



УДК (551.3.051:552.323.5):550.42(571.15+571.17)

ИЗУЧЕНИЕ ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ КАРТИРОВАНИИ НА ПРИМЕРЕ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ. Ч. 1

В. М. Исаков, К. В. Старосельцев

Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск

Приведены краткие сведения об истории становления взглядов на строение офиолитовых комплексов. В настоящее время в структурах океанической коры устанавливаются кайнотипные эталонные обстановки образования офиолитов: зоны океанического спрединга; задуговые бассейны; островные дуги, в основном выдвинутые в океан; океанические острова. Указаны специфические особенности офиолитовых образований в перечисленных кайнотипных обстановках. Даны обобщенная характеристика офиолитов складчатых областей и их сравнение с эталонными типами.

Ключевые слова: офиолиты, кайнотипные эталоны, базальты, гипербазиты, спрединг, субдукция.

STUDY OF OPHIOLITIC COMPLEXES AT GEOLOGICAL MAPPING. A CASE STUDY OF THE ALTAI-SAYAN FOLDED REGION. Pt 1.

V. M. Isakov, K. V. Staroseltsev

Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk

The paper provides brief information about the evolution of the notion of ophiolitic complex structure. Today, the oceanic crust structures are characterised by reference cenotype settings of ophiolite formation: oceanic spreading zones, back-arc basins, island arcs mainly trending toward the ocean, and oceanic islands. The paper gives specific features of ophiolitic formations in the given cenotype settings, together with characteristics of ophiolitic folded regions and their comparison with reference types.

Keywords: ophiolites, reference cenotype settings, basalts, hyperbasites, spreading, subduction.

DOI 10.20403/2078-0575-2016-4-22-28

К истории становления взглядов на строение офиолитовых комплексов

Прошло 100 лет с тех пор, как Г. Штейнман впервые на примере строения альпийских разрезов эвгеосинклинальных образований предложил выделять структурно связанные ультрабазит-базитовые и ассоциирующие с ними осадочные породы в качестве офиолитовой ассоциации. До этого понятие «офиолиты» было аналогом только апоперидотитовых серпентинитов. Длительное время офиолитовая ассоциация отождествлялась с «триадой Штейнмана», состоящей из этих серпентинитов, базитов, включающих излившиеся базальты, и кремнистых пород гидротермально-осадочного происхождения.

С позиции устаревших взглядов на геосинклиналиную природу офиолитов считалось, что гипербазит-базитовые образования складчатых поясов сформированы в узких зонах глубинных разломов как вертикальная последовательность чередующихся интрузивных тел мантийного происхождения.

Полученные в середине XX в., в том числе при глубоководном бурении, данные по строению обширных пространств развития океанической коры привели к исключительно важным для общих представлений о развитии планеты выводам: офиоли-

товые комплексы складчатых областей являются океанической корой геологического прошлого [13]. До окончательного доказательства этого положения некоторые исследователи уже начали сопоставлять с офиолитовыми комплексами гипотетические разрезы океанической коры, трактовка строения которых осуществлялась на базе анализа геофизических данных [18 и др.].

Изучение разрезов океанической коры, формирующейся в спрединговых и иных зонах Мирового океана, в глубоководных долинах трансформных разломов, а также коры палеоокеанов, представленной офиолитовыми комплексами складчатых областей, привело к трансформации Штейнмановской триады в тетраду. Последняя обладает четкой стратифицированностью, выраженной в чередовании снизу вверх гипербазитов (в основном гарцбургитов с дунитами и реже лерцолитов), габброидов (полосчатого кумулятивного комплекса переходных к ультрабазитам образований и так называемого изотропного габбро), излившихся базальтов и осадочных, как правило глубоководных, пород. Последовательность перечисленных образований соответствует выделяемым слоям океанической коры. В 1972 г. эти представления были утверждены Пенроузской конференцией по офиолитам (Швейцария).



Говоря об истории становления понятия «офиолит», нельзя обойти вниманием обобщающую работу Р. Г. Колмана «Офиолиты» [8], где признанный знаток ультрабазит-базитовых комплексов выявляет общие закономерности строения субслоистых офиолитовых ассоциаций и иллюстрирует свои выводы структурно-петрологической характеристикой крупнейших офиолитовых аллохтонов Бей-оф-Айлендса (ордовик, Ньюфаундленд), позднемезозойских комплексов Троодоса (Кипр), Семайла (Оман), Папуа.

