

УДК 552.321.1:550

ОКЕАНИЧЕСКАЯ ЛИТОСФЕРА КАК ПОТЕНЦИАЛЬНЫЙ ИСТОЧНИК ПРОФИЛИРУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, СВЯЗАННЫХ С АДАКИТОВЫМ МАГМАТИЗМОМ

© С.В. Ефремов¹

Институт геохимии СО РАН, 664033, Россия, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1а.

Иркутский национальный исследовательский технический университет, 664074, Россия, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 83.

Главной целью статьи является оценка на основе литературных данных возможности обогащения рудными элементами пород океанической литосферы с выявлением процессов, ответственных за их концентрирование и рассеяние. Показано, что базальтовый слой океанической литосферы может быть важным источником многих химических элементов, включая щелочные и щелочноземельные, легкие редкоземельные, тяжелые металлы, тяжелые радиоактивные элементы. Причиной концентрации элементов являются эндогенные и экзогенные процессы, протекающие в срединно-океанических хребтах, сразу после формирования базальтового слоя океанической литосферы. В результате этих преобразований создается геохимический резервуар, специализированный на многие химические элементы, плавление в пределах которого может продуцировать потенциально рудоносные магмы. С учетом временного контекста этого процесса объемы сконцентрированного вещества могут быть очень значительны.

Наибольший интерес в практическом отношении имеют породы переходной зоны, в пределах которой концентрируются тяжелые металлы и, возможно, золото. Эта специализация может передаваться магматическим расплавам либо захораниваться вместе с океанической плитой, что требует особого внимания при изучении офиолитовых разрезов.

Ключевые слова: адакиты; океаническая литосфера; геохимические резервуары; источники химических элементов.

OCEANIC LITHOSPHERE AS A POTENTIAL SOURCE OF THE MAIN ELEMENTS OF ASSOCIATED WITH ADAKITE MAGMATISM ORE DEPOSITS

S.V. Efremov

A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, 1a Favorsky St., Irkutsk, 664033, Russia.

National Research Technical University, 83 Lermontov St., Irkutsk, 664074, Russia.

On the basis of the published data the article evaluates the possibility to enrich oceanic lithosphere rocks with ore elements and identifies the processes responsible for their concentration and scattering. The basalt layer of the oceanic lithosphere is shown to be an important source of many chemical elements including alkaline and alkaline earth metals, light rare metals, heavy metals and heavy radioactive elements. Concentration of elements is caused by endogenous and exogenous processes taking part in mid-ocean ridges immediately after the formation of the basalt layer of the oceanic lithosphere. These transformations result in the creation of a geochemical reservoir specialized in many chemical elements. Within reservoir, melting can produce a potentially ore-bearing magma. Taking into account the temporal context of this process the volumes of the concentrated substance can be considerable.

The rocks of the transition zone within which heavy metals and possibly gold are concentrated are of the main practical interest. This specialization can be either transmitted to magmatic melts or be buried along with the oceanic plate that requires special attention when studying ophiolite sections.

Keywords: adakites; oceanic lithosphere; geochemical reservoirs; sources of chemical elements.

¹Ефремов Сергей Васильевич, доктор геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Института геохимии СО РАН, зав. кафедрой геологии и геохимии ИРНТУ, тел.: 89500519998, e-mail: esv@igc.irk.ru

Efremov Sergei, Doctor of Geological and Mineralogical sciences, Senior Researcher of the Institute of Geochemistry SB RAS, Head of the Department of Geology and Geochemistry of Irkutsk National Research Technical University, tel.: 89500519998, e-mail: esv@igc.irk.ru

Введение. Представленная статья посвящена одной из проблем генезиса и рудоносности адакитов. Известно, что адакиты являются одним из геохимических типов магм, потенциально рудоносных на золото и тяжелые металлы [20]. Их рудная продуктивность, скорее всего связана, с повышенными концентрациями этих элементов в магматическом расплаве, что указывает на геохимическую специализацию источника этих магм.

Согласно классическим представлениям, адакиты являются продуктами плавления пород базальтового слоя океанической литосферы [7, 18], следовательно, мы можем предполагать, что обогащение золотом и тяжелыми металлами должно быть свойственно этому источнику.

Представление океанической литосферы в качестве главного источника рудных элементов месторождений, связанных с производными адакитовых магм, имеет важное значение, так как позволяет по-новому взглянуть на причины металлогенической специализации различных регионов и более корректно подходить к металлогеническому районированию территорий.

Главной целью статьи является оценка на основе литературных данных возможности обогащения рудными элементами пород океанической литосферы с выявлением процессов, ответственных за их концентрирование и рассеяние.

