составе аккреционной призмы; 7 — раннеордовикская аккреционная призма, включающая фрагменты офиолитов щучинского комплекса, условно вендско-раннекембрийского возраста; 8 — вендско-кембрийские островодужные вулканогенно-осадочные породы Ишимской дуги; 9 — позднеаренигская синтетектоническая олистострома; 10 — ордовикские вулканогенно-осадочные породы Степнякского прогиба; 11 — ордовикские вулканогенные образования Степнякской островной дуги; 12 — средне- и верхнеордовикские шельфовые(?) толщи; 13 — позднекембрийско-раннеордовикские шалкарские офиолиты и их возможные аналоги: а — выявленные, б — предполагаемые; 14 — условно средне- и позднекембрийский красномайский щелочно-ультраосновной комплекс; 15 — условно средне- и позднеордовикские габбро-пироксенит-нориты Златогорского расслоенного массива; 16 — ордовикско-силурийские граниты; 17 — девонские граниты; 18 — деформированные плоскости позднекембрийско-раннеордовикских разломов; 19 — позднеаренигско-карадокский фронтальный надвиг кокчетавского субдукционно-коллизийного комплекса на Степнякский прогиб; 20 — позднепалеозойские сдвиги: а — выявленные, б — предполагаемые.

нориты), условно средне- и позднеордовикского возраста. В состав златогорского комплекса были включены Шалкарский, Цуриковский, Чкаловский, Дубровский, Жолдыбайский, Шатский и др. массивы, имеющие близкий породный состав.

С небольшими вариациями аналогичные схемы расчленения габбро-ультраосновных пород повторялись в последующих работах. Начиная с 80-х годов, часть базит-ультрабазитовых пород Казахстана стали относить к офиолитам, объединяя их с ассоциирующими дайками, базальтами и осадками в реликтовые комплексы палеоокеанической коры [2—4, и др.], но предметом их изучения являлись комплексы прилегающих районов Центрального, Южного и Восточного Казахстана. Базит-ультрабазитовые комплексы Северного Казахстана в качестве офиолитовой ассоциации остались практически не изученными.

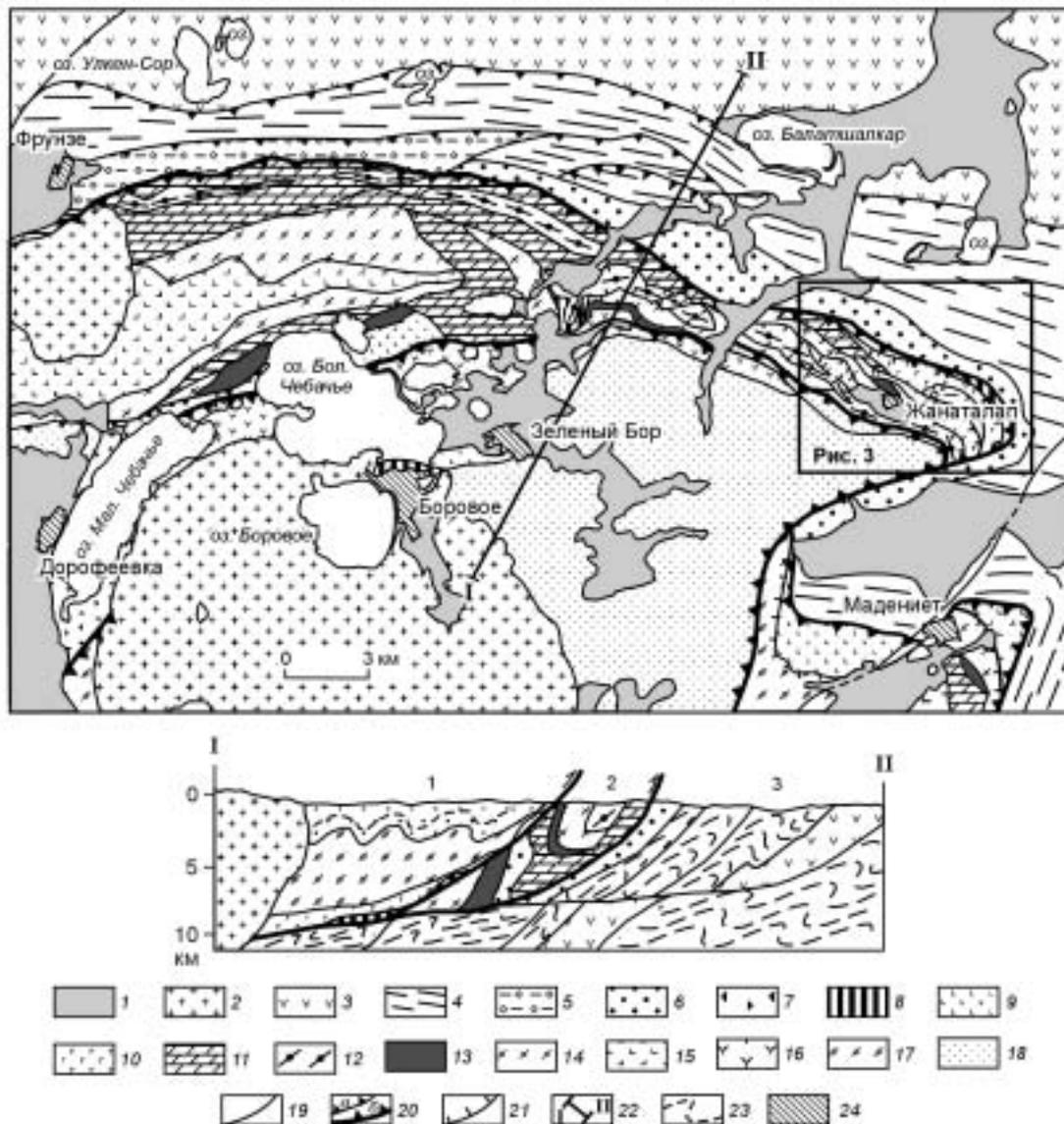


Рис. 2. Геологическая схема и разрез зоны сочленения Кокчетавского массива и Степнякского прогиба и положение офиолитов щучинского комплекса.