В основу данной статьи положено описание офиолитов и методики их картирования, содержащихся в коллективной работе – методическом руководстве «Изучение офиолитовых комплексов при геологическом картировании» под ред. Н. В. Межеловского [6]. В разделах этой монографии приведена характеристика конкретных офиолитовых комплексов России (Пенжинский регион на Северо-Востоке, Южный Урал) и Киргизии.

Полученные к настоящему времени в процессе специализированных исследований и съемочных работ материалы с разной степенью детальности позволяют охарактеризовать древние офиолиты Алтае-Саянской складчатой области (АССО), образованные при структурной эволюции Палеоазиатского океана и его активных окраин. Офиолиты, в основном в центральных и восточных частях АССО, на базе современных представлений изучались Л. П. Зоненшайном, Н. Л. Добрецовым, Е. В. Склярным, А. Б. Кузьмичевым и др.; в западной части – Г. А. Бабиным, В. Н. Токаревым, геологами Алтайского региона (Н. И. Гусевым, В. А. Кривчиковым и др.), использовавшими для типизации офиолитовых образований выводы Н. Л. Добрецова и его соавторов [3–5]. Приводимые в статьях [7, 10, 14] краткие рекомендации по картированию, выводы по ряду аспектов строения и металлогении некоторых офиолитовых комплексов АССО основаны на материалах названных геологов, а также В. М. Исакова [7].

Современная типизация магматических процессов и решение задач по металлогении основаны на изучении не только поведения главных петрогенных компонентов, но и систем РЗЭ. Последнее особенно важно при исследовании путей фракционирования мантийных магм, формирующих гипербазит-базитовые комплексы офиолитов. В работе по изучению офиолитовых комплексов для целей картирования [6], которую мы далее будем неоднократно цитировать, особое внимание уделено классификации офиолитов по вариациям содержаний РЗЭ. Анализ РЗЭ, как и некоторые приемы изотопного анализа, – неперенный атрибут изучения магматических процессов, основанный на аналитической базе последних 15–20 лет.

Типизация офиолитов в эталонных обстановках

Уровень изучения кайнотипных структур океанической коры достаточен для установления обстановок, считающихся эталонами для офиолитообра-

зования. Приведенный далее обзор петрогеохимических характеристик офиолитов изученных геодинамических обстановок в основном заимствованы из методического руководства [6], где концентрированно обобщены главные петрогеохимические особенности офиолитов, образованных в разных геодинамических условиях. Эти характеристики – основа для классификации палеотипных офиолитовых комплексов.

Офиолиты зон океанического спрединга.

В упомянутой офиолитовой тетраде, овеещающей океаническую кору, в том числе и рождающуюся в кайнотипных зонах спрединга, к собственно океанической коре мощностью 3–4 км относятся только три слоя (сверху вниз): 1) осадочный, 2) излившихся базальтов, 3) габброидов, в том числе полосчатых. Примером достаточно полно изученного разреза океанической коры являются образования южного борта долины трансформного разлома Вима [17]. Здесь снизу вверх зафиксированы перидотиты нижней коры (1 км), нижнекоровые габбро (0,5 км), дайковый комплекс (1 км), пиллоу-лавы (600–800 м). Длина траверса 270 км [17].

Максимально распространены в зонах океанического спрединга толеитовые базальты N-типа (N-MORB). Это производные деплетированной мантии. Для них характерны очень низкие содержания крупноионных литофилов K, Rb, Ba, Nb, La. Существенна тенденция положительного направления РЗЭ на диаграмме их содержаний (снизу вверх от начала координат, от легких к тяжелым).

Выделяется также Р-тип (или Е-тип) так называемых обогащенных базальтов с резко увеличенным содержанием указанных литофилов, которых в среднем в 5–7 раз больше, чем в N-MORB.

T-тип базальтов относится к переходному между N и E. Они содержат в 2–3 раза больше K, Rb, Ba, Nb, La, чем N-MORB, и в 20 раз больше РЗЭ по сравнению с хондритовыми стандартами. Характерно плоское распределение РЗЭ на графиках их содержаний.

В зонах океанических рифтов фиксируются также оливиновые и пикритовые базальты, резко обогащенные MgO.

Изучение современных зон спрединга показало пестрое распределение вдоль них указанных геохимических типов. Существенно, что в крупнейших зонах Атлантического и Тихого океанов максимально распространены N-MORB, хотя базальтов T- и E-типов в Атлантике больше, чем в Тихом океане.