Фактический материал и обсуждение результатов. Согласно современным геологическим представлениям, в пределах океанической плиты выделяется три слоя, обладающих разными геохимическими характеристиками: осадочный и базальтовый слои океанической коры и океаническая литосферная мантия. Наибольший интерес для нас представляют породы базальтового слоя океанической литосферы, так как именно они являются источником адакитовых магм.

Базальтовый слой океанической литосферы имеет трехуровневое строение [9]. Первый слой сложен вулканитами, в основном подушечными лавами, второй

– щитовыми дайками, а третий – массивным габбро. По вещественной характеристике породы этих слоев довольно близки и соответствуют базальтам срединно-океанических хребтов (MORB).

Геохимическая характеристика базальтов MORB не остается постоянной. Выделяются нормальные (*N*), обогащенные (*E*), деплетированные (*D*) и т.д. MOR-базальты. Состав этих базальтов меняется от океана к океану и вдоль рифтовых зон срединно-океанических хребтов [4, 21], в зонах развития мантийных плюмов [24] и при соседстве рифтовых зон с семаунтами [26]. Однако, несмотря на это, реальные вариации составов не очень велики [13], что в первую очередь обусловлено невысокими концентрациями рассеянных элементов в этих породах. Все это, учитывая незначительное развитие «обогащенных» разновидностей, дает возможность использовать средний состав *N*-MORB для оценки состава базальтового слоя океанической коры.

Базальты MORB обычно подвергаются гидротермальным изменениям в пределах срединных океанических хребтов [5, 14, 16, 17], а на удалении от последних взаимодействуют с холодной морской водой, находящейся в равновесии с осадочным слоем океанической литосферы [14]. Все это значительно изменяет вещественную характеристику пород базальтового слоя и приводит к его обогащению рассеянными элементами [5, 15, 17].

Для обозначения измененных пород базальтовой оболочки океанической литосферы обычно используется аббревиатура АОС (altered oceanic crust). Изучение состава АОС долгое время было приоритетным направлением научных исследований. В этот период была изучена вещественная характеристика и получены оценки составов АОС по данным глубоководного драгирования, глубоководного бурения (проекты DSDP/ODP), изучения офиолитов.

Оценки, полученные на основе данных по глубоководному бурению, наибо-

лее приемлемы [5, 17]. Однако главным их недостатком является то, что они сделаны на основе «усеченного» разреза базальтового слоя океанической литосферы. Обычно для расчета этих оценок используется верхний слой, не превышающий 500–600 м, подвергшийся наиболее интенсивному изменению, что, как и в первом случае, приводит к завышению содержаний некогерентных элементов в этом резервуаре.

Анализ термохимических моделей зоны субдукции показывает, что в плавлении (растворении) может участвовать вещество первых полутора километров океанической коры. Это позволяет сделать заключение, что оценка, полученная для первых 500–600 м, не может корректно отражать состав базальтового слоя.

Необходимая нам оценка состава АОС может быть получена на базе скважины 504В (проект DSDP), расположенной в районе срединно-океанического рифта около Галапагосских островов. Глубина этой скважины составляет 2100 м от поверхности дна океана, общая мощность вскрытых базальтовых отложений равна 1827 м, что вполне покрывает необходимый нам интервал. Породы скважины хорошо изучены. На ее базе построена подробная модель метаморфических преобразований при образовании АОС и накоплен большой объем аналитической информации по содержаниям химических элементов [1–3, 6, 8, 10–12, 15, 19, 22, 23, 25].

Геологическое строение океанической литосферы в районе скважины 504В. Скважина DSDP 504В была пробурена в океанической коре с возрастом 6 млн лет в 200 км к югу от Галапагосской зоны спрединга [14, 16]. Литостратиграфический разрез через скважину приведен на рис. 1. По литологическому составу пород разрез может быть подразделен на три части. Верхняя часть представлена вулканитами (подушечные лавы, интервал 275–846 м), а нижняя – щитовыми дайками (1050–2100 м). Переход от одной толщи к другой происходит постепенно

через зону мощностью 209 м, где присутствуют как вулканиты, так и щитовые дайки. Породы этой зоны интенсивно брекчированы.



Рис. 1. Геологическое строение и генетический тип изменений в океанической коре по данным скважины DSDP 504В:

I – низкотемпературные изменения при взаимодействии с морской водой (морское выветривание): а – зона окисления, б – «бескислородная» зона; II – зона гидротермальных изменений (метаморфизм зеленосланцевой фации): а – среднетемпературных, б – высокотемпературных; III – минерализованная зона

По характеру изменений породы скважины были подразделены на четыре части (см. рис. 1) [14, 16]. Первый интервал (275–550 м) сложен породами, претерпевшими низкотемпературное (0–30°C) изменение в окислительных условиях при воздействии с морской водой. Главными новообразованными минералами в этой зоне являются иддингсит, гидроокислы железа, смектит и сапонит.

