

ГЕОХИМИЯ МЕТАБАЗИТОВ КОЛПАКОВСКОЙ СЕРИИ СРЕДИННОКАМЧАТСКОГО  
КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

*И.А. Тарарин<sup>1</sup>, З.Г. Бадреддинов<sup>1</sup>, В.М. Чубаров<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр. 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 690022; e-mail: itararin@mail.ru, badre9@mail.ru

<sup>2</sup>ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульвар Пийна 9, г. Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: zond@ksnet.ru

Поступила в редакцию 1 апреля 2013 г.

Метабазиты (амфиболиты, гранатовые амфиболиты и основные кристаллосланцы) формируют в плагиогнейсах и мигматитах колпаковской серии многочисленные пластовые тела (нередко интенсивно будинированные) мощностью от первых до 100 м. По химическому составу они реконструируются как базальты и пикриты, претерпевшие метаморфизм, изофациальный с вмещающими их терригенными породами в условиях кианит-силлиманитовой субфации глубинности амфиболитовой фации ( $t = 620\text{--}650^\circ\text{C}$ ;  $P_s = 5.9\text{--}6.9$  кбар).

Среди метабазитов преобладают амфиболиты и основные кристаллосланцы, распространенные по всему разрезу колпаковской серии, тогда как гранатовые амфиболиты более типичны для верхних частей серии, где они переслаиваются с амфиболитами, основными кристаллосланцами, плагиогнейсами и кварцитами. Метаультрабазиты (бесплагноклазовые амфиболиты) встречаются значительно реже в виде небольших будин размером до первых метров.

Возраст протолита плагиогнейсов серии по данным U-Pb SHRIMP датирования цирконов отвечает концу раннего–позднему мелу (90–100 млн лет) и аналогичен возрасту слабо метаморфизованных терригенных отложений кихчикской серии Срединного хребта, что позволяет рассматривать терригенные породы этих серий как изофациальные осадочные отложения. Такой же возраст (граница раннего и позднего мела) принят для протолитов метабазитов, образующих прослои среди метатерригенных отложений колпаковской серии. Период времени 100–90 млн лет совпадает с началом формирования на Востоке Азии Охотско-Чукотского вулканогенного окраинно-континентального пояса.

Показано, что метабазиты колпаковской серии обладают геохимическими чертами толеитовых базальтов различных геодинамических обстановок и включают как типично островодужные (низкотитанистые), так и типично океанические (умеренно- и высокотитанистые) толеиты, ассоциирующие с ультраосновными вулканитами – пикритами. Подобная специфика химизма основных пород характерна для окраинно-континентальных зон растяжения, типа пулл-апарт, заложившихся на коре сиалического типа. Очевидно, что для Срединного хребта Камчатки существовали подобные геодинамические условия базитового магматизма.

Подъем мантийного вещества под зоной растяжения континентальной коры осадочного бассейна и пересечение ее разломами, возникшими одновременно с формированием Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, послужили началом проявления базитового вулканизма в осадочном бассейне, обеспечив интенсивное флюидное воздействие и повышение температур в коре с последующей гранитизацией и метаморфизмом вулканогенно-терригенных отложений. В конечном итоге это привело к формированию современной структуры Срединнокамчатского массива. Интенсивный базитовый вулканизм и инициированный им гранитоидный магматизм позднего мела на Камчатке был обусловлен, вероятно, подъемом мантийных плюмажей, несущих водородные флюиды.

**Ключевые слова:** метабазиты, минералогия, геохимия, геодинамика, Срединнокамчатский кристаллический массив, Камчатка.

## ВВЕДЕНИЕ

Камчатка является эталонным регионом, на примере которого отечественными и зарубежными исследователями рассматриваются современные плейт-тектонические модели аккреции океанической коры к континентальной окраине, а также вопросы эволюции магматизма зоны сочленения континентальной и океанической плит.

Данные по изотопии Sm, Nd, Rb, Sr и Pb, полученные для осадочных и магматических пород Охотского моря [9], а также последние материалы U-Pb SHRIMP датирования цирконов из метатерригенных отложений и гранитоидов Срединнокамчатского кристаллического массива [16, 19, 20, 31, 44, 45] свидетельствуют об эпиконтинентальном типе коры основания Охотского моря и о поступлении терригенного материала в осадочные отложения Срединного хребта Камчатки при эрозии зрелой континентальной коры восточной окраины Азиатского континента.

Новым дополнением к этим материалам служат данные по вулканогенным породам основного состава из разрезов терригенных отложений Срединного хребта, показывающие, что накопление терригенных пород сопровождалось активным базитовым вулканизмом, геохимические особенности которого обусловлены развитием магматизма в условиях формирования окраинного бассейна на зрелой континентальной коре. По времени этот магматизм синхронен с началом становления Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [1].

Метатерригенным образованиям колпаковской серии посвящено большое количество работ, тогда

как метабазитовые породы серии изучены довольно слабо [4, 18, 33, 43]. В данной статье приводятся новые данные по минералогии и геохимии метабазитовых пород колпаковской серии и рассматриваются вопросы их происхождения.

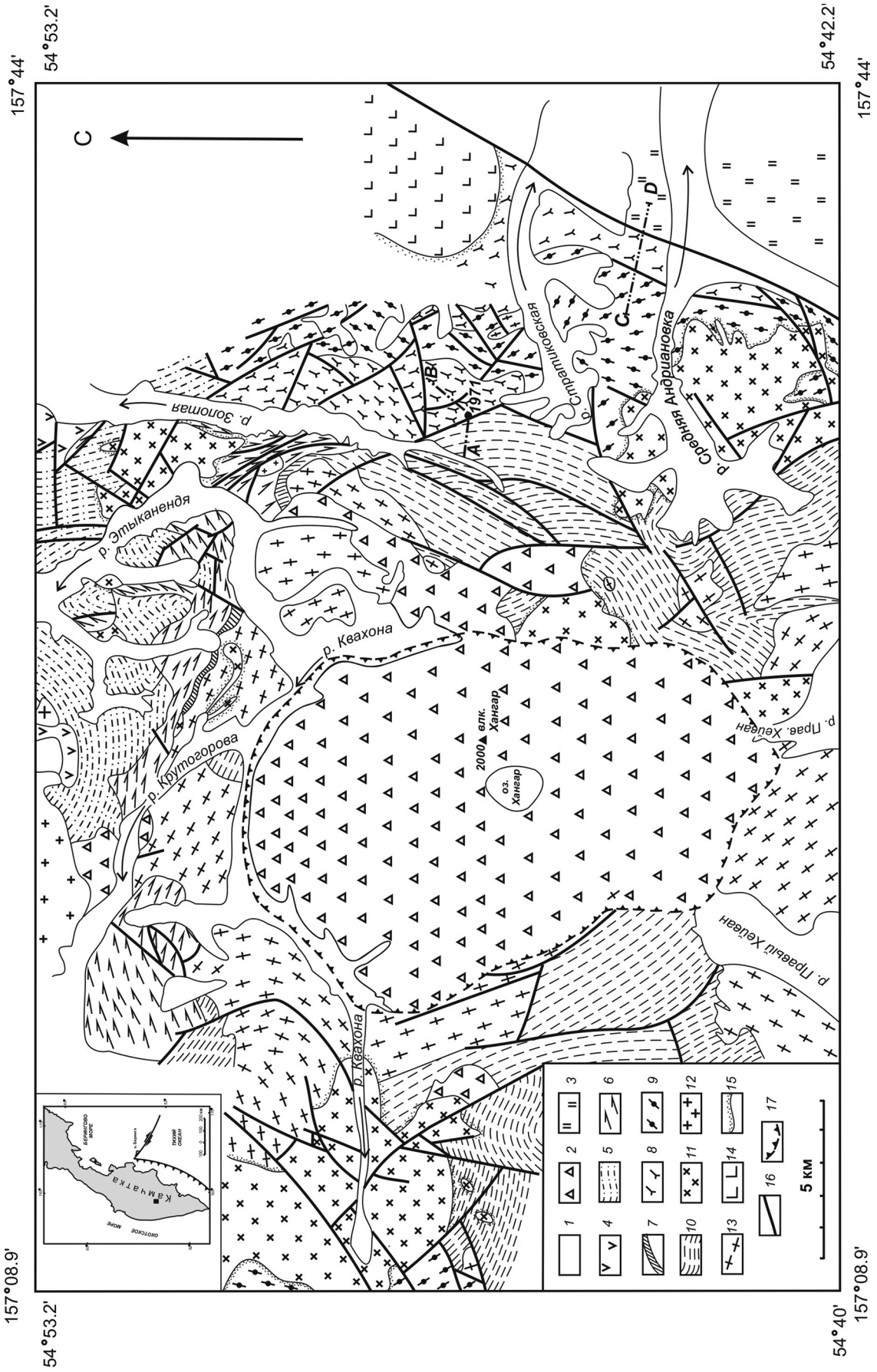
## ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