Во многих разрезах офиолитов складчатых областей были обнаружены «слои» или их фрагменты, выполненные комплексом параллельных даек, направленных перпендикулярно покровам излившихся базальтов. Дайковые комплексы, бесспорно, являются подводными каналами пиллоу-лав. Характерно, что отдельные дайковые тела относятся к так называемым полудайкам, образовавшимся при односторонних раздвигах в зонах спрединговых



движений. Такие полудайки обладают односторонней закалкой. Как отмечено в работе [6], дайковый комплекс вскрыт бурением в единичных районах Мирового океана, в том числе в Галапагосском рифте, однако долеритовые тела (его фрагменты), как подчеркивалось, драгированы в бортах многих долин трансформных разломов. Естественно, что толеиты дайкового комплекса относятся в основном к N-MORB. Нижние корневые части дайкового комплекса, как показало изучение полных разрезов офиолитов складчатых областей, фиксируются в верхних частях подстилающих габброидов.

Кумулятивные гипербазит-базитовые члены офиолитовых ассоциаций изучены главным образом при драгировании. При низком содержании литофильных элементов наблюдается увеличение K_2O и Al_2O_3 вверх по разрезу расслоенных комплексов, что является признаком кумулятивной природы образований. Сущность генеральной расслоенности кумулятивного комплекса – сосредоточение ультраосновных и пироксенитовых частей образований в основании колонны и увеличение лейкократовых компонентов в верхних частях. В перидотитах расслоенного комплекса более высокие содержания K, Fe, Al по сравнению с реститовыми. Это также признак их кумулятивной природы.

Изучение петрологических аспектов становления офиолитовых ассоциаций уже в 1960–1970-х гг. изменило представления о происхождении гарцбургит-дунитового (и лерцолитового) комплекса основания офиолитов как о нижних частях кумулятивной колонны. Обоснована реститовая природа гипербазитов основания: все петрохимические сопоставления и диаграммы, построенные разными способами, показали, что эти гарцбургиты и дуниты занимают на диаграммах крайнее положение, соответствующее тугоплавкому остатку – реститу [17]. Петрологические модели (и доказательства) рестирования (извлечения из расплавов) верхней мантии в принципе, как отмечали Н. Л. Добрецов и Л. П. Зоненшайн [3, 14], сводятся к явлениям паратексиса – просачивания расплавов из рестируемых масс либо дренирования верхних частей гипербазитового субстрата пикритовыми расплавами. Некоторые результаты этих явлений будут приведены далее.

Реститовые перидотиты повсеместно, в том числе в зонах океанического спрединга, содержат в среднем в 3–4 раза меньше PЗЭ, чем в хондрите. Это четкий признак их остаточного происхождения. Многочисленные данные, полученные при изучении образований срединно-океанических хребтов (СОХ), свидетельствуют о серпентинизации перидотитов практически на стадиях их продвинутого рестирования.

Проблемы строения эталонных офиолитов зон спрединга не были бы полно охарактеризованы без сведений о своеобразных метаморфических процессах на стадиях их становления. Эти процессы принято называть «океанский метаморфизм». Реликты

метаморфических преобразований океанского типа со значительной вероятностью устанавливаются в древних офиолитах, в том числе в АССО. Особенности метаморфизма этого типа наиболее информативно описаны при анализе метагабброидов. Е. В. Скляр с соавторами [16], ссылаясь на А. Мияширо, подчеркивает низкобарический характер океанского метаморфизма (максимальное давление не превышает 1,5–2 кбар даже при температуре 600–650 °С – эпидот-амфиболитовая фация). Характерны минимальные пластические деформации пород.

На своеобразный механизм океанского метаморфизма, изученный в пределах полигона трансформы Вима, указывают А. А. Пейве и др. [17]: подъем перидотитов в верхние горизонты коры в состоянии пластических движений и сдвиговые смещения стенок магматических камер создают условия для метагрануляции и даже пластических течений, возникающих в габброидах в условиях давлений амфиболитовой фации.

Отмечается прямая зависимость между скоростями спрединга в кайнотипных океанических рифтах и титанистостью лав: при максимальной скорости 12 см/год (Восточно-Тихоокеанское поднятие) среднее содержание TiO_2 в базальтах 2,68 %; при скорости спрединга до 3 см/год (север Атлантики) – не более 1,2 % [6].

Л. П. Зоненшайн и М. И. Кузьмин [5] считают, что показателем умеренного и быстрого спрединга (более 5 см/год) в кайнотипных обстановках являются излияния вариолитовых, афировых, скуднопорфировых базальтов.

Значение указанных показателей для характеристики динамики образования палеотипных офиолитов бесспорно.