Второй интервал (550–890 м) сложен породами, претерпевшими низкотемпературное (0–60°C) изменение при взаимодействии с морской водой и недостатке свободного кислорода. Главным новообразованным минералом в этой зоне является сапонит.

Третий (890–1500 м) и четвертый (1500–2100 м) интервалы сложены гидротермально измененными породами, образованными в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма.

Гидротермальные породы третьего интервала образовались в зоне взаимодействия воздымающихся гидротермальных растворов с просачивающейся морской водой. Оценки температуры минералообразования составляют 360–380°C [14]. Новообразованными минералами являются актинолит, хлорит, эпидот, кварц, сульфиды тяжелых металлов.

Породы четвертого интервала образовались при высокотемпературном гидротермальном изменении (> 400°C [14]) с образованием роговой обманки и кальциевого плагиоклаза.

Каждой из четырех зон свойственны свои закономерности в поведении химических элементов, что приводит к идентичности геохимических характеристик слагающих их пород. Это позволяет выделить секции, колебание содержания химических элементов в которых будет минимальным.

Выделение четырех зон в разрезе не всегда оправдано. Так, к примеру, многие исследователи [16, 17] считают первые два интервала колонны типичными для большинства скважин DSD/ODP и рассматривают их вместе. Степень изменения пород и обогащение некогерентными элементами в них связана с количеством «усвоенной» морской воды и уменьшается с глубиной [5, 16]. Учитывая направленность геохимического процесса, эти два интервала целесообразно объединить в один.

Другой важной особенностью строения колонны является присутствие минерализованной зоны, расположенной в верхней части третьего интервала. По

составу новообразованных минералов эта зона не отличается от пород третьего интервала и не была выделена в работе [14], однако она отчетливо выделяется по геохимическим данным [15].

Пространственно минерализованная зона приурочена к области наибольшего дробления магматических пород и является отражением существовавшего геохимического барьера, возникшего на границе взаимодействия холодной морской воды и горячего гидротермального раствора. Взаимодействие привело к «разгрузке» гидротерм и отложению сульфидов тяжелых металлов. Эта зона четко выделяется высокими концентрациями Pb, Cu, Mn и других элементов [15] и имеет самостоятельное значение.

Далее рассмотрим геохимическую направленность процесса: 1 – зона морского выветривания; 2 – минерализованная зона; 3 – зона среднетемпературных гидротермальных изменений; 4 – зона высокотемпературных гидротермальных изменений.

Зона морского выветривания. Поведение мобильных элементов в этой части разреза скважины было сделано на основании работ [5, 15, 17]. Наиболее подробно поведение химических элементов при морском выветривании было рассмотрено на основании скважин DSDP/ODP 417/418 [17]. Согласно этим авторам, содержания многих химических элементов зависят от степени взаимодействия морской воды и океанических базальтов. Выражением этого взаимодействия является величина степени изменения магматической породы и содержание в них H₂O и CO₂.

Хорошие положительные корреляции со степенью изменения и концентрацией H₂O были отмечены для K и Rb, что свидетельствует о привносе этих элементов при образовании АОС. Также были отмечены повышения концентраций U и LRE-элементов и величины ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-отношения.

Поведение U не вполне однозначно и контролируется окислительно-восстановительными реакциями. Рост его

концентраций отмечен в «бескислородной» зоне. Однако в целом концентрации этого элемента увеличиваются. Концентрации Th не зависят от степени изменения пород и остаются постоянными, что приводит к значительной вариации величины Th/U-отношения.

При взаимодействии океанических базальтов с морской водой спектр редкоземельных элементов не претерпевает значительных трансформаций. Отмечается рост концентраций LRE-элементов, образование небольших Ce и Eu отрицательных аномалий. Концентрации MRE- и HRE-элементов не претерпевают значительных изменений. Фракционирование LRE- и MRE-элементов наглядно иллюстрируется увеличением La/Sm-отношения от 0,5 до 1,3 с ростом степени изменения пород. Величина $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ также не остается постоянной и уменьшается со степенью изменения пород.

К аналогичным выводам пришла и другая группа авторов, изучавшая верхнюю часть АОС в скважинах ODP 801 и 1149 [5]. В этой работе использован более широкий спектр химических элементов. В ходе исследований было отмечено обогащение АОС более чем на 100% Li, K, Rb, Cs, U, на 5–15% были увеличены концентрации Ca, Pb, Ba, Si, Fe.

Характеристика процессов, происходящих при образовании АОС, также была рассмотрена в работе, основанной на изучении драгированных образцов и скважин DSDP из устья Калифорнийского залива [15].