1 — неоген-четвертичные отложения; 2 — девонские граниты Боровского массива; 3–6 — образования Степнякского ранне- и среднеордовикского преддугового прогиба: 3 — тремадокские кремнисто-вулканогенные, 4 — лланвирн-раннекарадокские кремнисто-алевролитовые, 5 — раннеордовикские(?) конгломераты и песчаники, 6 — позднеаренигская олистострома; 7–16 — образования аккреционной призмы: 7 — раннеаренигская олистострома, 8–10 — щучинский поздневендско-раннекембрийский офиолитовый комплекс: 8 — серпентиниты и серпентинитовые сланцы, 9 — metabазальты, 10 — габбро-амфиболиты, 11 — докембрийские графитсодержащие слюдяные сланцы и амфиболсодержащие мраморы (шарыкская свита), подвергшиеся раннеордовикскому метаморфизму, 12 — докембрийские гранитогнейсы, подвергшиеся раннеордовикскому метаморфизму, включая бластомилонитизацию и милонитизацию, 13 — кембрийские кварц-мусковит-микроклиновые гнейсы с телами эклогитов и гранатовых амфиболитов, 14, 15 — венд-кембрийский островодужный(?) комплекс: 14 — амфиболиты и гнейсы, 15 — метагаббро-амфиболиты, 16 — венд-кембрийские(?) островодужные образования: андезитобазальтовые лавы и туфы, известняки; 17, 18 — докембрийские образования Кокчетавского микроконтинента: 17 — гранитогнейсы фундамента, 18 — кварцевые песчаники и хлорит-серицитовые сланцы чехла; 19 — позднепалеозойские сдвиги; 20 — раннесреднеордовикские надвиги: а — в пограничной полосе Степнякского прогиба, б — ограничивающие аккреционную призму; 21 — деформированные плоскости раннеордовикских надвигов; 22 — линия разреза (тектонические единицы: 1 — Кокчетавский микроконтинент, 2 — аккреционный комплекс, 3 — Степнякский преддуговой прогиб); 23 — элементы складчатости в чехле микроконтинента, 24 — населенный пункт.

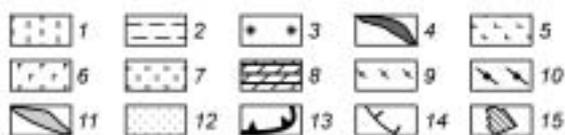
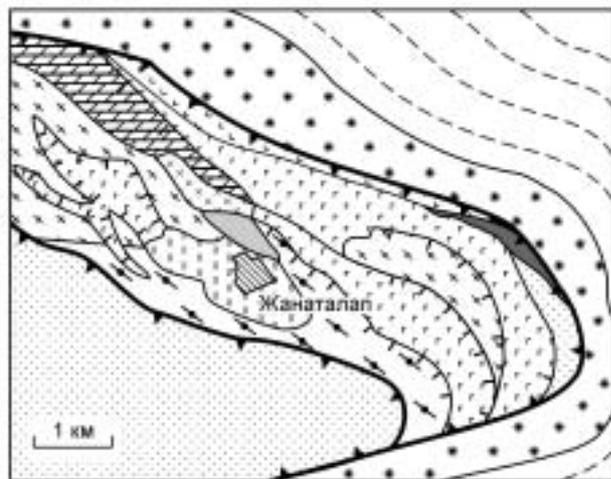


Рис. 3. Геологическая схема распространения офиолитов щучинского комплекса на участке пос. Жанаталап.

1 — неоген-четвертичные отложения; 2 — лланвирн-раннекарадокские кремнисто-алевролитовые образования Степнякского преддугового прогиба; 3 — позднеаренигская олистострома; 4—7 — щучинский поздневендско-раннекембрийский офиолитовый комплекс: 4 — серпентиниты и серпентинитовые сланцы, 5 — метабазалты, 6 — габбро, 7 — плагиограниты; 8 — докембрийские графитсодержащие слюдяные сланцы и амфиболсодержащие мраморы (шарыкская свита); 9 — докембрийские милонитизированные гранитогнейсы; 10 — милониты и бластомилониты по гранитогнейсам; 11 — кембрийские кварц-мусковит-микроклиновые гнейсы с телами гранатовых амфиболитов; 12 — докембрийские кварцевые песчаники и хлорит-серицитовые сланцы чехла Кокчетавского микроконтинента; 13 — ранне-, среднеордовикские надвиги; 14 — деформированные плоскости раннеордовикских надвигов; 15 — населенный пункт.