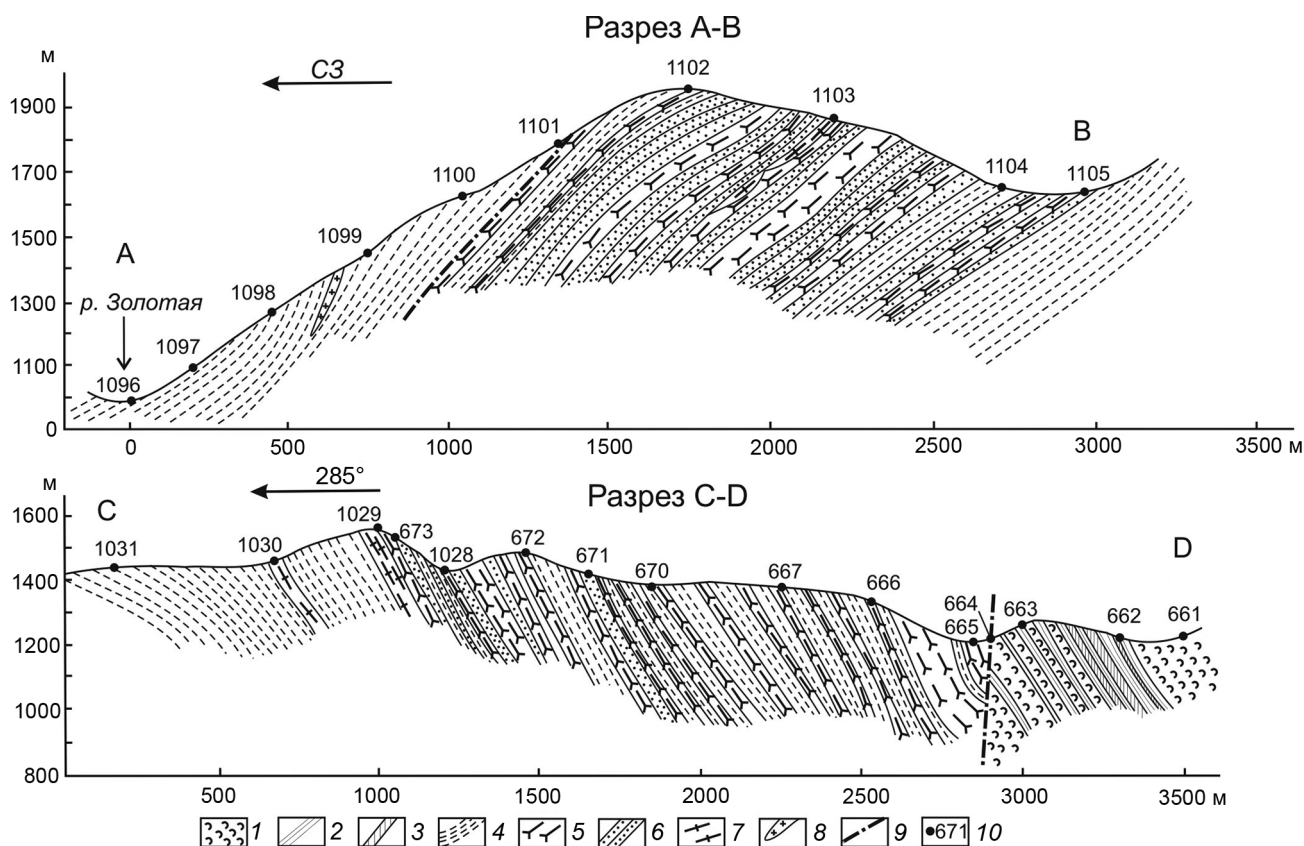
Метаморфические породы колпаковской серии мощностью более 3 км, приуроченные к основанию разреза метаморфических образований Срединного хребта [7, 8, 31, 35, 38, 45], протягиваются субмеридиональной полосой в осевой зоне хребта шириной от 20 до 35 км на расстояние около 160 км от вулкана Хангар на севере до бассейна р. Правый Кихчик на юге [7, 8, 10] и подразделяются на три толщи. В нижней толще (мощностью более 2000 м) преобладают мигматизированные кианит-гранат-биотитовые±ставролит±мусковит и гранат-биотит-мусковитовые±ставролит плагиогнейсы и мигматиты (рис. 1), содержащие разбужденные тела (силлы, пластовые залежи) амфиболитов, гранатовых амфиболитов, клинопироксен-амфиболовых кристаллических сланцев мощностью от первых до 100 м и протяженностью до нескольких километров и реже будины ультраосновных метавулканитов и известково-силикатных пород размером от первых сантиметров до первых метров.

Средняя толща серии (мощностью около 900 м) сложена биотитовыми и гранат-биотитовыми плагиогнейсами (рис. 1), степень гранитизации и мигматизации которых несколько ниже, чем в основании разреза.

**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта северной части Срединнокамчатского кристаллического массива (истоки рек Крутогорова, Золотая, Хейван и Квахона). Составлена с использованием карты полезных ископаемых [10].

1 – аллювиальные отложения; 2 – четвертичные вулканы кальдеры вулкана Хангар – андезиты, дациты, кислые пемзы; 3 – ирунейская свита  $K_2$  ir – кремнистые, глинисто-кремнистые и туфокремнистые породы, базальты, андезиты, их туфы; 4 – химкинская свита  $K_2$  hm – метавулканиты ультраосновного, основного, среднего и кислого состава, хлорит-актинолитовые, эпидот-хлорит-актинолитовые и тальк-хлорит-тремолитовые сланцы; 5 – хейванская свита  $K_{1,2}$  hv – филлиты, кристаллические сланцы, метапесчаники, металевролиты; 6 – андриановская свита  $K_{1,2}$  an – амфиболовые, амфибол-плагиоклазовые, эпидот-амфибол-плагиоклазовые сланцы основного и ультраосновного состава, филлитовидные сланцы, метатуфоконгломераты, метатуфобрекчии; 7 – камчатская серия (шихтинская свита)  $K_{1,2}$  km – биотитовые, гранат-биотитовые, гранат-ставролит-биотитовые и андалузит-гранат-ставролит-слюдистые кристаллические сланцы; 8–10 – колпаковская серия:  $K_{1,2}$  kl – верхняя толща (8) – чередование амфиболитов, гранатовых амфиболитов, клинопироксен-амфиболовых основных сланцев, гранат-биотит-амфиболовых плагиогнейсов и кварцитов, кианит-содержащих плагиогнейсов; средняя толща (9) – гранат-слюдистые плагиогнейсы, мигматиты; нижняя толща (10) – высокоглиноземистые кианитсодержащие плагиогнейсы, мигматиты, реже амфиболиты, гранатовые амфиболиты, основные кристаллические сланцы; 11 – лавкинский plutонический комплекс  $P_3-N_1$  – габбро, габброориты, диориты, гранодиориты, монзониты, кварцевые сиениты; 12 – крутогоровский plutонический комплекс  $K_{1,2}$  – массивные и гнейсовидные биотитовые и гранат-биотитовые граниты, гранодиориты и тоналиты; 13 – кольский plutонический комплекс  $K_{1,2}$  – гнейсовидные и массивные биотитовые, гранат-биотитовые граниты, гранодиориты, редко тоналиты; 14 – левоандриановский интрузивный комплекс основных и ультраосновных пород концентрически-зональных массивов  $K_2-P_1$ ; 15 – роговиковые ореолы; 16 – тектонические нарушения – надвиги, главные разломы; 17 – граница кальдеры вулкана Хангар. На врезке – район исследований. А-В и С-Д – геологические разрезы верхней толщи колпаковской серии (рис. 2).





**Рис. 2.** Характер чередования метабазитов с апотерригенными породами в составе верхней толщи колпаковской серии (разрез А-В – в истоках р. Золотая, разрез С-Д – в верховьях р. Средняя Андриановка; положение разрезов см. рис. 1).

1–3 – отложения ирунейской свиты: 1 – вулканиты среднего и основного состава, 2 – аргиллиты, алевролиты, 3 – граувакки; 4–6 – колпаковская серия, верхняя толща: 4 – гранат-биотитовые и кианит-гранат-биотитовые±ставролит±мусковит плагиогнейсы, кристаллические сланцы и мигматиты, 5 – амфиболиты, гранатовые амфиболиты, клинопироксен-амфиболовые основные сланцы, 6 – гранат-биотитовые и гранат-биотит-амфиболовые плагиогнейсы и кварциты; 7 – гнейсовидные гранитоиды кругогоровского комплекса; 8 – син- и позднеметаморфические граниты и пегматиты; 9 – тектонические нарушения; 10 – точки наблюдений.

Верхняя толща колпаковской серии (мощностью более 700 м) обнажается только в северо-восточной части метаморфической зоны на правом берегу истоков р. Золотой и на левобережье р. Средней Андриановки (рис. 1, 2) и представлена чередованием мигматизированных амфиболитов, гранатовых амфиболитов, клинопироксен-амфиболовых (нередко с гранатом) основных кристаллических сланцев (в виде силлов и пластовых залежей мощностью до нескольких десятков метров), гранат-биотит-амфиболовых, гранат-биотитовых и кианит-гранат-биотитовых плагиогнейсов и гранатосодержащих кварцитов. Ранее эти образования относили к андриановской свите [7].

Согласно существующей стратиграфической схеме, породы колпаковской серии перекрываются отложениями малкинской серии [7, 8, 10], характеризующейся неравномерным метаморфизмом исходных пород. Эти отложения развиты преимущественно на западных склонах и юге метаморфической зоны Сре-

днего хребта, тогда как на восточных ее склонах распространены вулканогенные образования ирунейской и кирганинской свит позднего мела, содержащие фауну *Inoceramus schmidti* Mich. [7].

В составе малкинской серии выделяется несколько свит (снизу-вверх) – шихтинская, андриановская, хейванская и химкинская, отличающиеся как по литологическому составу, так и степени метаморфизма, которая, в общем, снижается вверх по разрезу и с удалением от осевой зоны хребта.

Шихтинская свита [38], выделяемая прежде как камчатская серия [7], сложена апотерригенными гранат-ставролит-слюдистыми кристаллическими сланцами (участками мигматизированными) и перекрывается вулканогенными образованиями андриановской свиты.

Метаморфизованные вулканогенные отложения андриановской свиты почти сплошной полосой шириной 2–5 км окаймляют метаморфические породы кол-

паковской серии, обнажаясь в северной и северо-восточной частях массива в верховьях рек Крутогорова, Облуковины, Стратиковской и Средней Андриановки (рис. 1). Андриановская свита сложена амфиболитами и эпидотовыми амфиболитами (преобладают меланократовые разновидности), амфиболовыми и плагиоклаз-амфиболовыми сланцами. Другие разновидности метавулканитов, в том числе и серпентин-хлорит-тремолитовые сланцы (метапикриты), агломератовые туфы и брекчии основного состава пользуются резко подчиненным распространением в основном в нижней части свиты. В кремнистых прослоях из вулканогенных образований андриановской свиты обнаружены радиолярии верхнего мела, аналогичные радиоляриям ирунейской свиты восточных склонов Срединного хребта [30].

Хейванская свита залегает на андриановской свите без видимого несогласия. В нижней части свиты преобладают гранат-ставролит-слюдистые кристаллические сланцы, сменяющиеся вверх по разрезу гранатосодержащими филлитами и метапесчаниками.

Верхняя часть разреза малкинской серии представлена химкинской свитой, залегающей на хейванской свите с постепенными переходами. Она сложена эпидот-актинолитовыми зелеными сланцами, метапесчаниками и кварцитами. По мнению А.И. Ханчука [38], химкинская свита является фациальным аналогом алисторской и квахонской свит западных склонов Срединного хребта, в составе которых преобладают метаморфизованные основные и ультраосновные вулканиты (метапикриты, метапикробазальты и их туфы) и меньше развиты средние и кислые метавулканиты [36, 38].

Пластовые тела (в различной степени будинированные) амфиболитов, гранатовых амфиболитов и клинопироксен-амфиболовых±гранат кристаллических сланцев, испытавших метаморфизм, изофациальный с таковыми вмещающих их образований, наблюдаются по всему разрезу колпаковской серии. Наибольшее количество метабазитов отмечается в составе верхней толщи, что позволяет характеризовать ее как преимущественно вулканогенную с горизонтами терригенных пород и кварцитов в отличие от существенно терригенных нижних толщ. В составе верхней толщи отсутствуют бесплагиоклазовые оливин-пироксеновые амфиболиты (метапикриты), образующие редкие будины (мощностью до первых метров) среди метатерригенных пород нижних двух толщ.