Авторы использовали широкий круг химических элементов и показали, что при образовании АОС концентрации Zr, Hf, Nb, LREE, Th, Sn, Sb, Tl, Cs, Pb, Rb, Ba увеличиваются в два или более раза. Однако в отличие от предыдущих авторов в качестве агента, преобразовавшего базальты океанической литосферы, они рассматривают морскую воду, находившуюся в равновесии с осадочным веществом, таким образом рассматривая осадочные образования в качестве одного из источников вещества при образовании АОС.

В целом отмечается рост концентраций большинства химических элементов. Однако их абсолютные величины изменяются не очень сильно и находятся на уровне $C_i \times 10 \times PM$, где C_i – концентрация элемента, а PM – примитивная мантия по [19]. Существенный рост отмечается только для Cs, Rb, Ba, Th, U, K, LREE, что позволяет рассматривать верхнюю часть АОС в качестве важного геохимического резервуара этих элементов.

В настоящий период времени существуют две корректные оценки состава АОС, рассчитанные по верхним 500 м скважин глубоководного бурения DSDP/ODP SUPER 417/418 [17] и SUPER 801 [5], характеризующих зону морского выветривания.

Зона гидротермальных изменений. Образование минерализованной зоны, зон среднетемпературных и высокотемпературных гидротермальных изменений генетически связано. Это позволяет рассматривать поведение химических элементов при их образовании в рамках единого раздела. Первой наиболее целесообразно рассмотреть зону высокотемпературных гидротермальных изменений, так как она является источником многих химических элементов, отлагаемых гидротермами в верхней части щитового дайкового комплекса и минерализованной зоне [3, 12, 22, 23].

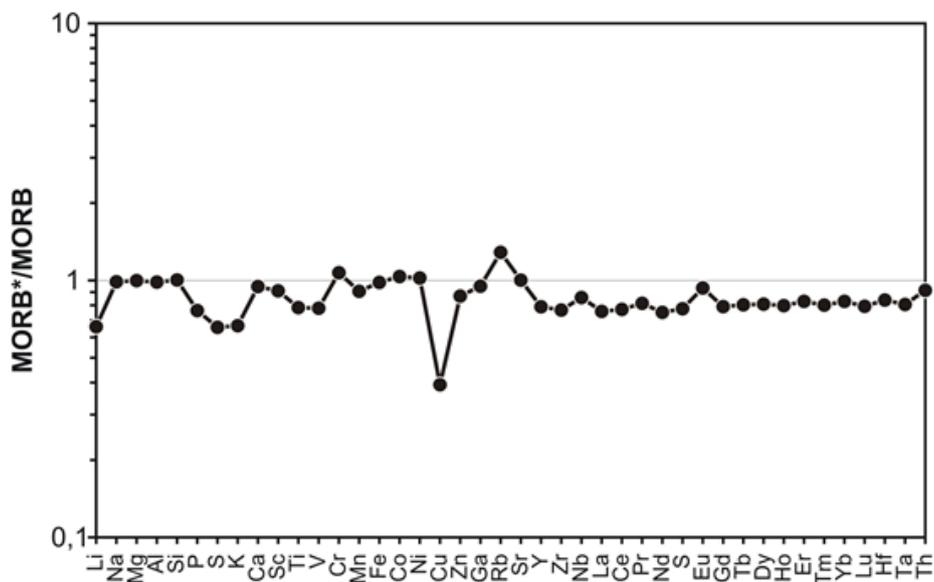
Зона высокотемпературных гидротермальных изменений. Зона вскрыта скважиной DSDP 504В на глубинах 1500–2100 м. В пределах этой зоны в океанических базальтах под воздействием высокотемпературных гидротермальных растворов происходило образование плагиоклаза, амфибола, хлорита и других гидроксилсодержащих минералов. Эти реакции ведут к перераспределению многих химических элементов. Так, при замещении анортита альбитом и олигоклазом происходит снижение концентраций Са и увеличение концентраций Na [12]. Высокие температуры изменений приводят к разрушению пироксена и сульфидных минералов, что способствует

переходу Cu, Zn, LRE-элементов в гидротермальный раствор [3, 22].