линзами офиолитового разреза, участвующими в сложной покровно-складчатой структуре Кокчетавской субдукционно-коллизонной зоны (рис. 1). В ее строении участвуют совмещенные в раннем ордовике террейны разной глубинности палеосубдукционной зоны и аккреционного клина [5—7]. Часть из них метаморфизованы совместно с породами мегамеланжевого комплекса, например, тальк-антигоритовые серпентиниты и тальк-антигоритовые сланцы в составе и в обрамлении Сулутобинского террейна, сложенного слюдястыми сланцами с телами эклогитов [5]. В большей мере перидотит-пироксенитовые тела щучинского комплекса, прорванные дайками плагиогранитов, совместно с серпентинитовыми сланцами и пластинами метабазалтов в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях метаморфизма участвуют в строении (см. рис. 1, 2) аккреционной призмы [5—7]. Наиболее полно фрагмент офиолитового разреза представлен (см. рис. 2, 3) в районе пос. Жанаталап. В составе покровно-чешуйчатой структуры участвуют серпентинитовые сланцы (мощностью до 30 м), амфиболитовые габбро и габбро-амфиболиты (мощностью до 100—120 м), прорванные плагиогранитами (мощностью до 20—30 м), пиллоу-лавы и пиллоубрекчии (мощностью до 100 м). Возраст щучинского комплекса не установлен, предположительно он может быть венд-раннекембрийским.

Красномайский щелочно-ультраосновной комплекс представлен интрузивными телами, приуроченными к границе мегамеланжевого пояса, и блоком Кокчетавского микроконтинента. Его породы интенсивно переработаны полихронными метасоматическими процессами, возраст которых Rb-Sr датированием определен около 460 млн лет [8].

Габбро-пироксенит-норитовые породы Златогорского массива, по данным бурения и геофизическим исследованиям, представляют собой пример классического расслоенного массива с хорошо выраженным концентрически-зональным внутренним строением с элементами магматической расслоенности и ритмичности [1].

Шалкарский массив и ряд перечисленных выше массивов златогорского комплекса, по нашим данным, могут быть отнесены к надсубдукционным офиолитам. Данного типа офиолиты, в отличие от океанических, в том числе щучинского комплекса, отличаются лучшей сохранностью внутренней структуры, включая нижний полосчатый пироксенит-габбровый комплекс, средний комплекс полосчатых роговообманковых габбро, верхний комплекс параллельных даек и базальты, ассоциирующие с кремнистыми породами. Однако они, в отличие от расслоенных интрузий Златогорского массива, подверглись тектоническим деформациям, широко проявленным в Кокчетавской субдукционно-коллизонной зоне.

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРОЕНИЕ ШАЛКАРСКИХ ОФИОЛИТОВ

Шалкарские офиолиты и ряд выходов златогорского комплекса протягиваются в субширотном направлении севернее и западнее г. Кокчетав вдоль границы крупного блока Кокчетавского микроконтинента и мегамеланжевого пояса (см. рис. 1, 4). Они расположены к северу от одноименного озера, имеют протяженность более 14 км и ширину от 3 до 6 км. Офиолиты находятся в окружении позднеордовикских и девонских гранитов. Вулканыты и дайки офиолитового комплекса около контакта с позднеордовикско-раннесилурийскими гранитами вблизи пос. Шалкар метаморфизованы в полосе до 500 м и пронизаны

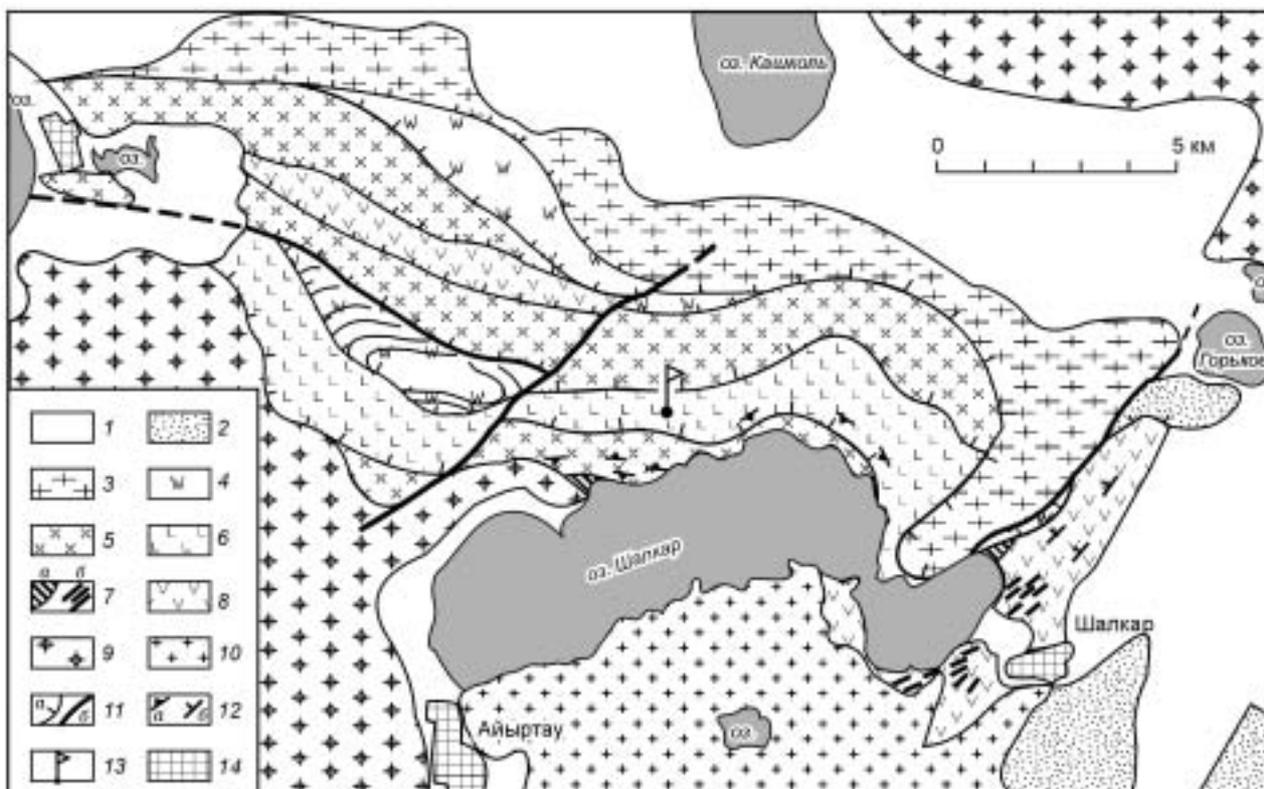


Рис. 4. Схема геологического строения шалкарского офиолитового комплекса.