Состав осадочных образований, ассоциирующих с офиолитовыми базальтами и обычно перекрывающих их, зависит не только от глубины их накопления и отдаленности от береговой линии, но и от динамики водной среды бассейна [11]. Естественно связь базальтов с гидротермальными кремнистыми накоплениями, содержащими кремнефильные организмы. В глубоководных впадинах окраинных морей с базальтами ассоциируют углеродистые сланцы различных литологических типов. Характерны также карбонатные породы, накапливающиеся выше уровня карбонатной компенсации, и сопутствующие слои терригенных пород. В составе верхних частей слоистых офиолитов большую роль играют пирокластические породы, из которых особенно типичны базальтовые гиалокластиты.

Офиолиты задуговых бассейнов. Краткая характеристика геохимии офиолитов зон задуговых спредингов в значительной степени заимствована из работы [6].

М. И. Кузьмин [9], Дж. Пирс и др. [15], целенаправленно изучавшие составы базальтов офиолитовых комплексов задуговых бассейнов, пришли к одному выводу: они обладают петрогенно-геохи-



мическими качествами, промежуточными между породами СОХ и островодужными образованиями. После работ этих и других авторов укоренилось мнение, что в составе базальтов и андезибазальтов окраинных морей максимально распространены толеитовые разности.

Принято выделять два типа окраинно-морских спрединговых базальтов: 1) тип Лау и Сулу характеризуется базальтами, близкими к островодужным малотитанистым разностям, обогащенным литофилами (Ba, K, Rb, Sr, резко обедненным Nb и Zr), а кроме того типичны умеренно-высокотитанистые базальты (аналоги толеитов СОХ); 2) тип Филиппинского моря, весьма близкий к СОХ, но содержащий меньше Ti, Nb, Zr.

Для офиолитов зон задуговых спредингов центрального типа, как и для офиолитов СОХ, характерны мощные дайковые комплексы. Считается, что кумулятивная дифференцированность габброидов в этих геодинамических условиях чаще всего ниже, чем в СОХ. Гарцбургиты и дуниты аналогичны всем гипербазитам субстрата в любых офиолитогенерирующих обстановках.

Для характеристики процессов магмодинамики, формирующих задуговые бассейны окраинных морей, было введено понятие «рассеянный, или диффузный спрединг» [1, 2]. Опуская важные черты развития спредингового геодинамического сценария, следует отметить, что надсубдукционные магматические процессы начинают функционировать в режиме растяжения в тыловых частях больших барьерных дуг. При насыщении низов коры тяжелыми массами диапира (процесс андерплейтинга), возможной эклогитизации и общем погружении коры происходит дробление на блоковые фрагменты, разделенные листрическими сбросами. В бассейне возникает контрастный тектонический рельеф, выраженный появлением серии горстовых поднятий и грабенов. Рассредоточенные в блоково-усложненной обстановке проявления магматизма, связанные с растяжением и утонением коры, составляют сущность рассеянного (диффузного) спрединга.

Поскольку механизм диффузного спрединга может охватить значительные массы континентальной (субконтинентальной) коры, то петро-геохимическая характеристика надсубдукционных спрединговых магматитов с большой долей вероятности осложняется: появляются продукты зоны контаминации и выплавок кислых магм.

При интенсивном растяжении зон задугового спрединга первая генерация коры (а тем более континентальной коры) полностью исчезает, тепловой поток достигает максимума, и вдоль одного из глубоких расколов, как в рифтах СОХ, генерируются офиолиты. Рассеянный спрединг превращается в спрединг центрального типа.

Процесс магматической активизации надсубдукционных задуговых впадин по разным причинам может остановиться на любой стадии. На кай-

нотипных активных окраинах запада Тихого океана впадинами с типичными диффузно-спрединговыми механизмами раскрытия являются Бонинская, Японского моря, Южно-Охотская.

Естественно, что характеристики петрохимических и геохимических качеств офиолитовых базальтов, генерировавшихся в условиях разных стадий спрединга, лишь в общих чертах укладываются в два указанных типа. Существенно, что иногда сам процесс рассеянного спрединга останавливается, не достигая стадии офиолитообразования (Колывань-Томская складчатая зона палеозоид на северо-западе АССО).

Офиолиты островных дуг. Геохимические критерии выявления базальтовых офиолитов островных дуг определены четко: в них больше Rb, Ba, Sr, чем в толеитах СОХ, по сравнению с MORB; они беднее Zr и Nb; обладают пониженными содержаниями Fe, Ti, Mg и других сидерофилов. Характерны резко повышенные содержания Al_2O_3 и на порядок более низкие, чем в базальтах СОХ, содержания РЗЭ [9].

Фракционирование РЗЭ идет по известково-щелочному пути: соответствующие диаграммы имеют отрицательный наклон. Обычны европейские минимумы – свидетельства дифференциации островодужной магмы в промежуточных камерах.