Наибольшим распространением среди метабазитов пользуются амфиболиты и основные кристаллические сланцы (рис. 1), а гранатовые амфиболиты более типичны для верхних частей разреза серии

(рис. 2), где отмечается постепенное увеличение количества гранат-биотит-амфиболовых плагиогнейсов и гранатосодержащих кварцитов.

Петрологические исследования свидетельствуют, что вулканогенно-терригенные породы колпаковской серии были регионально метаморфизованы в раннем эоцене ( $52 \pm 2$  млн лет назад) [31, 45] в условиях кианит-силлиманитовой субфации глубинности амфиболитовой фации при температуре  $560\text{--}660^\circ\text{C}$  и давлении  $P_s = 5.9\text{--}6.9$  кбар, что обусловило широкое развитие кианита в исходных высокоглиноземистых породах [35]. Интенсивная гранитизация и мигматизация, сопровождавшие метаморфические процессы с формированием гнейсово-купольных структур, происходили на фоне резкого снижения давления (глубинности) метаморфизма до 2–3 кбар, минералогическим свидетельством чему служат реакционные структуры замещения кианита андалузитом как в метаморфических породах, так и в жильных синметаморфических гранитах и пегматитах [35].

Данные о возрасте пород фундамента Срединнокамчатского массива и источниках сноса осадочного материала метаморфических образований колпаковской серии неоднозначны. Первые и пока единичные Sm-Nd определения амфибол-плагиоклазовых основных сланцев отвечают возрасту  $951 \pm 43$  млн лет [17], что позволило этим исследователям предполагать позднепротерозойский возраст протолита колпаковской серии.

Rb-Sr датирование апотерригенных метаморфических образований колпаковской и камчатской серий показало, что наиболее метаморфизованные их породы имеют меловой возраст 125–141 млн лет [5]. В.И. Виноградов с соавторами [5, 6] отмечают, что в изотопном составе стронция изученных пород нет признаков существования древней сиалической коры, а становление ранней континентальной коры Камчатки приходится на раннемеловое время за счет метаморфических преобразований вулканогенно-осадочных отложений островодужного типа [6].

Иных представлений придерживаются Ю.А. Костицын с соавторами [16, с. 176], считающие, "... что в составе колпаковской и камчатской серий присутствует вещество протерозойского и позднеархейского возраста, которое было в значительной мере преобразовано в ходе более молодых метаморфических событий", подтвердив более ранние заключения [7, 17, 38] о наличии древней континентальной коры в структурах Западной и Центральной Камчатки, отраженные в стратиграфических схемах 60-х годов прошлого столетия [7].

Детальные U-Pb SHRIMP исследования цирконов из метаморфических апотерригенных пород колпаковской серии [44] показали, что ядра примерно 30 % общей популяции проанализированных кристаллов циркона имеют архейские и протерозойские (2.8–2.5 млрд лет) датировки, отражая возраст протолита. По мнению [44], первичные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703\text{--}0.706$  метаморфических пород серии, отсутствие в них высоко-Sr полевых шпатов свидетельствуют о молодом возрасте (около 77 млн лет) регионального метаморфизма, гранитизации и мигматизации позднемезозойского протолита колпаковской серии. Еще раньше к аналогичному выводу пришли В.И. Виноградов с соавторами [5, с. 63], считающие, что «метаморфические и магматические комплексы Срединного хребта Камчатки сформировались в раннемеловое время за счет преобразований вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород и хемогенно-осадочных образований и нет никаких оснований рассматривать комплексы протопород как древние».

Новейшие данные по датированию кластогенно-циркона и монацита U-Pb SHRIMP методом [31, 45] показали, что колпаковская и камчатская серии являются метаморфизованными аналогами одновозрастных терригенных отложений кихчикской серии мелового возраста западных склонов и юга Срединного хребта, формировавшихся у континентального подножия обширного окраинноморского палеобассейна на восточной окраине Азиатского континента. Возраст протолита всех терригенных толщ Срединного хребта датируется концом нижнего–верхним мелом [31, 45].

Помимо цирконов указанного возраста в породах колпаковской, камчатской и кихчикской серий установлены детритовые цирконы с возрастными от протерозоя до раннего мела [16, 20, 31, 44, 45], что свидетельствует о континентальной природе коры, служившей источником осадочного материала при формировании стратифицированных отложений Срединного хребта Камчатки.

Таким образом, современные радиоизотопные данные позволяют утверждать, что колпаковская, камчатская, малкинская и кихчикская серии Срединнокамчатского массива (рис. 1) представляют собой комплекс одновозрастных апотерригенных пород, метаморфизованных в различных *P-t*-условиях. Впервые эта точка зрения была высказана М.М. Лебеде-

вым [21], но из-за отсутствия точных возрастных датировок метаморфических пород разной степени метаморфизма не получила признания и потребовалось более 40 лет, чтобы доказать правоту этого предвидения [31, 45].

#### МИНЕРАЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ МЕТАБАЗИТОВ

Наиболее распространенными базитовыми породами колпаковской серии являются амфиболиты – *Ore+Hbl+Pl\** – и основные кристаллические сланцы – *Ore+Cpx+Hbl+Pl±Grt*. Преобладающими минералами амфиболитов и основных кристаллических сланцев являются амфибол и плагиоклаз, а содержание клинопироксена обычно не превышает 10–15 объемн. %. Амфибол metabазитов представлен бурой или зеленовато-бурой ферроэденитовой, ферропаргаситовой и реже магнезиальной роговой обманкой, по номенклатуре [47], магнезиальность которой изменяется в пределах  $X_{Mg} = 0.35\text{--}0.49$ , повышаясь в основных кристаллосланцах до 0.52–0.60 (табл. 1). Клинопироксен основных кристаллосланцев – салит  $Wo_{48-50}En_{30-35}Fs_{15-20}$ .

Гранатовые амфиболиты – *Ore+Grt+Hbl+Pl* – более типичны для верхних частей разреза серии, где они переслаиваются с кианит-гранат-биотитовыми *Ky-Grt-Bt-Pl-Qtz±Sta* и гранат-биотит-амфиболовыми *Ore-Grt-Bt-Hbl-Pl-Qtz±Or* плагиогнейсами и *Ilm-Grt-Bt-Hbl-Pl-Qtz* кварцитами. Гранат гранатовых амфиболитов и основных кристаллических сланцев (содержание граната в породах обычно не превышает 10 объемн. %) характеризуется как прямой, так и обратной зональностью в зависимости от степени гранитизации и мигматизации исходных пород, что обуславливает вариации его компонентного состава: *Alm* – 40–45 %, *Prp* – 8–10 %, *Sps* – 5–7 %, *Grs* – 42–45 % (табл. 1). Наиболее высокие концентрации Mn-минала в гранатах отмечаются в гранат-биотит-амфиболовых плагиогнейсах и кварцитах (табл. 1).

Ультраосновные породы (метапикриты) характеризуются бесплагиоклазовыми парагенезисами: *Spl+Hbl+Opx*, *Spl+Ol+Hbl*, *Spl+Ol+Opx+Hb* – и состоят из оливина ( $X_{Mg} = 0.76\text{--}0.78$ ), ортопироксена ( $X_{Mg} = 0.80$ ), амфибола ( $X_{Mg} = 0.84\text{--}0.87$ ) и железисто-глиноземистой шпинели (табл. 1).

Использование *Grt-Hbl-Pl* геотермобарометра [46] свидетельствует, что гранатовые амфиболиты и

Примечание. \* В тексте и в табл. 1 *Alm* – альмандин, *Bt* – биотит, *Hbl* – роговая обманка, *Cpx* – моноклинный пироксен, *Grs* – гроссуляр, *Grt* – гранат (с – центр, г – край кристалла), *Ilm* – ильменит, *Hbl* – роговая обманка, *Mt* – магнетит, *Ol* – оливин, *Opx* – ортопироксен, *Or* – калинатровый полевой шпат, *Ore* – рудный, *Pl* – плагиоклаз, *Prp* – пироп, *Qtz* – кварц, *Spl* – шпинель, *Sps* – спессартин.  $X_{Mg} = \text{Mg}/(\text{Fe}+\text{Mn}+\text{Mg})$ .

Таблица 1. Парагенезисы и состав минералов (мас. %) метаморфизованных основных и ультраосновных пород колтаковской серии.