1 — неоген-четвертичные отложения; 2 — средне-, позднеордовикская моласса; 3, 4 — Кокчетавский микроконтинент: 3 — гранитогнейсы, 4 — кварцевые песчаники и кварциты кокчетавской свиты; 5—8 — Шалкарский офиолитовый массив: 5 — нижний пироксенит-габбровый комплекс, 6 — среднее полосчатое габбро, 7 — комплекс параллельных даек (а), даек и силлов (б); 8 — базальты с кремнистыми прослоями; 9 — позднеордовикско-силурийские граниты и гранодиориты зерендинского комплекса; 10 — раннедевонские граниты; 11 — разломы: а — ранне-, среднеордовикские надвижки, б — позднепалеозойские сдвиги; 12 — элементы залегания: а — магматической полосчатости, б — слоистости; 13 — место отбора образца плагиигранитов 03-88-2; 14 — населенный пункт.

жильными телами. Офиолиты разделены на серию тектонических пластин, в которых они находятся, вероятно, в опрокинутом залегании. В целом тектонические пластины погружаются на север, а базальты и комплекс параллельных даек занимают нижний ряд, тогда как более нижние части офиолитовых разрезов — нижний полосчатый пироксенит-габбровый комплекс и средний комплекс слабполосчатых роговообманковых габбро, занимают верхние части тектонического пакета пластин. В его строении участвуют также гранитогнейсы и метаморфические сланцы, слагающие фундамент, и линзы кварцитов, кварцевых песчаников и кварцитосланцев кокчетавской свиты, представляющие чехол Кокчетавского микроконтинента.

На основании детального картирования мы интерпретируем структуру шалкарских офиолитов как покровно-чешуйчатую, расположенную в основании Кокчетавского микроконтинента и надвинутую совместно с ним на мегамеланжевый пояс (см. рис. 1, 4).

Контакты массива с вмещающими породами и сами вмещающие породы, как правило, не обнажены, поэтому такая интерпретация — одна из возможных. Но внутреннее строение офиолитов на северном берегу оз. Шалкар обнажено хорошо и интерпретируется однозначно. В составе перевернутого разреза шалкарских офиолитов выделяются четыре тектонические пластины (снизу вверх) следующего состава:

- пиллоу-лавы с кремнистыми породами, пересекаемые роями субпараллельных даек;
- комплекс параллельных даек (обнажается фрагментарно на северном и северо-восточном берегах озера);
- амфиболовые габбро слабо полосчатого (линзовидно-полосчатого) строения;
- габбро-пироксениты брекчиевидно-полосчатого строения.

По составу тектонические пластины соответствуют разрезу офиолитов, включающему нижний габбро-пироксенитовый комплекс, среднее полосчатое габбро, верхний комплекс параллельных даек и базальтов.



Рис. 5. Фотография комплекса параллельных даек.

1 — мелкозернистое габбро; 2 — мелкозернистый диабаз; 3 — крупнозернистый диабаз; 4 — среднезернистое роговообманковое габбро; 5 — зоны закалок.

Между тектоническими пластинами зажаты линзы пород Кокчетавского микроконтинента, который слагает большие площади к северо-западу от шалкарских офиолитов.

Нижний габбро-пироксенитовый комплекс обнажен на мысах северного побережья озера и в карьерах на северо-восток от него в основании высоты с отметкой 339 м. В карьере комплекс сложен чередованием верлитов, амфиболитизированных пироксенитов, габбро (от меланократовых до лейкократовых) с жилами пегматоидных роговооб-

манковых габбро и жилами плагиигранитов, из которых взята проба на получение цирконового возраста. Контакт меланократовых брекчиевидно-полосчатых габбро и средних более однородных среднезернистых амфиболовых габбро наблюдался на расстоянии более 1 км вдоль северного берега озера. Вдоль контакта наблюдаются зоны деформированных мигматитоподобных пород с многочисленными линзами и жилами диоритов и плагиигранитов, разнопорядковые складки и структуры течения. Судя по последним и преобладающим элементам залегания полосчатости, внутренняя структура тектонической пластины в целом падает на юг.

Средние габбро обладают невыдержанной линзовидной полосчатостью, которая сечется дайками диабазов и габбро-диабазов. Азимуты падения полосчатости меняются от северных до южных, отражая деформации габбро.

Дайковый комплекс представлен несколькими вариантами: отдельные дайки и рои даек в средних амфиболитизированных габбро; комплекс параллельных даек (рис. 5), рои параллельных даек в базальтах.

Базальтовый комплекс обнажен в восточной части озера, где во многих местах пронизан дайками, и выделен в северо-западной части массива (по отдельным выходам и высыпкам). В отдельных обнажениях хорошо видны пиллоу-лавы и пиллоу-брекчии с кремнистым цементом и отдельные линзы гиалокластитов с округлыми стекловатыми обломками. В центре более крупных (до 0,5 м) пиллоу хорошо видна вариолитовая структура.