Весьма важным (если не главным) признаком островодужной природы офиолитовых комплексов является непременно наличие в дайково-излившихся частях пород марианит-бонинитовых серий.

В состав дайковых комплексов наряду с бонинитами, марианитами и высокомагнезиальными андезитами входят риолиты. Габбровые члены ассоциации отличаются малой титанистостью. Гарцбургиты рестита подобны всем аналогичным породам офиолитового субстрата.

Доказано, что островодужные офиолиты с бонинит-марианитовым компонентом, по Н. Л. Добрецову и Л. П. Зоненшайну [3], относятся к меланократовым островным дугам, максимально выдвинутым в океан, либо к так называемым юным дугам. Такие офиолиты возникают как регенерированные в зонах присубдукционного спрединга – зияния при поддвигании холодной плиты под горячую или при резком перегибе лежачего бока плиты [3, 7, 10]. В связи с этим офиолиты, включающие бонинит-марианитовые серии, считаются производными крайне деплетированной мантии.

Офиолиты океанических островов. Офиолитовые образования этого типа слагают значительные объемы современной океанической коры и коры геологического прошлого. Согласно распространенным представлениям, офиолиты океанических островов – максимально глубинный тип офиолитовых образований, возникших в результате подъема в приповерхностные части горячих струй (так называемые офиолиты горячих точек [4]). Все сведения о петрогеохимии этих офиолитов также заимствованы из работы [6].



В современных структурах Мирового океана выделяются два типа магматических островных образований.

1. Структуры, последовательно слагающиеся тремя сериями: а) толеитовой (базальты, андезит-базальты, андезиты, дациты, риодациты, риолиты), б) субщелочной, в) щелочной (базальты, трахибазальты, трахиты, трахиандезиты). В структурах Гавайского и Исландского типов преобладают преимущественно толеитовые породы, которые по сравнению с MORB обогащены Mg, TiO₂, некогерентными микроэлементами, легкими РЗЭ.

2. В разрезах океанических островов второго типа, располагающихся обычно на отдаленных от оси склонах СОХ, преимущественно распространены щелочные породы – вплоть до лейцитовых базальтов и нефелинсодержащих разновидностей. Дайковый комплекс разнообразен (долериты, пикриты, субщелочные базальты, трахиты, гранит-порфиры). Распространены дайки кольцевой формы.

Габбровый комплекс фиксируется только в ксенолитах, изучен в основном на Гавайях и, судя по составу ксенолитов (верлиты, троктолиты, анортозиты и др.), интенсивно кумулятивно расслоен. Габбро и гипербазиты обогащены щелочами, для них характерны высокие содержания Rb, Sr, Ba.

Офиолитовые комплексы складчатых областей, их сравнение с эталонными типами. В настоящее время вместо упомянутой выше однотипно построенной триады Г. Штейнмана господствуют обоснованные представления о различающихся по петрологическим особенностям и «тонкой» геохимии четырех типах офиолитовых комплексов.

Выделение четырех типов офиолитов, базирующееся на петролого-структурных особенностях крупных глобально распространенных геодинамических единиц, стало единственным универсальным способом их классификации. Последняя, как подчеркивалось, получила обоснование только после достижений в области изучения геологии океанов вместе с их активными (и пассивными) окраинами на базе тектоники плит. Все попытки классифицировать офиолитовые комплексы с использованием данных только континентальной геологии не приводили к четким «классификационным» эффектам и часто имели результатом перманентное усложнение предлагаемых схем.

Офиолитовые ассоциации, как системы петрографически неоднородных рожденных в мантии гипербазит-базитовых тел, в течение длительных этапов геологического времени от стадии их возникновения в морфоструктурах дна палеоокеанов до этапов становления покровно-складчатых сооружений подвергаются сложным структурным преобразованиям. Последние приводят к интенсивной фрагментации первичных офиолитовых разрезов. Минимально нарушены широко известные и хорошо изученные разрезы офиолитов позднего мезозоя Трудос (Кипр), Папуа, Семайл (Оман), раннего па-

леозоя – Бей-оф-Айлендс (Ньюфаундленд). Относительно структурно цельными являются многие офиолитовые комплексы России, в том числе описанные в работе [6] офиолиты Южного Урала, Пенжинского кряжа и др. В АССО минимально фрагментированы офиолитовые образования Куртушибинского хребта в Западном Саяне, Шишхидских массивов и Хан-Тайширина и Баян-Хонгора в Монголии.