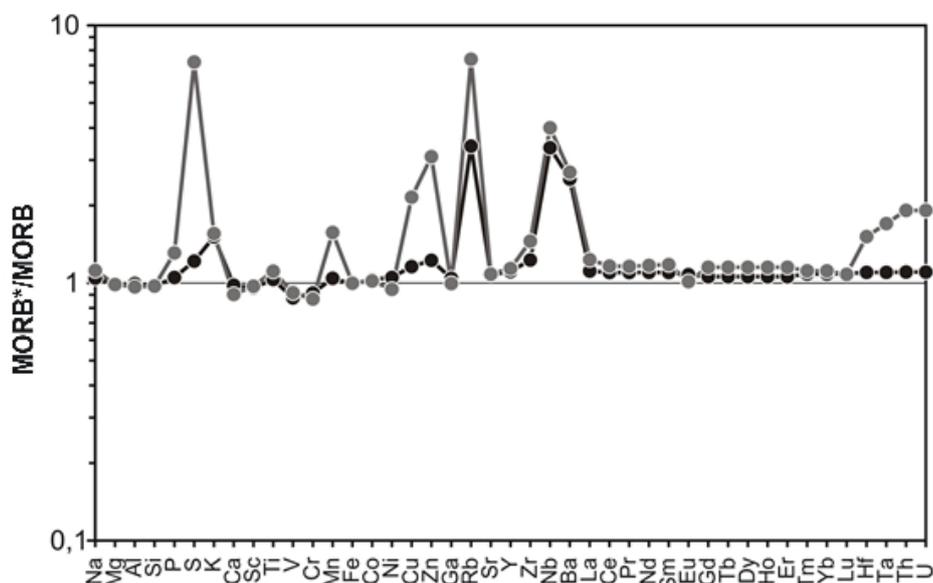
В целом взаимодействие с высокотемпературным гидротермальным раствором приводит к обеднению пород Th, Li, Zr, Ti, P, Nb, Hf, Zn, Cu, S, Sc, Mo, Y, REE, [3, 12, 22, 23]. Интенсивность выноса этих элементов напрямую

связана со степенью изменения пород [3, 22].

Направленность процесса может быть проиллюстрирована с помощью диаграммы (рис. 2, а), где приведен геохимический спектр среднего состава пород, содержащих свыше 90% новообразованных минералов.



а



б

Рис. 2. Ассоциации элементов привноса в зонах высокотемпературных (а) и среднетемпературных (б) гидротермальных преобразований: MORB*/MORB – отношение измененный MORB – свежий MORB. На диаграмме (б) серым цветом дан геохимический спектр для базальтов переходной зоны, черным цветом – средней зоны

Диаграмма довольно четко фиксирует вынос всех редкоземельных элементов за исключением Eu, более высокие содержания которого могли быть вызваны кристаллизацией кислого плагиоклаза, преимущественно концентрирующего этот элемент. Довольно четко виден вынос S и других халькофильных элементов (Cu, Zn, Ga), Li, K, Ca, Mn, Sc, V, Th, высокозарядных катионов (Ti, Nb, Ta, Zr, Hf, P), привнос Rb.

Широкий спектр выщелачиваемых элементов и интенсивность этого процесса позволяют рассматривать области высокотемпературных гидротермальных преобразований океанических базальтов в качестве важного источника вещества, которое может быть переотложено в более высоких уровнях океанической литосферы [3, 6, 12, 22].

Учитывая отсутствие оценок для этого интервала базальтового слоя океанической литосферы, мы рассчитали ее самостоятельно как простое среднеарифметическое (таблица). В расчете использовано 252 анализа океанических базальтов, взятых из работ [6, 12, 22, 23].

Зона среднетемпературных гидротермальных изменений и минерализованная зона. Геохимические исследования океанических базальтов, расположенных в этой зоне, в основном были посвящены восстановлению их первичного состава и сравнению с океаническими базальтами других регионов [2, 8, 10, 16]. Влияние гидротермальных изменений на состав этих базальтов изучалось недостаточно полно, а круг химических элементов был ограничен.

Практически всеми исследователями с ростом изменений пород был отмечен рост содержаний H_2O , CO_2 и S. Наряду с этими элементами и химическими соединениями в породах снижаются концентрации Si и Ca, слабо повышаются концентрации Na, Mg, LRE-элементов [2, 8, 25], отмечается значительный рост концентраций Cu, Zn, Mn [8, 11]. С уменьшением глубины скважины также отмечается рост концентраций K, Rb, Sr [25]. Отмечается рост

концентрации Ba с ростом обогащения легкими лантаноидами [25].

Наибольшей интенсивности эти процессы достигают в минерализованной зоне (интервал 910–1059 м [8]), где появляются сульфиды Fe, Cu, Zn, Pb [11] и карбонаты, обогащенные Mn [8].

В целом поведение химических элементов в этой зоне отличается от их поведения в зоне высокотемпературных гидротермальных изменений. Эти отличия выражены в росте концентраций, вызванных частичной разгрузкой гидротерм, взаимодействовавших с просачивающейся морской водой.

Интенсивность этого процесса наиболее наглядно может быть проиллюстрирована с помощью диаграммы, приведенной на рис. 2, б, где даны спектры средних составов наиболее измененных пород в минерализованной зоне (интервал скважины – 890–1059 м) и верхней части щитового дайкового комплекса (интервал скважины – 1059–1500 м). Для нормирования был использован средний состав наименее измененных базальтов (5–20% новообразованных минералов) из нижней части щитового дайкового комплекса (интервал скважины – 1500–2100 м), использованный ранее для построения геохимических спектров на диаграмме (см. рис. 2, а).