Образец	Минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	X <sub>Мг</sub>	t°C	P <sub>с,кбар</sub>	Ассоциация
Гранатовые амфиболиты															
526	Gr <sub>tc</sub>	37.98	0.06	21.43	23.56	1.07	2.36	13.34	0.02	0.00	99.82	0.146	600 <sup>2</sup>	-	Ore-Grt-Hbl-Pl
	Gr <sub>t</sub>	37.75	0.02	21.14	25.10	2.58	1.55	10.83	0.03	0.00	99.00	0.091			
	Hbl	43.60	1.73	11.47	20.40	0.39	7.34	10.95	1.35	1.10	98.33	0.386			
667-A	Gr <sub>tc</sub>	37.59	0.00	21.11	28.34	4.41	2.75	6.35	0.03	0.00	100.58	0.130	640 <sup>1</sup>	7.6 <sup>1</sup>	Plm-Grt-Pl-Hbl±Bt
	Gr <sub>t</sub>	37.54	0.00	21.43	26.93	2.97	4.02	6.45	0.02	0.00	99.36	0.193			
	Hbl	41.70	2.36	13.76	19.53	0.33	8.39	10.18	1.80	0.42	98.47	0.429			
	Pl	58.56	0.01	26.30	0.33	0.00	0.02	8.46	6.80	0.14	100.62	0.403*			
Основные Срх-Нбl кристаллические сланцы															
415-B	Срх	53.24	0.04	0.89	12.11	0.58	10.46	23.94	0.24	0.00	101.50	0.595	700 <sup>2</sup>	-	Sph-Grt-Срх-Нбl-Pl
	Hbl	43.09	0.69	12.17	17.29	0.39	9.05	11.73	1.39	0.90	96.70	0.476			
746-B	Gr <sub>tc</sub>	38.27	0.00	22.04	20.15	2.24	2.10	15.90	0.00	0.00	100.70	0.143	650 <sup>1</sup>	7.6 <sup>1</sup>	Grt-Срх-Нбl-Pl
	Gr <sub>t</sub>	37.59	0.09	21.98	19.89	2.33	2.20	16.45	0.00	0.00	100.53	0.150			
	Срх	52.18	0.07	1.10	11.74	0.39	10.74	23.65	0.16	0.02	100.05	0.612			
	Hbl	43.31	0.65	13.68	16.66	0.30	8.98	11.89	1.56	0.98	98.01	0.486			
1101	Pl <sub>r</sub>	51.74	0.00	31.19	0.15	0.03	0.00	13.15	4.25	0.09	100.60	0.628*	760 <sup>2</sup>		Срх-Нбl-Pl
	Срх	52.41	0.14	2.02	8.78	0.31	12.24	22.71	0.63	0.09	99.33	0.706			
	Hbl	45.99	0.70	12.02	13.58	0.27	11.06	11.71	2.10	1.03	98.46	0.587			
	Pl	60.76	0.07	24.77	0.21	0.00	0.00	5.92	8.10	0.36	100.19	0.282*			
453-B	Срх	52.34	0.04	0.28	11.91	0.48	10.36	24.12	0.05	0.00	99.58	0.598	700 <sup>2</sup>		Plm-Срх-Нбl-Pl±Or
	Hbl	45.68	1.56	9.65	17.57	0.33	9.34	11.91	1.22	0.67	97.93	0.482			
	Pl	56.34	0.02	28.89	0.06	0.00	0.00	10.59	5.28	0.27	101.45	0.519*			
	Ilm	0.00	50.58	0.00	46.27	2.14	0.12	0.05	0.00	0.00	99.16	-			
887/1	Срх	52.63	0.12	1.40	11.72	0.36	10.79	23.26	0.35	0.01	100.64	0.617	700 <sup>2</sup>		Plm-Срх-Нбl-Pl
	Hbl	46.19	0.69	10.09	17.63	0.23	10.33	11.93	1.42	0.22	98.73	0.508			
477	Hbl	48.37	0.94	7.58	15.97	0.27	12.57	11.69	0.74	0.40	98.53	0.579	580 <sup>2</sup>		Mt-Срх-Нбl-Pl
	Pl <sub>c</sub>	47.55	0.00	34.35	0.12	0.01	0.00	16.42	2.19	0.05	100.69	0.804*			
	Pl <sub>r</sub>	54.98	0.01	29.72	0.22	0.00	0.00	11.20	5.10	0.12	101.35	0.546*			
1189/1	Срх <sub>r</sub>	52.01	0.03	0.92	10.94	0.26	10.85	23.31	0.04	0.00	98.36	0.633	700 <sup>2</sup>	-	Срх-Нбl-Pl
	Hbl <sub>c</sub>	51.28	0.27	5.70	14.74	0.22	12.48	12.09	0.48	0.05	97.31	0.598			
	Hbl <sub>r</sub>	48.47	0.29	7.55	15.57	0.21	11.64	11.93	0.61	0.08	96.35	0.568			
	Pl <sub>c</sub>	45.55	0.00	35.17	0.20	0.00	0.00	17.64	1.42	0.01	99.99	0.872*			
	Pl <sub>r</sub>	46.11	0.00	34.40	0.23	0.00	0.00	17.01	1.96	0.01	99.72	0.827*			

Анализы минералов выполнены В.М. Чубаровым и И.А. Тарариным на микроанализаторах JXA-5A и «Самебах» в ДВГИ ДВО РАН и Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН.

Таблица 1 (продолжение).

Образец	Минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	X <sub>Mg</sub>	t°C	P <sub>s</sub> кбар	Ассоциация
Гранат-биотит-амфиболовые плагиогнейсы															
1102	Grт <sub>c</sub>	37.00	0.09	21.45	25.30	6.00	2.65	8.90	0.00	0.00	101.39	0.131	620 <sup>1</sup>	7.6 <sup>1</sup>	Grт-Hbl-Pl-Or-Qtz
	Grт <sub>t</sub>	37.65	0.09	21.64	19.01	6.19	1.74	12.22	0.05	0.05	98.62	0.109			
	Hbl	41.55	0.99	13.37	20.95	0.88	6.42	11.67	1.31	1.65	98.79	0.343			
	Pl	57.62	0.03	28.03	0.16	0.03	0.00	9.63	5.75	0.29	101.54	0.473*			Grт-Hbl-Pl-Or-Qtz
1103/5	Grт <sub>c</sub>	37.40	0.00	21.14	21.88	10.15	0.80	8.85	0.00	0.00	100.20	0.043	615 <sup>1</sup>	7.6 <sup>1</sup>	Ilm-Grт-Bt-Hbl-Pl-Qtz
	Grт <sub>t</sub>	37.03	0.00	21.29	27.63	4.61	2.31	6.67	0.00	0.00	99.54	0.113			
	Hbl	41.55	0.72	13.40	19.73	0.69	7.09	10.73	1.57	0.68	96.16	0.380			
	Bt	34.82	2.71	14.75	21.80	0.21	9.86	0.00	0.22	8.86	93.23	0.481			
	Pl <sub>r</sub>	58.02	0.00	26.73	0.19	0.00	0.02	8.53	6.95	0.14	100.58	0.401*			
668	Grт <sub>c</sub>	37.10	0.23	21.23	19.22	14.75	0.87	6.84	0.00	0.00	100.24	0.042	640 <sup>1</sup>	7.6 <sup>1</sup>	Ilm-Bt-Grт-Hbl-Pl-Qtz
	Grт <sub>t</sub>	37.19	0.11	21.43	21.89	11.86	1.26	6.43	0.00	0.00	100.17	0.062			
	Hbl <sub>c</sub>	40.07	0.31	14.29	21.22	0.97	6.37	11.31	1.16	1.03	96.73	0.349			
	Hbl <sub>r</sub>	40.75	0.55	13.00	21.11	0.90	6.58	11.34	1.40	1.11	96.74	0.357			
	Pl <sub>c</sub>	59.97	0.00	25.17	0.12	0.00	0.00	6.85	7.61	0.20	99.92	0.328*			
	Pl <sub>r</sub>	61.16	0.00	24.39	0.19	0.00	0.00	6.03	7.54	0.80	100.11	0.292*			
	Ilm	0.05	44.95	0.10	42.26	6.17	0.10	0.38	0.00	0.00	94.01	-			
1107	Grт <sub>c</sub>	37.25	0.03	21.08	13.37	15.16	0.31	12.54	0.00	0.00	99.74	0.019	610– 650 <sup>1</sup>	7.6– 7.8 <sup>1</sup>	Ilm-Grт-Cpx-Bt-Hbl-Pl- Qtz
	Grт <sub>t</sub>	37.61	0.06	22.08	27.84	4.63	1.60	7.51	0.00	0.00	101.33	0.081			
	Hbl <sub>1</sub>	42.91	1.41	11.34	20.53	0.85	6.99	11.03	1.32	1.04	97.42	0.369			
	Hbl <sub>2</sub>	48.29	0.72	7.33	19.97	1.08	8.99	10.67	0.93	0.40	98.38	0.432			
	Bt	34.67	3.76	15.11	22.77	0.40	7.97	0.00	0.07	9.30	94.05	0.379			
	Pl <sub>r</sub>	61.14	0.00	24.69	0.35	0.00	0.00	6.31	7.74	0.23	100.45	0.307*			
	Ilm	0.00	50.72	0.00	41.02	6.70	0.06	0.00	0.00	0.00	98.50	-			
Гранат-биотит-амфиболовые кварциты															
1102/1	Grт <sub>c</sub>	37.37	0.05	21.78	28.84	3.44	5.46	3.73	0.00	0.00	100.67	0.231	500 <sup>3</sup>	-	Ilm-Grт-Bt-Hbl-Pl-Qtz
	Grт <sub>t</sub>	37.76	0.08	21.91	28.08	5.68	3.45	3.19	0.00	0.00	100.14	0.102			
	Bt	38.12	2.10	16.36	17.47	0.16	13.35	0.07	0.32	8.41	96.36	0.575			
	Pl	57.81	0.09	26.82	0.23	0.00	0.00	8.88	5.95	0.42	100.20	0.443*			
	Ilm	0.03	47.63	0.07	42.59	4.43	0.14	0.00	0.00	0.00	94.89	-			



Таблица 1 (окончание).

Образец	Минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	X <sub>Mg</sub>	t°C	P <sub>s</sub> кбар	Ассоциация
473-Б	Ol	39.09	0.09	0.07	20.37	0.33	40.06	0.01	0.01	0.00	100.03	0.775			Spl-Ol-Orpx-Hbl
	Orpx	55.21	0.10	1.78	12.82	0.28	29.39	0.18	0.02	0.00	99.78	0.800			
	Hbl	52.58	0.31	7.27	4.91	0.16	18.95	12.18	0.74	0.14	97.24	0.869			
452-Б	Orpx	55.45	0.08	1.92	13.22	0.29	29.30	0.22	0.02	0.00	100.50	0.794			Spl-Orpx-Hbl
	Hbl	48.19	0.30	10.20	6.09	0.10	18.63	11.53	1.22	0.17	96.43	0.843			
	Spl	0.06	0.05	60.43	19.19	0.10	14.15	0.01	0.02	0.00	97.07**	0.567			
455-А	Ol	38.88	0.01	0.04	21.78	0.29	39.72	0.01	0.04	0.01	100.77	0.762			Spl-Orpx-Ol-Hbl
	Hbl	48.73	0.02	9.61	5.42	0.12	18.39	11.48	1.02	0.01	94.80	0.855			
	Orpx	56.45	0.08	1.92	13.22	0.29	29.30	0.22	0.02	0.00	100.50	0.794			
Spl	0.06	0.01	59.23	19.91	0.16	15.32	0.00	0.00	0.00	0.00	100.61**	-			

Примечание: Место отбора образцов: 526 – истоки р. Левый Лунгос; 667-А, 668 – водораздел истоков рек Средняя Андриановка и Стратиковская; 452-Б, 453-Б, 455-А, 473-Б, 477 – р. Левая (правый приток р. Правая Воровская); 415-В, 746-Б – истоки р. Средняя Воровская; 1101, 1102, 1102/1, 1103/5, 1007 – правобережье истоков р. Золотая; 887/1 – правобережье среднего течения р. Квахона; 1189/1 – г. Высокая, водораздел рек Правый Кихчик и Квинум. \*Содержание анортита в плагиоклазе X<sub>Ca</sub> = Ca/(Ca+Na+K); \*\*В сумму дополнительно включено Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в Spl; Обр. 452-Б – 3.06, 455-А – 5.92. 1–3 – геотермометры: [46], [28], [3].

гранатсодержащие основные кристаллические сланцы метаморфизованы при температуре 620–650° С и давлении 7.6–7.8 кбар (табл. 1). Полученные величины литостатического давления примерно на 1 кбар превышают определения, рассчитанные по кианит-гранат-биотитовому геотермометру [35], что обусловлено, вероятно, реакционными взаимоотношениями граната и амфибола изученных пород, в которых гранат нередко отделен от роговой обманки тонкой плагиоклазовой оторочкой.