Фрагментация офиолитовых комплексов обусловлена их свойствами образовывать покровно-надвиговые формы с аллохтонными пакетами и легко «расчешуиваться», что связано с пластично-вязкой ползучестью серпентинитов, находящихся, как правило, в основании отдельных аллохтонных пластин. Усложненная картина фрагментации офиолитов в складчатых сооружениях создается блоковым перемещением аллохтонных пакетов. Сложные покровные формы офиолитов, трансформированные складками, субвертикальными разломами и сдвигами, возникают на этапе интенсивных коллизионных взаимодействий при формировании складчатых сооружений.

Фрагментация офиолитовых комплексов происходит до жестких коллизий, создающих покровно-складчатые сооружения. Она связана с формированием субдукционного меланжа, представление о котором сформулировано Л. П. Зоненшайном, и даже с тектонической дезинтеграцией в дивергентную стадию. Офиолитовые комплексы или части океанической коры иногда при жесткой субдукции вследствие фрикционных эффектов превращаются в мегамеланж. Размеры отдельных олистолитов могут быть очень большими.

А. А. Пейве [12] при изучении процессов спрединга в срединной Атлантике описал «сухой» спрединг: в некоторых районах СОХ тектоническое перемешивание элементов созданной океанической коры резко преобладает над магмогенерацией, «глушит» выплавление базитов. Создающиеся при этом эффекты с перемещением фрагментов реститовых гипербазитов и габброидов на поверхность ведут к образованию мегамеланжа, неотличимого от возникающих на коллизионных стадиях меланжевых смесей в офиолитах покровно-складчатых сооружений. Цитируемый автор считает такие смеси нестратифицированной корой. Описанная фрагментация офиолитов, безусловно, относится к максимально ранней.

При фрагментированности любого из перечисленных типов и сопровождающей ее тектонической эрозии в складчатых сооружениях разрезы офиолитовых объектов очень часто теряют (либо резко редуцируют) дайковые комплексы. Иногда исчезают либо фрагментируются расслоенные габброиды, теряются переходные слои гипербазитов (пироксениты), а гипербазиты основания в приповерхностной структуре фиксируются только в виде небольших эллипсоидных протрузивных тел серпентинитов.

Таким образом, интенсивная фрагментированность офиолитовых ассоциаций в покровно-складча-



тых сооружениях весьма затрудняет восстановление первично возникших взаимоотношений ее элементов.

В то же время в хорошо обнаженных разрезах офиолитовых регионов часто в полном варианте с многочисленными деталями фиксируются взаимоотношения отдельных элементов, например переходных слоев и реститового гарцбургита. Во многих районах, в том числе АССО, иногда хорошо отпрепарированы в карровых, крутосклонных и речных разрезах все комплексы офиолитовых габбро – от кумулятивных до верхних изотропных.

Для установления петрологических и, в конечном итоге, геодинамических факторов офиолитообразования (формирования океанической коры) максимально информативно изучение базальтов. Базальты выплавляются непосредственно из мантийных масс, их состав и «тонкая» геохимия могут свидетельствовать об агрегатных структурных особенностях и составе по крайней мере литосферной мантии. При изучении базальтов офиолитов на основе генеральных особенностей их петрогенеза выявляются степень плавления исходного вещества, фракционирование расплавов, их флюидонасыщенность.

Как уже подчеркивалось, стандартными для базальтов древней и молодой коры являются N-MORB. Приемлемость этого стандарта для сравнений – нормирования по N-MORB – обусловлена исключительной гомогенностью его состава и максимальной распространенностью в древних и молодых офиолитах. В работе [6] особо подчеркнута, что для N-типа фракционирование исходных расплавов происходит при низких давлениях в сухих восстановительных условиях, а источником выплавки является лерцолит.

Благодаря устойчивости перечисленных признаков петрогеохимических составов современных OIB (увеличенных содержаний крупноионных элементов, смещения в сторону обогащения и др.), с ними однозначно идентифицируются древние офиолиты складчатых областей. Наиболее сложны поиски сравнений и идентификации древних и кайнотипных базальтов надсубдукционных обстановок. Крайнее истощение мантийного клина, интенсивное участие во фракционировании слэбовых флюидов приводит к смешению островодужных и спрединговых обстановок петрогенеза и к появлению в офиолитах усложненной гаммы пород, перечисленных в соответствующем разделе. Признак принадлежности бонинит-марионитовой ассоциации к офиолитам основания меланократовых островных дуг устойчиво «работает» в палеообстановках.