Использование этого состава позволяет показать привнос многих химических элементов в верхнюю часть дайкового комплекса и минерализованную зону. Как уже было отмечено при анализе литературных данных, в океанических базальтах, подвергшихся среднетемпературным гидротермальным изменениям, наблюдается значительный привнос K, S, Cu, Zn, Rb, Ba, Zr, Nb. Наблюдается повышение концентраций Na, Mn, Sr, редкоземельных элементов, Hf, Ta, Th, U. Однако фракционирование легких и тяжелых лантаноидов, продекларированное в работах [2, 8, 25], не проявлено.

Аналогичные по стилю вариации концентраций химических элементов проявлены в породах минерализованной зоны. Им свойственна значительная

Оценка состава океанической литосферы по данным скважины DSDP 504B

Оценка	1	<i>SD</i>	2	<i>SD</i>	3	<i>SD</i>	4	<i>SD</i>	5	<i>SD</i>
<i>L</i> , м	590		441		169		617		1817	
<i>D</i>	0,32		0,24		0,09		0,34		1	
SiO ₂	49,99	0,97	49,30	1,07	48,78	1,23	49,23	1,67	49,45	1,26
TiO ₂	0,83	0,17	0,89	0,11	0,92	0,18	1,70	0,44	1,15	0,25
Al ₂ O ₃	15,48	0,78	15,45	0,78	15,17	0,83	12,05	1,17	14,28	0,91
Fe ₂ O ₃	10,06	0,74	10,05	0,78	9,80	1,44	13,72	2,32	11,28	1,35
MnO	0,17	0,02	0,17	0,02	0,24	0,05	0,23	0,09	0,20	0,05
MgO	8,69	0,52	8,55	0,52	8,59	0,49	6,22	0,75	7,81	0,60
CaO	12,70	0,61	12,71	0,95	12,15	0,73	13,03	1,40	12,76	0,97
Na ₂ O	1,83	0,24	1,81	0,32	1,83	0,32	2,3	0,40	1,99	0,32
K ₂ O	0,013	0,005	0,017	0,007	0,022	0,005	0,620	0,100	0,221	0,038
P ₂ O ₅	0,06	0,02	0,07	0,02	0,08	0,03	0,17	0,10	0,10	0,05
Li	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	14,1	3,8	14,1	3,8
Be	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,58	0,26	0,58	0,26
Sc	39	4	48	26	40	2	37	11	41	12
V	278	49	256	33	255	37	338	100	291	62
Cr	333	81	302	87	302	71	114	29	248	64
Co	48	8	45	5	44	8	37	6	43	7
Ni	116	27	119	40	113	26	53	11	95	25
Cu	69	52	89	30	140	126	57	8	77	38
Zn	60	13	74	15	147	257	89	14	81	36
Ga	14,6	1,1	15,5	0,9	14,8	0,9	15,6	2,2	15,2	1,4
Rb	0,14	0,03	0,48	0,42	1,05	0,57	13,7	5,4	4,91	1,99
Sr	56	11	59	9	57	12	109	50	75	24
Y	22	4	24	3	25	3	41	8	29	5
Zr	43	10	51	9	60	19	112	61	70	28
Nb	0,38	0,18	1,00	0,49	1,24	1,06	2,89	1,00	1,46	0,62
Cs	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,317	0,20	0,317	0,20
Ba	7,44	5,63	28,50	14,99	28,18	24,66	15,60	5,45	17,25	9,61
La	0,95	0,27	1,06	0,23	1,13	0,53	3,40	1,52	1,83	0,71
Ce	3,69	0,92	3,83	0,99	4,14	1,30	11,40	5,64	6,38	2,57
Pr	0,70	0,15	0,71	0,18	0,77	0,24	2,06	0,45	1,17	0,27
Nd	4,42	1,11	3,21	1,96	6,16	5,59	11,30	5,35	6,62	3,17
Sm	1,78	0,38	1,97	0,30	2,08	0,29	3,95	1,23	2,59	0,64
Eu	0,72	0,12	0,76	0,10	0,73	0,10	1,34	0,37	0,94	0,20
Gd	2,62	0,52	2,79	0,67	2,92	0,53	5,55	0,91	3,68	0,69
Tb	0,52	0,10	0,55	0,13	0,58	0,10	1,01	0,15	0,70	0,13
Dy	3,70	0,69	3,97	0,95	4,15	0,75	6,56	1,09	4,78	0,89
Ho	0,79	0,15	0,85	0,20	0,89	0,16	1,43	0,29	1,03	0,21
Er	2,35	0,51	2,47	0,59	2,58	0,47	4,09	0,88	2,99	0,65
Yb	2,29	0,45	2,48	0,39	2,53	0,23	4,02	0,98	2,94	0,59
Lu	0,35	0,07	0,39	0,07	0,39	0,04	0,636	0,16	0,46	0,10
Hf	0,90	0,17	1,36	0,19	1,37	0,17	3,07	1,07	1,79	0,48
Ta	0,037	0,013	0,024	0,008	0,039	0,052	0,21	0,10	0,09	0,04
Pb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,437	0,10	0,437	0,66
Th	0,021	0,010	0,025	0,011	0,038	0,050	0,173	0,11	0,08	0,05
U	0,013	0,002	0,014	0,007	0,022	0,029	0,39	0,09	0,14	0,04
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr									0,70424	+/-3
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd									0,51270	+/-2