ГЕОХИМИЯ МЕТАБАЗИТОВ

Химический состав метабазитов и метапикритов колцаковской серии приведен в табл. 2 и отражен на ряде классификационных диаграмм (рис. 3–5). На диаграммах SiO<sub>2</sub>–(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) и SiO<sub>2</sub>–K<sub>2</sub>O (рис. 3)

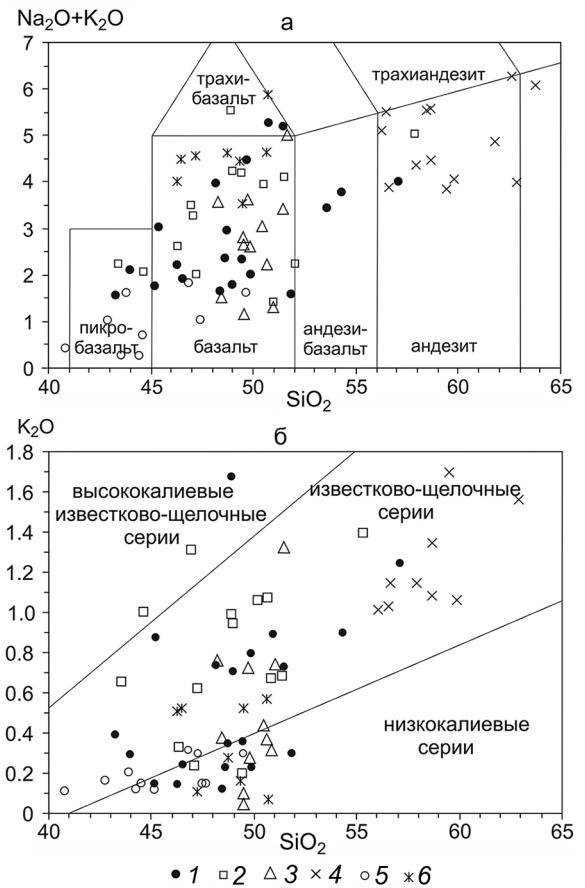


Рис. 3. Квалификационные диаграммы SiO<sub>2</sub>–(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) (а) и SiO<sub>2</sub>–K<sub>2</sub>O (б) для метабазитовых пород колцаковской серии.

1 – амфиболиты, 2 – гранатовые амфиболиты, 3 – Srx-Hbl основные кристаллические сланцы, 4 – гранат-биотит-амфиболовые плагиогнейсы, 5 – метапикриты и метапикробазальты, 6 – базальты хозгонской свиты кихчикской серии [39]. Поля на диаграмме SiO<sub>2</sub>–K<sub>2</sub>O приведены по [51].

Таблица 2. Химический и микроэлементный состав амфиболитов, гранатовых амфиболитов, основных кристаллических сланцев и метакрикетов колпаковской серии.

	289-К	290-А	463	626-А	1180/1	1189/1	5526/1	403-Е	453-Б	477	887	1189
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub> , %	54.28	48.95	45.21	48.40	46.22	48.61	48.15	48.23	50.44	50.64	49.82	49.52
TiO <sub>2</sub>	2.49	1.23	1.33	0.91	0.91	1.23	1.93	1.65	1.43	1.30	0.97	1.22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.86	13.74	17.54	14.78	18.11	16.67	14.83	15.07	14.23	15.92	15.32	16.12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.91	1.15	1.11	2.08	1.74	1.46	3.16	2.50	1.61	1.46	2.16	1.06
FeO	9.44	9.41	9.94	9.26	7.02	8.03	10.29	9.02	9.06	8.82	9.15	7.34
MnO	0.18	0.19	0.22	0.18	0.15	0.16	0.20	0.18	0.21	0.16	0.20	0.16
MgO	4.39	8.56	7.61	8.36	7.59	8.45	7.23	7.19	6.63	7.11	6.60	6.58
CaO	7.43	12.38	12.27	12.62	15.08	12.14	9.23	11.71	12.01	11.89	12.70	16.19
Na <sub>2</sub> O	2.89	1.08	0.88	1.55	2.08	2.14	3.24	2.81	2.61	1.84	2.33	1.09
K <sub>2</sub> O	0.90	0.71	0.88	0.12	0.15	0.23	0.74	0.76	0.44	0.37	0.28	0.05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.26	0.09	0.76	0.07	0.09	0.11	0.17	0.15	0.13	0.11	0.11	0.10
П.п.п.	0.14	2.01	1.64	1.20	0.41	0.48	0.37	0.60	0.68	0.33	0.58	0.24
Сумма	100.17	99.50	99.39	99.34	99.55	99.71	99.54	99.87	99.48	99.95	100.22	99.67
V, г/т	278.41	372.71	317.41	351.81	236.21	255.01	402.81	372.96	357.41	310.43	327.51	236.21
Cr	15.7	284.2	222.7	144.4	361.5	341.0	133.9	136.0	129.5	201.2	184.3	361.5
Co	31.25	43.39	42.86	51.42	31.89	38.18	43.43	45.17	43.58	43.07	41.79	31.89
Ni	33.89	110.57	99.17	132.57	148.57	123.57	47.12	87.32	77.57	92.92	108.37	148.57
Rb	43.23	24.28	17.03	0.80	1.32	4.15	6.77	42.76	8.59	6.46	5.10	1.32
Sr	171.11	162.01	299.26	141.06	110.96	149.11	126.11	145.96	226.76	142.41	175.16	110.96
Y	52.26	30.62	17.52	19.37	24.16	24.58	39.66	40.26	34.59	29.29	19.26	24.16
Zr	108.98	70.48	70.53	41.06	72.43	68.83	108.98	95.78	91.08	71.48	44.30	72.43
Nb	22.55	2.63	15.07	2.21	1.57	1.37	2.42	6.25	2.86	1.44	2.31	1.57
Ba	170.23	142.73	124.58	12.58	5.67	11.90	77.08	25.23	68.53	44.69	95.43	5.67
La	12.72	2.58	6.36	2.12	3.18	2.44	4.38	6.50	5.35	3.08	3.54	3.18
Ce	33.15	8.17	14.54	6.05	9.88	8.33	13.21	13.55	12.33	8.25	9.15	9.88
Pr	4.71	1.51	2.32	1.03	1.81	1.57	2.35	5.11	2.87	1.47	1.29	1.81
Nd	22.55	7.72	11.29	5.67	9.25	8.52	13.09	13.79	11.80	8.02	7.87	9.25
Sm	7.00	3.31	4.00	1.97	3.17	3.30	4.94	7.45	4.96	3.39	2.46	3.17
Eu	2.57	1.32	1.15	0.83	1.32	1.13	1.70	1.37	1.23	1.12	0.92	1.32
Gd	8.14	4.32	4.58	2.64	3.52	4.04	6.33	8.10	5.21	4.21	2.93	3.52
Tb	1.57	0.83	0.77	0.49	0.72	0.75	1.25	4.56	1.64	0.95	0.62	0.72
Dy	9.92	5.85	4.07	3.99	5.28	5.76	8.85	19.45	7.61	6.17	4.23	5.28
Ho	2.09	1.29	0.77	0.85	1.03	1.07	1.86	4.99	2.18	1.25	0.78	1.03
Er	6.10	3.78	2.10	2.38	3.38	3.52	5.62	7.56	4.74	3.85	2.59	3.38
Tm	1.03	0.54	0.34	0.39	0.53	0.43	0.82	4.07	1.49	0.55	0.40	0.53
Yb	5.59	3.21	2.24	2.16	2.81	2.74	5.13	6.99	3.98	3.12	2.35	2.81
Lu	0.99	0.54	0.33	0.33	0.47	0.44	0.81	4.01	1.33	0.56	0.36	0.47
Hf	3.14	2.04	2.44	1.40	2.49	2.28	3.56	2.75	2.55	2.41	1.77	2.49
Ta	0.59	0.40	0.80	0.11	0.12	0.08	0.18	1.65	0.44	0.16	0.16	0.12
Pb	5.26	1.81	3.85	1.00	2.50	3.63	7.56	8.54	4.79	1.71	2.78	2.50
Th	3.66	0.26	0.48	0.12	0.30	0.11	0.15	3.70	1.42	0.25	0.34	0.30
U	1.30	0.43	3.23	0.08	0.09	0.12	0.27	4.05	1.07	0.48	0.35	0.09

фигуративные точки метабазитов формируют поля, параллельные вертикальной оси, пересекая области толеитовых, известково-щелочных и щелочных серий вулканитов, что связано, вероятно, с влиянием наложенных процессов гранитизации и мигматизации.

На диаграмме FeO\*/MgO–SiO<sub>2</sub> (рис. 4 а) фигуративные точки состава изученных пород приурочены к полю толеитовых вулканитов и меньше – к полю

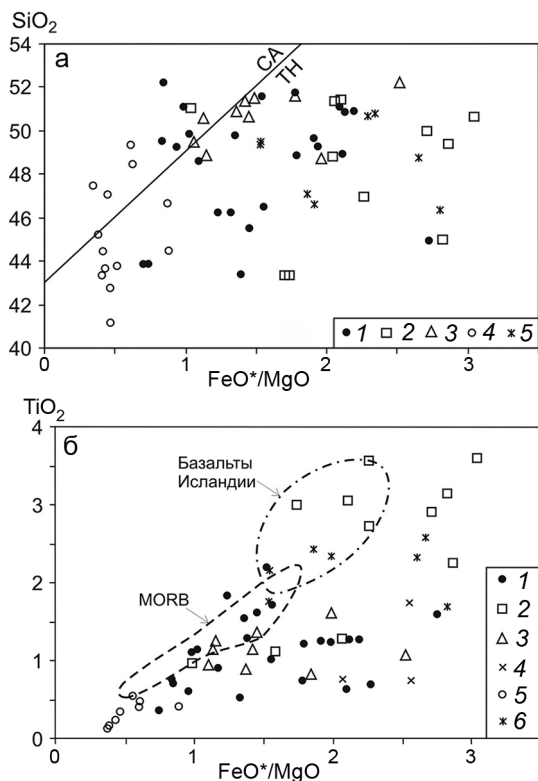
известково-щелочных образований. Согласно данным табл. 2, метабазиты принадлежат к умеренноглиноземистым породам  $[Al_2O_3/(Fe_2O_3+FeO+MgO) \leq 1]$  и лишь отдельные образцы гранатовых амфиболитов колпаковской серии относятся к высокоглиноземистым разновидностям  $[Al_2O_3/(Fe_2O_3+FeO+MgO) > 1]$ .

Диаграмма FeO\*/MgO–TiO<sub>2</sub> (рис. 4 б) демонстрирует, что метабазитовые породы являются низко-

Таблица 2 (окончание).