Наиболее важным является обнаружение комплекса параллельных даек как доказательство обстановки растяжения и принадлежности массива к типичным офиолитам. Комплекс даек, наблюдавшийся на северо-западном побережье озера около дороги (см. рис. 5), представлен параллельными дайками диабазов, мелкозернистых габбро и диабазов, мощностью от 0,2 до 0,5 м с односторонними зонами закалки, и скринем (или дайкой?) среднезернистых роговообманковых габбро. Азимут простираения даек 320—330°. Другой выход параллельных даек наблюдался в отдельных выходах северо-восточного побережья озера. Здесь наблюдаются также и дайки кислого состава, которые, вероятно, связаны с проявлением девонских интрузий гранитов.

Рои параллельных даек среди базальтов наблюдались в карьере на восточном окончании озера, к северу от пос. Шалкар (см. рис. 4). Дайки представлены чередованием габбро, габбро-диабазов, диабазов, между которыми расположены полосы массивных и столбчатых базальтов с зонами эпидотизации. Также в этом районе широко развиты поздние дайки кислого состава, вероятно, девонского возраста.

Таким образом, в результате проведенных исследований закартирован и охарактеризован типичный разрез офиолитовых габбро, габбро-пироксенитов, дайкового комплекса и базальтов. Разрез деформирован, опрокинут и разделен тектонически на отдельные пластины, но многие характеристики офиолитов хорошо сохранены (см. рис. 4).

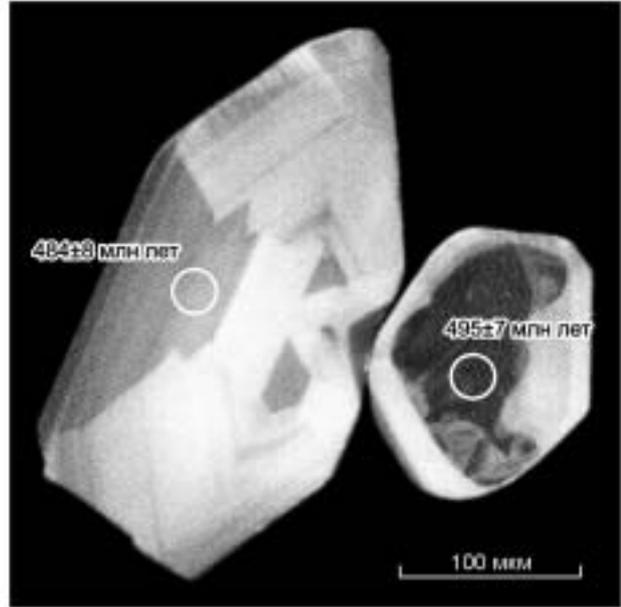
ВОЗРАСТ

Для определения возраста офиолитовой ассоциации изучался образец плагиигранита 03-88-2 (координаты 53°13'254" с.ш., 68°23'037" в.д.), прорывающего габбро-пироксеновый комплекс (см. рис. 4). SHRIMP-анализ цирконов из плагиигранитов проводился Д. Рубатто в Австралийском национальном университете. Образец содержит кристаллы циркона с хорошо проявленной зональностью (рис. 6). Такого типа зональность является типичной для магматических цирконов из габброидов или поздних дифферен-

Рис. 6. Католюминесцентный снимок кристаллов циркона из плагиогранитов (обр. 03-88-2).

циатов мафического магматизма, таких как плагиограниты. Множество изученных кристаллов имеют зональную структуру для краевых частей.

Проведены тринадцать U-Th-Pb SHRIMP анализов различных кристаллов. Содержание U изменяется от 53 до 457 г/т и для большинства анализов составляет 100 г/т, Th — в пределах 11—248 г/т; Th/U составляет 0,3—0,6, что характерно для магматических цирконов. Возраст кристаллов изменяется в интервале 460—495 млн лет. Статистический анализ позволил выявить два поздних возраста, которые связаны с потерей Pb. Остальные 11 анализов по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ указывают на возраст 485 ± 6 млн лет с MCWD, равной 1,6. Результаты анализа показаны на рис. 7. Выявлено, что нет различия между возрастом центральных и краевых частей кристаллов, что позволяет интерпретировать зональность в кристаллах как результат магматической кристаллизации. Этот возраст интерпретируется как время кристаллизации плагиогранитов, которые обычно проявляются на последних стадиях формирования офиолитовых ассоциаций. В целом возраст шалкарских офиолитов можно расценивать как поздний кембрий—ранний ордовик (495—485 млн лет) (рис. 6, 7).



ГЕОХИМИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Породообразующие оксиды определялись в Объединенном институте геологии и геофизики СО РАН (г. Новосибирск, аналитик к.г.-м. наук А.Д. Киреев) рентгенофлуоресцентным методом на аппарате „Научприбор“ в соответствии с ГОСТом 41-08-212-82, редкоземельные и редкие элементы — в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск, аналитик А.Ю. Митрофанова) методом ICP-MS на приборе Element-2 фирмы Finnigan.

В таблице представлены результаты изучения химического состава магматических пород шалкарских офиолитов: комплекса параллельных даек (далее диабазы) и эффузивов (далее базальтовый андезит). По содержанию кремнезема они охватывают интервал от основных до средних пород, по соотношению кремнезема и суммы щелочей (TAS) относятся к базальтам, трахибазальтам и базальтовым трахиандезитам. Содержание и характер распределения редкоземельных и редких элементов для изученных образцов очень близки между собой. По содержанию породообразующих элементов базальтовый андезит близок к щелочным разновидностям вулканитов островных дуг (например, Алеутской дуги), а диабазы — к высоко-Ti внутриплитным базальтам [9]. По редкоэлементному составу специфика изученных пород заключается в четко выраженном обогащении Ti (1,05 и 2,7 мас.%), Nb (20 г/т) и легкими РЗЭ (41—53 г/т) и обеднении такими несовместимыми элементами, как Zr, Hf, V и Eu.