Примечание. *L* – длина интервала; *D* – весовая доля при расчете среднего. Цифрами даны оценки составов океанических базальтов по геохимически идентичным интервалам: 1 – 1500–2100 м; 2 – 1059–1500 м; 3 – 890–1059 м; 4 – 273–890 м (взята оценка из работы [5]); 5 – рассчитанная оценка АОС. *SD* – стандартное отклонение. Изотопы Sr и Nd [11] пересчитаны на возраст 120 млн лет (возраст океанической коры). Курсивом даны оценки содержаний элементов, взятых из работы [5]. N.d. – нет данных.

интенсивность накопления большинства мобильных элементов. В отличие от пород предыдущей зоны отмечаются более значительные повышения концентраций высокозарядных катионов (Ti, P, Nb, Hf, Ta), а также Th и U.

Для зоны среднетемпературных гидротермальных изменений (1059–1500 м) и пород минерализованной зоны (890–1059 м) были рассчитаны средние составы. Для расчета оценки состава минерализованной зоны было использовано 53 пробы, а для зоны среднетемпературных гидротермальных изменений – 169 проб из работ [2, 8, 10, 11, 19]. Эти оценки приведены в таблице.

Выводы. Выполненный обзор литературных данных и расчет оценок составов зон различных преобразований пород базальтового слоя океанической литосферы позволяет сделать ряд важных выводов.

1. Базальтовый слой океанической литосферы может быть важным источником многих химических элементов, включая щелочные и щелочноземельные, легкие редкоземельные, тяжелые металлы, тяжелые радиоактивные элементы.

2. Причиной концентрации элементов являются эндогенные и экзогенные процессы, протекающие в срединно-океанических хребтах, сразу после формирования базальтового слоя океанической литосферы. В результате этих преобразований создается геохимический резервуар, специализированный на многие химические элементы, плавление в пределах которого может продуцировать потенциально рудоносные магмы. С учетом временного контекста этого процесса объемы сконцентрированного вещества могут быть очень значительны.

3. Наибольший интерес в практическом отношении имеют породы переходной (минерализованной) зоны, в пределах которой концентрируются тяжелые металлы и, возможно, золото. Эта специализация может передаваться магматическим расплавам либо захораниваться

вместе с океанической плитой, что требует особого внимания при изучении офиолитовых разрезов.

Библиографический список

1. Alteration effects in the upper oceanic crust – data and comments (Technical Note) / V.B. Kurnosov, B.P. Zolotarev, A.V. Artamonov, S.M. Lyapunov, G.L. Kashintsev, O.V. Chudaev, A.L. Sokolova, S.A. Garanina // Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Transactions Nauka Publ. (Moscow); Leonov, M.G. (Ed.), 2008. V. 581. 1046 p.
2. Autio L.K., Sparks J.W., Rhodes J.M. Geochemistry of Leg 111 basalts: intrusive feeders for highly deplete pillows and flows // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 1989. V. 111. P. 3–16.
3. Bach W., Irber W. Rare earth element mobility in the oceanic lower sheeted dyke complex: evidence from geochemical data and leaching // Chemical Geology. 1998. V. 151. P. 309–326.
4. Chemical and isotopic variations along the superfast spreading East Pacific Rise from 6 to 30. S / W. Bach, E. Hegner, J. Erzinger, M. Satir // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. V. 116. P. 365–380.
5. Composition of altered oceanic crust at ODP Sites 801 and 1149 / K.A. Kelley, T. Plank, J. Ludden, H. Staudigel // Geochemistry Geophysics Geosystems. 2003. V. 4. I. 6. P. 1525–2027.
6. Data report: trace-element geochemistry of the lower sheeted dike complex, Hole 504b (Leg 140) / E. Zuleger, J.C. Alt, J. Erzinger, H. Kinoshita, L.B. Stokking, P.J. Michael [et al] // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 1996. V. 148. P. 455–466.
7. Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. 1990. V. 347. P. 662–665.
8. Emmermann R. Basement geochemistry, Hole 504B // Init. Repts., DSDP. Washington, 1983. P. 183–199.