	469-А	511-Г	667-А	672	1195/4	5529	452-Б	455-А	473-Б	644
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO <sub>2</sub> , %	48.90	57.84	46.30	50.19	47.05	47.20	47.41	45.13	47.50	48.27
TiO <sub>2</sub>	1.32	1.15	3.48	0.84	4.03	2.79	0.25	0.20	0.18	0.44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.86	19.06	15.29	21.70	12.97	14.06	10.20	11.16	9.03	11.83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.55	1.96	3.00	1.97	3.40	2.81	2.47	2.68	2.88	1.30
FeO	9.46	7.21	13.22	6.73	15.19	11.62	7.60	7.10	6.92	8.00
MnO	0.25	0.20	0.27	0.19	0.29	0.32	0.15	0.15	0.17	0.13
MgO	7.18	1.54	6.84	4.04	5.43	7.76	21.41	22.01	23.51	14.90
CaO	11.39	5.51	8.16	7.31	7.29	9.42	8.45	9.32	8.42	11.58
Na <sub>2</sub> O	1.09	4.24	2.29	4.51	3.04	1.49	0.78	1.14	0.54	1.47
K <sub>2</sub> O	0.99	0.79	0.33	1.06	0.24	0.62	0.10	0.11	0.09	0.23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.40	0.39	0.10	0.47	0.25	0.06	0.02	0.02	0.03
П.п.п.	1.50	0.50	0.73	0.98	0.89	1.78	0.50	0.45	0.08	1.20
Сумма	99.62	100.40	100.30	99.62	100.29	100.12	99.38	99.47	99.34	99.37
V, г/т	311.81	69.42	529.4	349.46	577.5	469.6	187.36	190.11	310.43	299.06
Cr	155.4	<5	33.6	<10	44.1	70.8	1576	15.92	201.2	835.3
Co	42.4	11.74	45.81	22.25	46.48	41.83	82.52	81.37	43.07	57.17
Ni	97.37	6.65	43.78	17.81	38.71	50.23	913.52	1002.52	92.92	375.62
Rb	23.64	22.98	1.52	17.46	0.66	6.15	0.09	0.10	6.46	2.75
Sr	584.21	201.2	232.6	832.71	182.9	349.7	38.68	65.26	142.41	187.36
Y	30.21	126.90	68.55	32.52	86.95	56.00	9.29	12.45	29.99	12.37
Zr	76.73	921.2	161.8	64.73	219.9	145.4	8.25	7.18	71.48	23.73
Nb	7.12	9.33	10.12	2.31	5.27	3.86	0.34	0.41	1.44	0.47
Ba	235.63	198.9	42.2	470.48	48.0	114.8	2.15	5.57	44.69	41.34
La	4.98	53.0	9.12	8.88	10.71	7.97	0.23	0.48	3.08	1.35
Ce	11.58	113.31	23.13	20.41	26.26	17.89	0.66	0.81	8.25	4.80
Pr	2.42	14.76	3.81	3.19	4.33	2.81	0.08	0.50	1.47	0.73
Nd	10.73	62.65	20.22	16.48	23.69	15.62	0.62	0.96	8.02	4.05
Sm	4.19	15.12	6.73	4.74	8.22	5.23	0.83	0.79	3.39	1.44
Eu	1.02	2.88	2.12	1.66	2.65	1.79	0.27	0.42	1.12	0.49
Gd	4.58	17.91	9.13	5.32	11.15	7.40	1.05	1.31	4.21	1.82
Tb	1.31	2.95	1.53	0.92	1.86	1.23	0.23	0.62	0.95	0.37
Dy	6.68	20.27	11.07	6.45	13.50	9.15	1.86	2.56	6.17	2.55
Ho	1.81	4.07	2.26	1.34	2.80	1.82	0.41	0.79	1.25	0.53
Er	4.02	12.32	6.74	3.69	8.32	5.57	1.14	1.86	3.85	1.43
Tm	1.11	1.73	0.98	0.52	1.20	0.74	0.18	0.61	0.55	0.24
Yb	3.34	11.25	6.13	3.41	7.63	4.94	0.97	2.08	3.12	1.42
Lu	1.14	1.71	0.93	0.51	1.14	0.74	0.19	0.68	0.56	0.21
Hf	2.47	19.42	4.71	2.14	6.10	3.95	0.32	0.29	2.41	0.89
Ta	0.42	0.37	0.48	0.11	0.30	0.18	0.06	0.18	0.16	0.02
Pb	9.25	4.54	4.54	5.63	4.82	5.10	1.86	0.93	1.71	0.05
Th	1.10	11.04	0.58	1.12	0.35	0.47	0.05	0.45	0.25	0.48
U	1.11	2.01	0.27	0.68	0.12	0.68	0.09	0.40	0.48	0.13

*Примечание.* Обр. 1–7 – амфиболит, 8–12 – основной Сrx-Nbl кристаллический сланец, 13–18 – гранатовый амфиболит, 19–21 – метапикрит, 22 – метапикробазальт; обр. 511-Г – сильно гранитизированный гранатовый амфиболит. Химические анализы петрогенных, рассеянных и РЗЭ выполнены в Аналитическом центре Дальневосточного геологического института ДВО РАН. Содержания SiO<sub>2</sub> и П.п.п. определены методом гравиметрии, остальных петрогенных элементов – методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой на приборе ICP-6500. Ряд рассеянных элементов определен рентгенофлуоресцентным методом на автоматическом спектрометре S4 Pioneer, а содержания РЗЭ – методом ICP-MS на приборе Agilent 7500с. При выполнении элементного анализа ICP-MS и ICP-AES для разложения проб использовался метод сплавления с мегаборатом лития (LiBO<sub>2</sub>) в соотношении навеска: плавление 1:3. Величина относительного отклонения при определении микроэлементов не превышала 10%. Аналитики: Н.В. Зарубина, М.Г. Блохин, В.Н. Каминская, Е.А. Г.И. Горбач, Е.А. Ноздрачев.

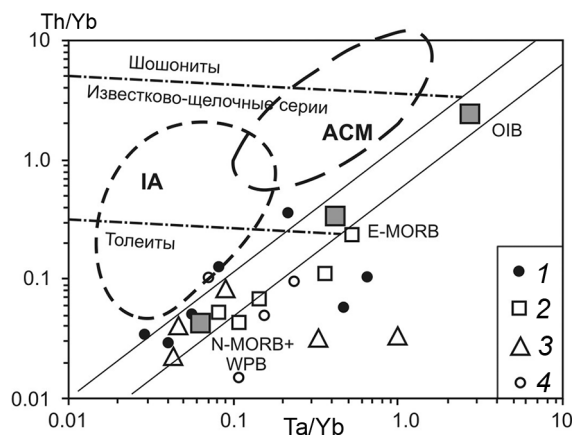


**Рис. 4.** Диаграммы  $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{SiO}_2$  (а) и  $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{TiO}_2$  (б) для основных и ультраосновных метаморфических пород колпаковской серии.

На рис. 4 а: 1–3 – см. рис. 3, 4 – метапикриты и метапикробазальты, 5 – базальты хозгонской свиты кихчикской серии [39]; на рис. 4 б: 1–6 – см. рис. 3. Серии: СА – известково-щелочная, ТН – толеитовая [49]. Поля толеитов срединно-океанических хребтов и высокотитанистых вулканитов осевой зоны Срединно-Атлантического хребта Исландии – по [23].

и умереннотитанистыми образованиями (преобладают), и только отдельные образцы гранатовых амфиболитов характеризуются высокими содержаниями оксидов титана и железа (табл. 2), аналогичными таковым в титанистых базальтоидах Исландии [23] или феррогаббро офиолитовых комплексов – конечных продуктов дифференциации офиолитовой габброидной магмы. Базитовые породы Срединнокамчатского массива по сравнению с базальтами срединно-океанических хребтов характеризуются повышенной железистостью, что обуславливает сдвиг фигуративных точек состава в железистую область диаграммы (рис. 4 б).

На диаграмме  $\text{Th}/\text{Yb}-\text{Ta}/\text{Yb}$  (рис. 5) видно, что точки, отражающие состав метабазитов колпаковской серии, попадают в поля толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов и островодужных толеитов.



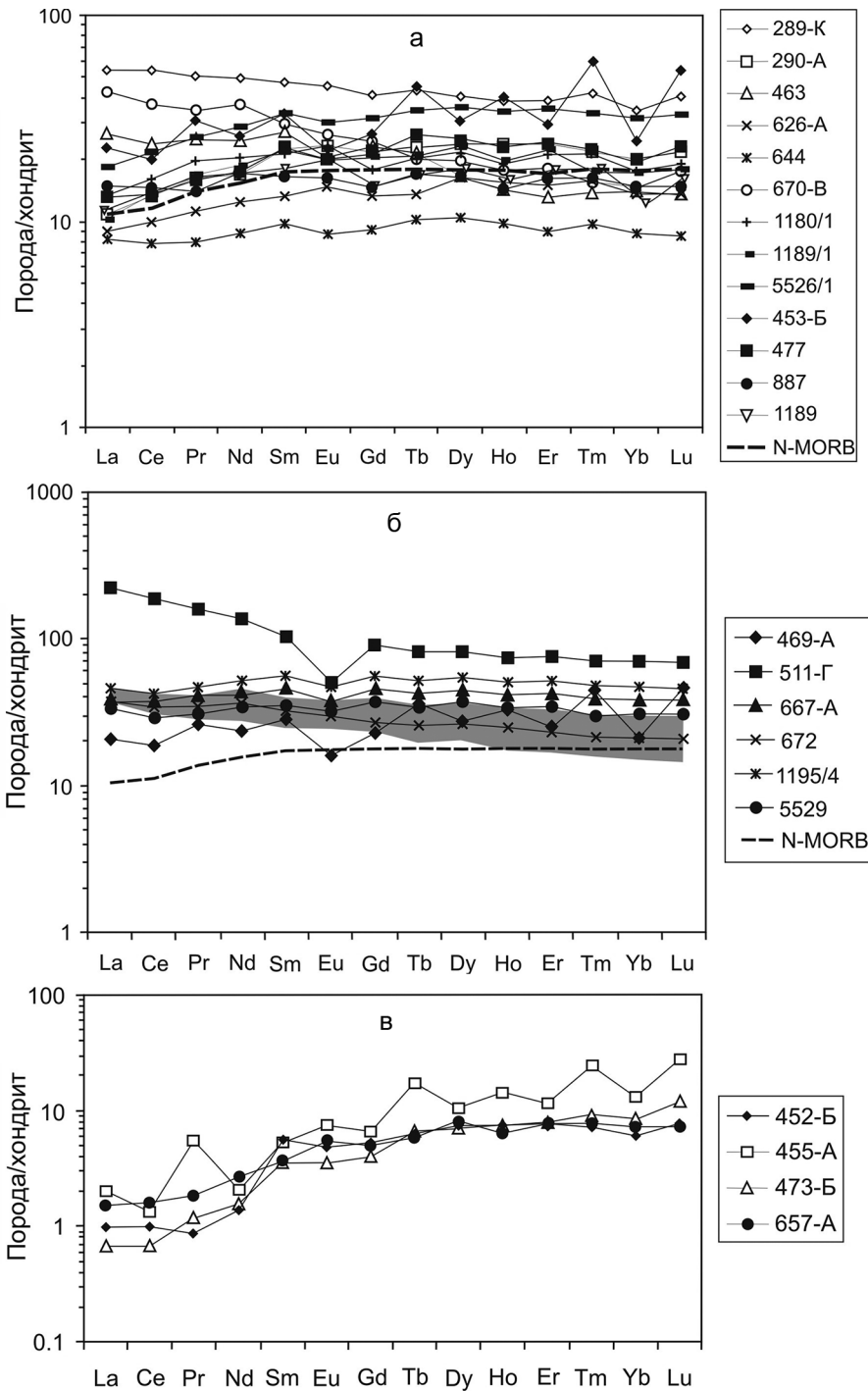
**Рис. 5.** Магматические источники метабазитов колпаковской серии на диаграмме  $\text{Th}/\text{Yb}-\text{Ta}/\text{Yb}$  [50].