При рассмотрении расслоенных палеокомплексов обычно удовлетворительны результаты всех сравнений с эталонами. Кумулятивные комплексы сейчас, начиная со знаменитого Скергаарда, изучены хорошо, найдены однотипные решения главных вопросов их петрологии. Существенно, что простая одноактная расслоенность – результат одноразового внедрения и становления слоев в камере, а слож-

ная ритмически повторяющаяся кумулятивная картина – следствие многоактных внедрений.

Во всех офиолитовых комплексах складчатых сооружений (как и в кайнотипных эталонах) максимально нивелированы по составу и строению гипербазиты основания – гарцбургиты с подчиненными количествами дунитов (АССО и другие регионы), редкие лерцолиты (Альпы, Монголия). Повсеместно, как подчеркивалось, это максимально «сухие» породы, из которых выплавлены легкоплавкие элементы, включая Ti и P3Э. Доказано, что при температуре 900–1000 °С гарцбургиты подвергаются метаморфогенным течениям с трансляционными скольжениями внутри минералов и синтетектонической рекристаллизацией.

В методическом руководстве [6] в разделах, посвященных строению офиолитовых регионов, особо отмечена минерагеническая специфика офиолитовых комплексов. Авторы раздела по офиолитам Южного Урала В. В. Зайков и Е. В. Зайкова устанавливают здесь следующие минерагенические формации: хромитовую, хризотил-асбестовую, тальк-нефритовую, золотолиственитовую, медноколчеданную, кремнисто-марганцевую, силикатно-никелевую кор выветривания, декоративных яшм. Этим списком, по-видимому, исчерпана рудно-формационная характеристика офиолитов юга Урала и вообще офиолитов складчатых сооружений. Перспективам офиолитовых образований АССО на хромиты будет посвящен специальный раздел второй части статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Богданов Н. А.** Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. – М.: Недра, 1988. – 220 с.
2. **Богданов Н. А.** О тектонической эволюции окраинных морей // Проблемы глобальной геодинамики: матер. теор. сем. ОГГГМ РАН. – М.: GEOS, 2000. – С. 159–169.
3. **Добрецов Н. Л., Зоненшайн Л. П.** Сопоставление рифейско-палеозойских офиолитов Северной Евразии // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. – Новосибирск: Наука, 1985. – С. 181–193.
4. **Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. Г., Кирдяшкин А. А.** Глубинная геодинамика. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. – 406 с.
5. **Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И.** Палеогеодинамика. – М.: Наука, 1993. – 192 с.
6. **Изучение** офиолитовых комплексов при геологическом картировании / под ред. Н. В. Межеловского. – М.: Роскомнедра, Геокарт, МАНПО, 1994. – 254 с.
7. **К вопросу** о геодинамической типизации офиолитов Саяно-Алтайской области в связи с оценкой хромитоносности гипербазитов / В. М. Исаков, В. В. Жабин, П. И. Соколов и др. // Проблемы геодинамики и минерагении Южной Сибири. – Томск, 2000. – С. 139–156.



8. Колман Р. Г. Офиолиты. – М.: Мир., 1979. – 262 с.

9. Кузьмин М. И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. – Новосибирск: Наука, 1985. – 199 с.

10. Кузьмичев А. Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. – М.: ПРОБЕЛ, 2004. – 191 с.

11. Мурдмаа И. О. Фации океанов. – М.: Наука, 1987. – 303 с.

12. Пейве А. А. «Сухой» спрединг океанической коры. Тектоно-геодинамические аспекты // Геотектоника. – 2004. – № 6. – С. 3–18.

13. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. – 1969. – № 4. – С. 5–24.

14. Петрология и метаморфизм древних офиолитов на примере Полярного Урала и Западного Саяна / под ред. В. С. Соболева, Н. Л. Добрецова. – Новосибирск: Наука, 1977. – 221 с.

15. Пирс Дж. А., Липпард С. Дж., Робертс С. Особенности состава и тектонического положения офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. – М.: Мир, 1987. – С. 134–165.

16. Склярлов Е. В., Гладкочуб Д. П., Донская Т. В. Метаморфизм и тектоника. – М.: Интернет инжиниринг, 2001. – 215 с.

17. Строение и деформации пограничной зоны кора-мантия в разломе Вима, Центральная Атлантика / А. А. Пейве, Г. Н. Савельева, С. Г. Сколотнев и др. // Геотектоника. – 2001. – № 1. – С. 16–35.

18. Hess H. H. Seismic anisotropy of the uppermost mantle under the oceans // Nature. – 1964. – Vol. 203. – 629 p.

REFERENCES

1. Bogdanov N.A. *Tektonika glubokovodnykh vpadin okrainnykh morey* [Tectonics of deep troughs in marginal seas]. Moscow, Nedra Publ., 1988. 220 p. (In Russ.).