9. Fox P.J., Stroup J., The plutonic foundation of the oceanic crust // *The Sea (The oceanic lithosphere)*. NY, 1981. P. 119–218.
10. Geochemistry of basalts from Hole 504B, Leg 83, Costa Rica Rift / E. Tual, B.M. Jahn, H. Bougault, J.L. Joron, R.N. Anderson, J. Honnorez, K. Becker [et al] // *Init. Repts., DSDP*. Washington, 1983. P. 201–214.
11. Geochemistry of hydrothermally altered basalts: deep sea Drilling project Hole 504B, Leg 83 / J.C. Alt, R. Emmermann, R.N. Anderson, J. Honnorez, K. Becker [et al] // *Init. Repts., DSDP, 83*. Washington, 1983. P. 249–262.
12. Geochemistry of the lower sheeted dike complex, Hole 504b, Leg 140 / J.W. Sparks, J. Erzinger, K. Becker, H.J.B. Dick, L.B. Stokking [et al] // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 1995. V. 137/140. P. 81–97.
13. Hart S.R. K, Rb, Cs, Sr and Ba contents and Sr isotope ratios of ocean floor basalts // *Phil. Trans. R. Soc. London*. 1976. Ser. A. V. 268. P. 573–587.
14. Hydrothermal alteration of a section of upper oceanic crust in the astern equatorial pacific: a synthesis of results from site 504 (DSDP legs 69, 70 and 83 and ODP legs 111, 137, 140 and 148) / J.C. Alt, C. Laverne, D.A. Vanko, P. Tartarotti, D.A.H. Teagle, W. Bach, E. Zuleger, J. Erzinger, J. Honnorez, P.A. Pezard, K. Becker, M.H. Salisbury, R.H. Wilkens // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 1996. V. 148.
15. Jochum K.P., Verma S.P. Extreme enrichment of Sb, Tl and other trace elements in altered MORB // *Chemical Geology*. 1996. V. 130. I. 3–4. P. 289–299.
16. Kawahata H., Kusakabe M., Kikuchi Y. Strontium, oxygen, and hydrogen isotope geochemistry of hydrothermally altered and weathered rocks in DSDP Hole 504B, Costa Rica Rift // *EPSL*. 1987. V. 85. P. 343–355.
17. Large scale isotopic Sr, Nd and O isotopic anatomy of altered oceanic crust: DSDP/ODP sites 417/418 / H. Staudigel, G.R. Davies., R.H. Stanley, K.M. Marchant, B.M. Smith // *EPSL*. 1995. V. 130. P. 169–185.
18. Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // *Lithos*. 1999. V. 46. P. 411–429.
19. Mc Donough, Sun S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.
20. Paleocene adakite Au-Fe bearing rocks, Mezcala, Mexico: evidence from geochemical characteristics / E.G. Gonzalez-Partida, G. Levresse, A. Carrillo-Chavez, A. Cheilletz, D. Gasquet, D. Jones // *Journal of Geochemical Exploration*. 2003. V. 80. P. 25–40.
21. Petrologic systematics of mid-ocean ridge basalts: constraints on melt generation beneath ocean ridges / C.H. Langmuir, E.M. Klein, T. Plank, J.P. Morgan, D.K. Blackman, J.M. Sinton [et al] // *Mantle flow and melt generation at mid-ocean ridges: Geophys. Monogr.* 1992. 71 p.
22. Primary and secondary variations in major and trace element geochemistry of the lower sheeted dike complex: Hole 504B, Leg 140 / E. Zuleger, J.C. Alt, J. Erzinger, K. Becker, H.J.B. Dick, L.B. Stokking [et al] // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 1995. V. 137/140. P. 65–80.
23. Rare earth and large-ion lithophile (Sr and Ba) element geochemistry of diabase dikes, Hole 504B, Costa Rica rift, Leg 140 / P.K. Kepezhinskas, N.A. Sorokina, S.A. Mamontova, A.T. Savichev, J. Erzinger, K. Becker, H.J.B. Dick, L.B. Stokking [et al] // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 1995. V. 137/140. P. 107–116.
24. Schilling J.G. Upper mantle heterogeneities and dynamics // *Nature*. 1985. V. 314. P. 62–67.
25. Shimizu H., Mori K., Masuda A. REE, Ba, and Sr abundances and Sr, Nd and Ce isotopic ratios in Hole 504B basalts, ODP Leg 111, Costa Rica Rift // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 1989. V. 111. P. 77–83.
26. Zindler A., Staudigel H., Batiza R. Isotope and trace element geochemistry of

young Pacific seamounts: implications for
the scale of upper mantle heterogeneity //

Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 70.
P. 175–195.

Статья поступила 12.09.2015 г.