1 – амфиболиты, 2 – основные  $\text{Sr}-\text{Hf}$  кристаллические сланцы, 3 – гранатовые амфиболиты, 4 – метапикриты и метапикробазальты. Поля базальтов на диаграмме: IA – островных дуг, ACM – активных континентальных окраин [50].

Распределение содержаний РЗЭ (табл. 2, рис. 6 а) в амфиболитах и основных кристаллических сланцах колпаковской серии показывает, что в пределах Срединнокамчатского массива наибольшим распространением пользуются породы, геохимические характеристики которых отвечают толеитовым базальтам срединно-океанических хребтов и меньше – островодужным толеитам. Породы характеризуются слабо фракционированным ( $\text{La}_n/\text{Sm}_n = 0.67-1.42$ ;  $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 0.58-1.93$ ) распределением содержаний РЗЭ и слабо выраженной отрицательной  $\text{Eu}$ -аномалией. Большинство спектров РЗЭ метабазитов примерно параллельны трендам толеитов MOR, отличаясь более высокими концентрациями редких земель (рис. 6 а).

Спектры содержаний РЗЭ гранатовых амфиболитов (рис. 6 б) также характеризуются слабым фракционированием. Из диаграммы (рис. 6 б) следует, что базальтоиды квахонской свиты западных склонов Срединного хребта [36] характеризуются геохимическими особенностями, сходными с таковыми гранатовых амфиболитов колпаковской серии, что позволяет предполагать образование этих пород при метаморфизме исходных высокожелезистых и высокотитанистых вулканитов.

Для метапикритов характерно преобладание оксида алюминия над оксидом кальция, обогащение тяжелыми РЗЭ относительно легких РЗЭ (рис. 6 в). По характеру распределения содержаний РЗЭ



**Рис. 6.** Нормированное по хондриту [48] распределение содержаний РЗЭ амфиболитов и основных кристаллических сланцев (а), гранатовых амфиболитов (б) и метапикритов (в) колпаковской серии. N-type MORB, по [53].

Использованы данные по содержанию РЗЭ в породах, приведенные в табл. 2. На диаграмме б б крапом выделено поле высокотитанистых и высокожелезистых метавулканитов квахонской свиты Срединного хребта Камчатки – по [36].

метапикриты соответствуют пикритам офиолитовых комплексов [24], отличаясь несколько повышенными концентрациями кремния и алюминия. Такая тенденция одновременного повышения в ультрабазитах содержаний кремния и алюминия, по мнению авторов, обусловлена воздействием на ультраосновной состав сиалической коры.

Таким образом, метабазиты колпаковской серии обладают геохимическими чертами пород различ-

ных геодинамических обстановок и включают как типично островодужные (низкотитанистые), так и типично океанические (умеренно- и высокотитанистые) толеиты, ассоциирующие с ультраосновными вулканитами – пикритами. Подобная специфика химизма изученных пород характерна для магматических образований окраинных осадочных бассейнов [9, 37], формировавшихся на зрелой континентальной коре.

### ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАБАЗИТОВ

В пределах Камчатки и Корякского нагорья меловые терригенные отложения пользуются очень широким распространением, слагая колпаковскую, камчатскую, кихчикскую, лесновскую, укэлятскую и омгонскую серии. Породы этих серий обладают сходными литологическими характеристиками и представлены дистальными турбидитами и контуритами, по составу отвечающими кварц-полевошпатовым и полевошпатово-кварцевым грауваккам [40, 41].

Как показали исследования В.К. Кузьмина и Е.С. Богомолова [19], метатерригенные породы колпаковской, камчатской, малкинской и кихчикской серий характеризуются близкими изотопно-геохимическими Sm-Nd особенностями, сходными величинами изотопного состава неодима и средних значений изотопных отношений  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1148\text{--}0.1223$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512394\text{--}0.512470$ ,  $\epsilon\text{Nd} = -2.8\text{--}4.2$ , свидетельствуя о геохимическом единстве источников сноса, за счет которых происходило формирование рассматриваемых образований.

Серии этих пород, традиционно относимые к разновозрастным образованиям от архея до позднего мезозоя, представляют собой комплекс терригенных отложений, формировавшихся в едином субконтинентальном осадочном бассейне в позднемезозойский цикл седиментации за счет размыва одной и той же питающей провинции восточной окраины Азиатского континента. Sm-Nd модельные датировки для колпаковской, камчатской, малкинской и кихчикской серий близки и отражают позднепротерозойский (1.17 млрд лет) усредненный возраст источников сноса осадочного материала [19]. К аналогичным выводам пришли также Ю.А. Костицын с соавторами [16] по результатам датирования возраста циркона и анализа Rb-Sr и Sm-Nd изотопных отношений метаморфических пород фундамента Срединного хребта Камчатки. По их мнению, повышенные изотопные отношения стронция в метаморфических породах фундамента свидетельствуют о присутствии древних источников материала.

Геохимические особенности кислых вулканитов зеленокаменного комплекса хр. Пенсантайн Западной Камчатки [2] и лейкократовых амфибол-слюдистых ( $\pm$ гранат) и эпидот-слюдистых ( $\pm$ гранат) кристаллических сланцев нижней толщи Хавывенской возвышенности Восточной Камчатки [34] свидетельствуют о возможном присутствии в фундаменте Срединного хребта Камчатки сиалической континентальной коры.

Подъем мантийного вещества под зоной растяжения континентальной коры мелового осадочного бассейна послужил началом проявления основного вулканизма в осадочном бассейне. Подтверждением этому служит присутствие metabазитов не только в колпаковской серии [31, 33, 35, 45], но также в составе квахонской свиты и пенсантайнской толщи Западной Камчатки [2] и в составе лесновской серии Лесновского поднятия на севере Камчатки [39], в которых преобладают андезибазальты и андезиты известково-щелочной серии, ассоциирующие с кислыми вулканидами при подчиненной роли толеитовых базальтов.

Таким образом, metabазиты (метабазальты и метапикриты) из разрезов терригенных отложений Срединнокамчатского массива фиксируют ранний мел-позднемеловой этап раскрытия окраинно-континентального осадочного бассейна, заложившегося на континентальной коре восточной окраины Азиатского континента и сопровождавшегося внедрением в терригенные отложения мантийных базитовых расплавов со специфическими геохимическими характеристиками, обусловленными геохимической неоднородностью, позволяющей предполагать как гетерогенность источников магматического вещества (вулканиты толеитовой и известково-щелочной серий с широкими вариациями содержания малых и редкоземельных элементов), так и влияние коровой контаминации (низкие концентрации ниобия, титана, стронция, повышенные – калия, алюминия и кремния).

Подъем основного и ультраосновного мантийного материала и его внедрение в вулканогенно-терригенные отложения мелового осадочного бассейна обеспечили флюидное воздействие, повышение температур и магматическое замещение как древнего сиалического фундамента, так и позднемеловых толщ с последующим внедрением гранитоидов (около 80 млн лет назад [8, 31, 45]) и метаморфизмом ( $52\pm 2$  млн лет назад [31, 45]) и, в конечном итоге, формирование Срединнокамчатского кристаллического массива. О возможном присутствии блоков протерозойской сиалической коры в структурах континентального обрамления Тихого океана свидетельствуют исследования [26].

Меловой период развития Земли уникален спецификой развития ее жидкого ядра, которая фиксируется инверсионностью магнитного поля планеты. В период 82–120 млн лет назад инверсионность магнитного поля практически прекратилась, обусловив интенсивный рост мантийных плюмажей, являющихся главными каналами для подъема глубинного тепла и водородных флюидов [25], с которыми связано развитие магматизма и метаморфизма. Вероятно, интен-

сивный базитовый вулканизм и инициированный им гранитоидный магматизм и кислый вулканизм позднего мела на Камчатке и был обусловлен подъемом мантийных плюмов, несущих водородные флюиды.

Принципиально иного подхода к проблеме происхождения метаморфических комплексов Срединного хребта Камчатки придерживаются исследователи, опирающиеся на полученные в последние годы палеомагнитные данные [11–14, 22, 29, 42], которые позволили предположить, что породы хребта сформировались в позднем мелу в пределах ложа Тихого океана значительно южнее их современного положения (примерно на 30–40° с. ш.), и около 60 млн лет назад были аккретированы к Азиатской континентальной окраине. Эти предположения являются теперь основой многих современных работ по палеотектоническим реконструкциям и геодинамике Камчатки [15, 27, 31, 45, и др.], хотя результаты глубоководного бурения по программе ODP (рейс 197) [52] и дополнительные палеомагнитные данные указывают на заметно более высокоширотное положение комплексов Камчатско-Корякского региона в конце позднего мела [32].

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Метабазитовые породы (амфиболиты, гранатовые амфиболиты и основные кристаллические сланцы) слагают в плагиогнейсах и мигматитах колпаковской серии многочисленные пластовые тела и силлы (нередко интенсивно будинированные) различной мощности. Метаморфизм метабазитов изофациален метаморфизму вмещающих их апотерригенных пород и отвечает кианит-силлиманитовой субфации глубинности амфиболитовой фации – температуре 620–650°C и давлению 5.9–6.9 кбар.