В диабазах (обр. 03-87-3, 03-87-4) содержания TiO_2 и P_2O_5 варьируют от 2,6 до 2,8 и от 0,7 до 0,9 мас.% соответственно, а Al_2O_3 составляет 14,7 мас.%, что в среднем ниже, чем в островодужных толеитах (IAT). Величина Zr/Nb варьирует от 10 до 12, т. е. близка к таковым для OIB. Кривые распределения РЗЭ (рис. 8,а) показывают явное обогащение базальтов легкими РЗЭ с $\text{La}_N = 43$, $(\text{La}/\text{Yb})_N = 5,9—6,1$. Имеется Eu минимум. Степень дифференциации легких и тяжелых РЗЭ от средней до высокой: $(\text{La}/\text{Sm})_N$

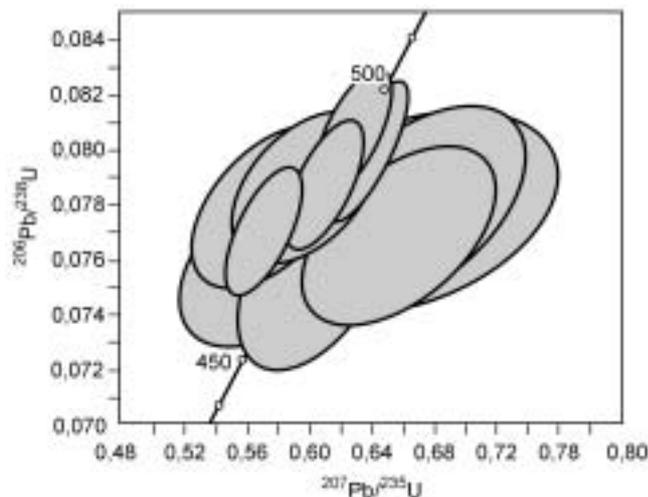


Рис. 7. Конкордиевая диаграмма SHRIMP датирования плагиогранитов (обр. 03-88-2).

Состав породообразующих оксидов и редких элементов магматических пород шалкарских офиолитов

Компонент	Номер образца		
	03-85	03-87-3	03-87-4
SiO ₂ , мас.%	55,05	48,59	49,29
TiO ₂	1,025	2,584	2,786
Al ₂ O ₃	16,66	13,72	13,3
Fe ₂ O ₃	8,89	14,46	14,83
MnO	0,146	0,22	0,22
MgO	3,94	4,58	4,3
CaO	3,27	8,49	8,23
Na ₂ O	3,6	2,77	1,81
K ₂ O	4,4	1,62	1,3
P ₂ O ₅	0,377	0,752	0,892
П.п.п.	2,23	2,05	2,22
Сумма	99,78	99,92	99,29
La, г/т	53,7	41,0	44,9
Ce	107,1	86,4	97,0
Pr	11,9	11,8	12,7
Nd	41,9	44,3	49,2
Sm	6,7	9,2	10,5
Eu	1,6	2,4	3,0
Gd	12,2	12,0	12,2
Tb	1,3	1,5	1,8
Dy	5,1	7,6	9,2
Ho	1,1	1,7	1,9
Er	2,7	4,4	5,3
Tm	0,4	0,7	0,8
Yb	3,2	4,5	5,1
Lu	0,4	0,6	0,7
Cr	32,6	24,3	23,9
Co	17,1	37,8	36,5
Ni	26,3	25,1	15,5
Sc	23,4	35,0	35,6
V	165	315	325
Rb	85	61	47
Sr	198	321	277
Ba	200	100	100
Ta	1,4	1,3	1,0
Nb	23,5	20,4	19,5
Zr	212	208	241
Hf	4,2	4,8	5,1
Th	20,9	6,9	8,6
Y	29,0	42,0	42,6
U	3,7	1,8	2,0
Pb	8,8	8,7	7,9

Примечание. Обр. 03-85 — базальтовые трахиандезиты из пиллоу-лав; базальты дайкового комплекса: обр. 03-87-3 (крупнозернистый диабаз), обр. 03-87-4 (мелкозернистый диабаз).

варьирует от 2,7 до 2,8, а $(Gd/Yb)_N$ — от 1,9 до 2,1. По распределению нормированных к примитивной мантии (pm) редких элементов (см. рис. 8,б) видно, что образцы имеют Nb минимум относительно La и Th $((Nb/La)_{pm} = 0,42—0,48, (Nb/Th)_{pm} = 0,35—0,27)$, что большинством исследователей считается характерным для базальтов, сформированных в надсубдукционных обстановках с участием материала континентальной коры (обогащение Th относительно Nb выше, чем обогащение La $((Th/Nb)_{pm} > (La/Nb)_{pm})$ (см. рис. 8,б) [10, 11].

Базальтовый трахиандезит (обр. 03-85) характеризуется средним содержанием титана и повышенным — фосфора, Al₂O₃ составляет 16,7 мас.%, что в среднем ближе к IAT, $Zr/Nb = 9$, что еще ниже, чем в базальтах. Кривая распределения РЗЭ (см. рис. 8,а) характеризуется еще большим обогащением легкими РЗЭ с $La_{N_{cp}} = 53,7 (La/Yb)_N = 11,3$. Имеется четкий Eu минимум. Степень дифференциации легких и тяжелых РЗЭ высокая: $(La/Sm)_N = 5$, а $(Gd/Yb)_N = 3,1$. На мультикомпонентном спектре редких элементов (см. рис. 8) виден также Nb минимум $((Nb/La)_{pm} = 0,42, (Nb/Th)_{pm} = 0,13)$, и обогащение Th относительно Nb еще более выраженное (см. рис. 8,б).