2. Bogdanov N.A. [Tectonic evolution of marginal seas]. *Problemy globalnoy geodinamiki: Mater. Teoretich. Seminara OGGGGM RAN 1998-1999 gg.* [Problems of global geodynamics. Proc. of Theoretical Seminar of OGGGGM RAS 1998–1999]. Moscow, GEOS Publ., 2000, pp. 159–169. (In Russ.).

3. Dobretsov N.L., Zonenshayn L.P. [Correlation of Riphean-Paleozoic ophiolites of North Eurasia]. *Rifeysko-nizhnepaleozoyskie ofiolity Severnoy Evrazii* [Riphean – Lower Paleozoic ophiolites of North Eurasia]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1985, pp. 181–193. (In Russ.).

4. Dobretsov N.L., Kiryashkin A.G., Kiryashkin A.A. *Glubinnaya geodinamika* [Deep geodynamics]. Novosibirsk, SB RAS Publ., GEO Branch, 2001. 406 p. (In Russ.).

5. Zonenshayn L.P., Kuzmin M.I. *Paleogeodinamika* [Paleogeodynamics]. Moscow, Nauka Publ., 1993. 192 p. (In Russ.).

6. *Izuchenie ofiolitovykh kompleksov pri geologicheskom kartirovani* [Study of ophiolitic complexes in geological mapping]. Mezhelovsky N.V. ed. Moscow, Roskomnedra, Geokart, MANPO, 1994. 254 p. (In Russ.).

7. Isakov V.M., Zhabin V.V., Sokolov P.I., et al. [Geodynamic type assignment to ophiolites of the Sayan-Altai region while appraising chromite content of ultrabasites]. *Problemy geodinamiki i mineragenii Yuzhnoy Sibiri* [Issues of geodynamics and minerageny of South Siberia]. Tomsk, 2000, pp. 139–156. (In Russ.).

8. Kolman R.G. *Ofiolity* [Ophiolites]. Moscow, Mir Publ., 1979. 262 p. (In Russ.).

9. Kuzmin M.I. *Geokhimiya magmaticheskikh porod fanerozoyskikh podvizhnykh poyasov* [Geochemistry of magmatic rocks in Phanerozoic mobile belts]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1985. 199 p. (In Russ.).

10. Kuzmichev A.B. *Tektonicheskaya istoriya Tuvino-Mongol'skogo massiva: rannebaykal'skiy, pozdnabaykal'skiy i rannekaledonskiy etapy* [Tectonic evolution of Tuvino-Mongolsky massif: Early Baikalian, Late Baikalian, and Early Caledonian stages]. Moscow, PROBЕL Publ., 2004. 191 p. (In Russ.).

11. Murdmaa I.O. *Fatsii okeanov* [Facies of Oceans]. Moscow, Nauka Publ., 1987. 303 p. (In Russ.).

12. Peyve A.A. [“Dry” spreading of the oceanic crust. Tectono-geodynamic aspects]. *Geotektonika – Geotectonics*, 2004, no. 6, pp. 3–18. (In Russ.).

13. Peyve A.V. [The oceanic crust of geological past]. *Geotektonika – Geotectonics*, 1969, no. 4, pp. 5–24. (In Russ.).

14. *Petrologiya i metamorfizm drevnikh ofiolitov na primere Polyarnogo Urala i Zapadnogo Sayana* [Petrology and metamorphism of ancient ophiolites. A case study of the Polar Urals and West Sayan Mountains]. Sobolev V.S., Dobretsov N.L. eds. Novosibirsk, Nauka Publ., 1977. 221 p. (In Russ.).

15. Peers J.A., Lippard S.J., Roberts S. [Characteristics and Tectonic Significance of Supra-Subduction Zone Ophiolites]. *Geologiya orkainnykh basseynov* [Geology of marginal basins]. Moscow, Mir Publ., 1987, pp. 134–165. (In Russ.).

16. Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Donskaya T.V. *Metamorfizm i tektonika* [Metamorphism and tectonics]. Moscow, Interment Engineering Publ., 2001. 215 p. (In Russ.).

17. Peyve A.A., Savelyeva G.N., Skolotnev S.G. [Structure and deformations of the crust-mantle marginal zone in the Vema Fault, Central Atlantic Region]. *Geotektonika – Geotectonics*, 2001, no. 1, pp. 16–35. (In Russ.).

18. Hess H.H. Seismic anisotropy of the uppermost mantle under the oceans. *Nature*, 1964, vol. 203. 629 p.