Повышенное содержание легких РЗЭ и Th говорит в пользу участия в расплаве корового компонента, что характерно для внутриконтинентальных и островодужных известково-щелочных и щелочных базальтовых серий, но при этом в последних уровень этих элементов ниже [12]. С другой стороны, высокие содержания титана и ниобия говорят в пользу участия в расплаве компонентов рециклированного субдуцированного слэба [13]. Поэтому возможной геодинамической ситуацией, в которой могли сформироваться породы подобного состава, можно предварительно принять обстановку задугового рифтинга с формированием расплавов при участии мантийных компонентов, обогащенных Nb и Ti, в комбинации с надсубдукционной обстановкой образования расплавов с последующим захватом ими материала континентальной коры.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Офиолиты, представленные габбро-пироксенитовым комплексом, комплексом параллельных даек и базальтами, являются индикаторами рифтогенно-спрединговых структур и характерны для обстановок открытых океанов, окраинных и задуговых морей (надсубдукционных зон растяжения). Последние формируются на начальных стадиях формирования энсиматических островных дуг, в том случае, когда происходит субдукция океанической коры под океаническую кору. При этом процессе в островной дуге происходит формирование магматических пород базальт-андезитового состава с характерным бонинитовым типом магматизма. Офиолитовые комплексы такого типа широко распространены в Урало-Монгольском поясе в составе позднедокембрийских и раннепалеозойских складчатых поясов [15, 16]. В случае

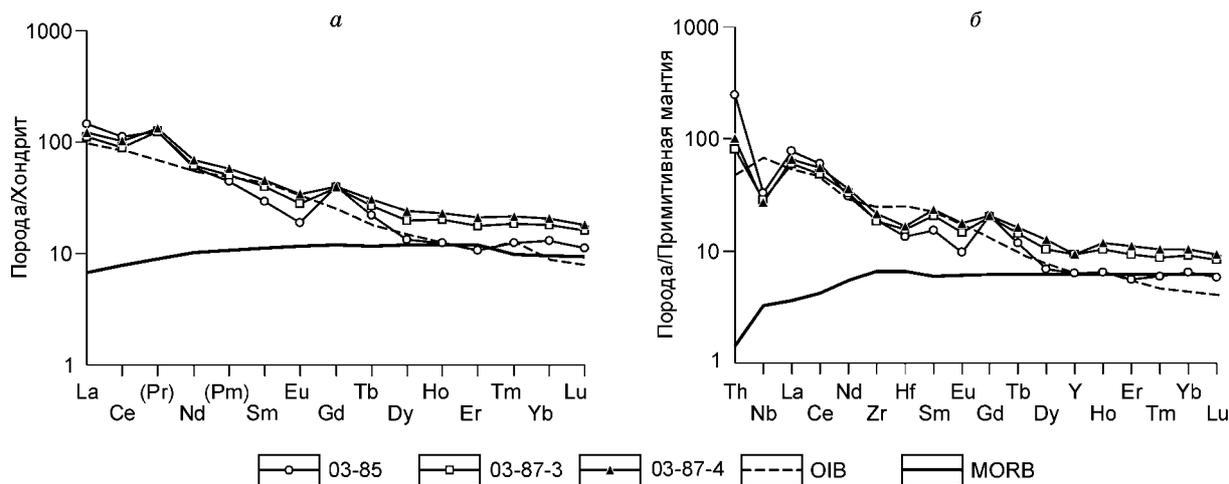


Рис. 8. Диаграммы распределения редких земель и элементов в базальтах из комплекса параллельных даек пиллоу-лава:

03-87-3 — крупнозернистый диабаз, 03-87-4 — мелкозернистый диабаз и 03-85 — пиллоу-лава; *a* — нормированные по хондриту кривые распределения редкоземельных элементов, *б* — мультикомпонентные диаграммы распределения редких элементов, нормированные по примитивной мантии. Нормировочные значения взяты из [14].

же коллизии микроконтинент—островная дуга происходит перескок зоны субдукции с заложением новой субдукционной зоны под аккреционным клином, в состав которого вошел микроконтинент. В этом случае обстановка коллизии сменяется обстановкой субдукции, что может привести к заложению надсубдукционной зоны растяжения и формирования в них офиолитовых ассоциаций. Обстановки такого типа пока слабо изучены. Мы предполагаем, что по совокупности тектонических, геохронологических и геохимических данных шалкарские офиолиты относятся к такому типу геодинамических структур, которые фиксируют начальную стадию формирования новой субдукционной зоны в тылу аккрецированного микроконтинента. Период проявления структуры такого типа должен быть кратковременным, так как заглубление субдукционной зоны приводит к формированию магматических образований островных дуг. На примере шалкарских офиолитов он оценен нами в 10 млн лет (495—485 млн лет). После их формирования проявился мощный островодужный магматизм ордовикской Степнякской дуги. Приведенные геохимические данные пород дайкового комплекса и базальтов шалкарского комплекса указывают на сложный характер магматической системы, что можно объяснить надсубдукционным происхождением офиолитовой ассоциации.

В работах [5—7] изложены представления о многостадийной венд-раннеордовикской тектонической эволюции Кокчетавского метаморфического пояса, содержащего породы ультравысоких и высоких давлений (УНР-НР). Субдукция литосферы Палеоазиатского океана, содержащей блоки континентальной коры, и двухэтапная коллизия Кокчетавского микроконтинента с венд-ордовикской островодужной системой в конечном итоге определили эксгумацию УНР-НР пород и формирование структуры Кокчетавского массива. В венде—кембрии произошло формирование кокчетавского субдукционно-коллизионного комплекса, который представляет собой совмещенные террейны различного уровня глубинности палеосубдукционной зоны и аккреционного клина. В период 495(500)—485 млн лет основные тектонические движения зафиксированы в аккреционной призме и, частично, в мегамеланжевой зоне. В этот же период произошел перескок зоны субдукции, что привело к формированию надсубдукционных шалкарских офиолитов (495—485 млн лет). Затем (485—460 млн лет) произошло заглубление субдукционной зоны и формирование преддугового бассейна и новой Степнякской островной дуги. Одновременно, в результате субдукционных процессов, Кокчетавский микроконтинент тектонически перекрыл и деформировал офиолиты, надвинув их на мегамеланжевый пояс, который, в свою очередь, надвинулся на Степнякский преддуговой прогиб [5—7].

Таким образом, в результате проведенных исследований выявлено, что Шалкарский офиолитовый массив состоит из серии тектонических пластин, включающих базальты, комплекс параллельных даек, полосчатое габбро, расслоенный комплекс габбро-пироксенитов, прорванный дайками плагиогранитов. Тектонические пластины погружаются в северном направлении и приурочены к основанию крупного тектонического покрова, сложенного породами Кокчетавского микроконтинента, надвинутого на мегамеланжевый комплекс с породами УНР-НР. Магматические породы из даек и эффузивов близки друг к другу по химическому составу, химическому распределению элементов-примесей с характерными евро-

пиевым и тантал-ниобиевым минимумами и повышенным содержанием легких РЗЭ. В целом по химическому составу они характеризуются как базальты от известково-щелочных островодужных до щелочных серий задуговых бассейнов и палеоокеанических островов. Сложный геохимический спектр шалкарских офиолитов может быть объяснен тем, что они сформировались в условиях надсубдукционной зоны растяжения и принадлежат к обстановке начальной стадии формирования островной дуги. Период формирования офиолитового массива определен как 495—485 млн лет. Он соответствует времени перескока субдукционной зоны в тыловую часть микроконтинента и началу формирования Степнякской островной дуги [6, 7].

Работа выполнена при поддержке гранта НШ-1247.2003.01 и РФФИ (проект № 05-05-64899).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Петрография** Центрального Казахстана, Т. 1. Интрузивные формации основных и ультраосновных пород / Ред. Н.П. Михайлов. М., Недра, 1971, 360 с.
2. **Ермолов П.В., Полянский Н.В., Добрецов Н.Л.** Офиолиты Чарского пояса // Офиолиты Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1981, с. 103—178.
3. **Якубчук А.С., Степанец В.Г., Новикова М.З. и др.** О выявлении осевой палеоспрединговой зоны в ордовикских офиолитах Центрального Казахстана // Докл. АН СССР, 1989, т. 303, № 5, с. 1198—1202.
4. **Авдеев А.С.** Палеогеодинамическая карта Южного Казахстана // Геология и геофизика, 1994, т. 35(7—8), с. 111—115.
5. **Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И. и др.** Венд-раннеордовикская геодинамическая эволюция и модель эксгумации пород сверхвысоких и высоких давлений Кокчетавской субдукционно-коллизиионной зоны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 2006, т. 47, с. 428—444.
6. **Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В.** Кокчетавский массив: деформированная кембрийско-раннекарадокская коллизиионно-субдукционная зона // Докл. РАН, 2005, т. 402, № 2, с. 1—5.
7. **Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И.** Кембро-ордовикская тектоническая эволюция Кокчетавского метаморфического пояса (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 2005, т. 46, с. 806—816.
8. **Летников А.Ф., Костицин Ю.А., Владыкин Н.В. и др.** Изотопные характеристики Красномайского комплекса ультраосновных щелочных пород (Северный Казахстан) // Докл. РАН, 2004, т. 399, № 6, с. 810—814.
9. **Фролова Т.И., Бурикова И.А.** Магматические формации современных геотектонических обстановок. М., Изд-во Моск. ун-та, 1997, 319 с.
10. **Arndt N.T., Albarede F., Nisbet E.G.** Mafic and ultramafic magmatism // Greenstone Belts / Eds. M.J. de Wit, L.D. Ashwal. Oxford, Oxford University Press, 1997, p. 233—254.
11. **Polat A., Kerrich R., Wyman D.A.** The Late Archean Schreiber-Helmo and White River-Dayohessarah greenstone belts, Superior Province: collages of oceanic plateaus, oceanic arcs and subduction-accretion complexes // Tectonophysics, 1998, v. 289, p. 295—326.
12. **Jenner G.A., Dunning G.R., Malpas J. et al.** The Bay of Islands and Little Port complexes, revisited: age, geochemical and isotopic evidence confirm suprasubduction-zone origin // Can. J. Earth Sci., 1991, v. 28, p. 1635—1652.
13. **Kerrich R., Polat A., Wyman D.A., Hollins P.** Trace-element systematics of Mg- to Fe-tholeiitic basalt suites of the Superior Province: implications for Archean mantle reservoirs and greenstone belt genesis // Lithos, 1999, v. 46, p. 163—187.
14. **Sun S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. London. Spec. Publ., 1989, v. 42, p. 313—345.
15. **Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Складаров Е.В., Медведев В.Н.** Марианит-бонинитовая серия и эволюция офиолитового магматизма Восточного Саяна // Геология и геофизика, 1986, (12), с. 29—35.
16. **Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М.** Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 182—199.

*Поступила в редакцию 25 июля 2005 г.,
после доработки — 31 октября 2005 г.*