Радиоизотопное датирование циркона U-Pb-SHRIMP методом плагиогнейсов колпаковской серии свидетельствует, что возраст формирования их протолита отвечает концу раннего–позднему мелу (90–100 млн лет) и аналогичен возрасту терригенных отложений кихчикской серии Срединного хребта, породы которой являются фациальными аналогами метаморфизованных осадочных отложений колпаковской и камчатской серий.

Метабазиты обладают геохимическими чертами как типично островодужных (низкотитанистых), так и типично океанических (умеренно- и высокотитанистых) базальтов, ассоциирующих с ультраосновными вулканитами – пикритами. Для метабазитов характерны слабо фракционированное ( $La_n/Sm_n =$

$0.67–1.42$ ;  $La_n/Yb_n = 0.58–1.43$ ) распределение P3Э и слабо выраженная Eu-аномалия. Спектры P3Э изученных пород примерно параллельны спектрам толлитов MOR, отличаясь только более высокими концентрациями редких земель. Подобная специфика химизма основных пород характерна для окраинно-континентальных зон растяжения, типа пулл-апарт, заложившихся на коре сиалического типа [9, 37].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19, № 3. С. 249–290.
2. Бадрединов З.Г., Тарарин И.А., Марковский Б.А. и др. Метавулканы Западной Камчатки: Первые данные U-Pb SHRIMP датирования цирконов // Докл. РАН. 2012. Т. 445, № 5. С. 559–563.
3. Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма. М.: Наука, 1983. 197 с.
4. Бондаренко Г.Е. Нижнемезозойская перидотит-габбропикрит-базальтовая офиолитовая ассоциация Срединной Камчатки // Докл. РАН. 1997. Т. 353, № 6. С. 782–788.
5. Виноградов В.И., Григорьев В.С., Кастрькина В.М. Возраст метаморфических пород фундамента Камчатки // Сов. геология. 1991. № 7. С. 58–65.
6. Виноградов В.И., Григорьев В.С. Rb-Sr-возраст пород Срединного выступа Камчатки // Докл. РАН. 1994. Т. 339, № 5. С. 645–649.
7. Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. I. Геологическое описание. М.: Недра, 1964. 729 с.
8. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1000000 (третье поколение). Серия Корякско-Курильская. Лист N-57. Петропавловск-Камчатский: Объясн. зап. СПб: Изд-во СПб картограф. фабрики ВСЕГЕИ, 2006. 376 с.
9. Емельянова Т.А., Костицын Ю.А., Леликов Е.П. Геохимия вулканитов подводного хребта Витязя на тихоокеанском склоне Курильской островной дуги // Геохимия. 2012. № 3. С. 316–332.
10. Карта полезных ископаемых Камчатской области. 1:500000 / Под ред. А.Ф. Литвинова, М.Г. Патоки, Б.А. Марковского и др. СПб: ВСЕГЕИ, 1999.
11. Коваленко Д.В., Ширяевский Е.В., Злобин В.Л., Носарев А.В. Палеомагнетизм геологических комплексов Малкинского выступа (Камчатка) // Физика Земли. 2000. № 6. С. 45–58.
12. Коваленко Д.В. Модель тектонической аккреции островодужных террейнов Камчатки и юга Корякии // Геотектоника. 2001. № 5. С. 76–92.
13. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и южной Корякии. М.: Науч. мир, 2003. 224 с.
14. Коваленко Д.В. Тектоника и магматизм Камчатки // Литосфера. 2010. № 3. С. 51–59.
15. Константиновская Е.А. Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование. М.: Науч. мир, 2003. 224 с.

16. Костицын Ю.А., Аносова М.О., Ревяко Н.М., Степанов В.А. U-Pb и Sm-Nd данные о возрасте фундамента Срединного хребта Камчатки // Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов: Материалы V Рос. конф. по изотопной геохронологии, 4–6 июня 2012 г., Москва, ИГЕМ РАН. М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 175–177.
17. Кузьмин В.К., Беляцкий Б.В., Пузанков Ю.М. Новые данные о докембрийском возрасте гнейсового комплекса Камчатского массива // Геодинамика, магматизм и минералогия континентальных окраин Севера Пацифики: Материалы Всерос. совещ., посвящ. 90-летию академика Н.А. Шило. Магадан, 3–6 июня 2003 г. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. Т. 1. С. 162–165.
18. Кузьмин В.К., Шокальский С.П., Родионов Н.В., Сергеев С.А. Новые данные о U-Pb возрасте метабазитов Камчатки // Вулканизм и геодинамика: Материалы IV Всерос. симпоз. по вулканологии и палеовулканологии. Т. 1. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. С. 388–391.
19. Кузьмин В.К., Богомолов Е.С. Источники метатерригенных толщ Срединно-Камчатского и Ганальского поднятий в свете новых Sm-Nd изотопных данных // Геотектоника. 2013. № 3. С. 87–96.
20. Кузьмин В.К. Возраст осадконакопления и метаморфизма терригенных пород Срединно-Камчатского и Ганальского поднятий по результатам SHRIMP U-Pb-датирования цирконов // Докл. РАН. 2014. Т. 454, № 6. С. 689–694.
21. Лебедев М.М. Верхнемеловые кристаллические сланцы Камчатки // Сов. геология. 1967. № 4. С. 57–69.
22. Левашова Н.М., Шапиро М.Н. Палеомагнетизм верхнемеловых островодужных комплексов Срединного хребта Камчатки // Тихоокеан. геология. 1999. № 2. С. 65–75.
23. Магматические горные породы. Т. 3. Основные породы. М.: Наука, 1985. 487 с.
24. Магматические горные породы. Т. 5. Ультраосновные породы. М.: Наука, 1988. 508 с.
25. Маракушев А.А. Природа сильного потепления в меловый период эволюции Земли // Вестн. РАН. 2010. Т. 80, № 3. С. 270–272.
26. Мишкин М.А. Сиалическое корообразование, геохимическая гетерогенность мантии и асимметрия Земли // Докл. РАН. 2012. Т. 447, № 2. С. 195–198.
27. Некрасов Г.Е. Тектоническая природа Корьяско-Камчатского региона и вопросы геодинамики складчатого обрамления Севера Тихого океана // Геотектоника. 2003. № 6. С. 53–79.
28. Перчук Л.Л. Равновесия порообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 391 с.
29. Печерский Д.М., Шапиро М.Н. Палеомагнетизм верхнемеловых и палеогеновых вулканогенных серий Восточной Камчатки: доказательства абсолютных перемещений древних зон субдукции // Физика Земли. 1996. № 2. С. 31–55.
30. Соловьев А.В., Палечек Е.Н. Новые данные о возрасте андриановской свиты (Срединный хребет, Камчатка): к проблеме строения метаморфических комплексов в зоне аккреции // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: Материалы молодежной школы-конференции XXXVII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2004. С. 86–89.
31. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит. Методы трекового и структурного анализа. М.: Наука, 2008. 318 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 577).
32. Сухов А.Н., Богданов Н.А., Чехович В.Д. Геодинамика и палеогеография северо-западного обрамления Тихого океана в позднем мелу // Геотектоника. 2004. № 1. С. 73–86.
33. Тарарин И.А. Геохимические особенности основных и ультраосновных метаморфических пород Срединнокамчатской метаморфической зоны // Новые данные по петрологии магматических и метаморфических пород Камчатки. Владивосток, 1989. С. 3–22.
34. Тарарин И.А., Бадрединов З.Г., Дриль С.И. Геохимия и возраст метаморфических пород Хавывенской возвышенности Восточной Камчатки // Геохимия. 2007. № 9. С. 962–980.
35. Тарарин И.А. Гранулиты колпаковской серии Срединного хребта Камчатки – миф или реальность? // Петрология. 2008. Т. 16, № 2. С. 207–224.
36. Тарарин И.А., Бадрединов З.Г., Чубаров В.М. Геология и петрология метавулканитов квахонской свиты Срединно-Камчатского кристаллического массива // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32, № 5. С. 3–189.
37. Филатова Н.И. Специфика магматизма окраинно-континентальных и окраинно-морских бассейнов синсдвиговой природы, западная периферия Тихого океана // Петрология. 2008. Т. 16, № 5. С. 480–500.
38. Ханчук А.И. Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах Восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 138 с.
39. Шапиро М.Н., Федоров П.И. Базальты в меловых терригенных толщах Срединного хребта Камчатки // Изв. вузов. Геология и разведка. 1985. № 5. С. 22–29.
40. Шапиро М.Н. Позднемеловая Ачайваим-Валагинская вулканическая дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики // Геотектоника. 1995. № 1. С. 58–70.
41. Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Гарвер Дж.И., Брэндон М.Т. Источники цирконов в терригенных толщах мела и нижнего палеогена юга Корьякии и Западной Камчатки // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 4. С. 374–389.
42. Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Хоуриган Дж.К. Латеральная изменчивость тектонических структур в зоне эоценовой коллизии островной дуги с континентом (Камчатка) // Геотектоника. 2008. № 6. С. 70–91.
43. Шевченко С.С., Кузьмин В.К., Великославинский С.Д. Геохимические особенности позднемезозойских метабазитов Камчатки и их геодинамическая интерпретация // Вулканизм и геодинамика: Материалы IV Всерос. симпоз. по вулканологии и палеовулканологии. Т. 1. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. С. 232–234.
44. Bindeman I.N., Vinogradov V.I., Valley J.W., et al. Archean protolith and accretion of crust in Kamchatka: SHRIMP dating of zircons from Sredinny and Ganal Massifs // J. Geol. 2002. V. 110, N 3. P. 271–289.
45. Hourigan J.K., Brandon M.T., Soloviev A.V., et al. Eocene arc-continent collision and crustal consolidation in Kamchatka, Russian Far East // Amer. J. Sci. 2009. V. 309, N 5. P. 333–396.
46. Kohn M.J., Spear F.S. Empirical calibration of geobarometers for assemblage garnet-hornblende-plagioclase-quartz // Amer. Mineral. 1989. V. 74. P. 77–84.
47. Leake B.E. Nomenclature of amphiboles // Can. Mineral. 1978. V. 16, N 4. P. 501–520.



48. McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120, N 3–4. P. 223–253.
49. Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // Amer. J. Sci. 1974. V. 274, N 4. P. 321–355.
50. Pearce J.A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis of active continental margins // Continental basalts and mantle xenoliths, Nantwich. Shiva Publ., 1983. P. 230–249.
51. Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, Northern Turkey // Contrib. Mineral. Petrol. 1976. V. 58, N 1. P. 63–81.
52. Preliminary Report of the Ocean Drilling Project. Science Results. V. 145. College Station. TX. 2001. 120 p.
53. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / A.D. Saunders, M.J. Norry (eds.). Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. London // Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.

*Рекомендована к печати В.А. Колосковым*

*I.A. Tararin, Z.G. Badredinov, V.M. Chubarov*

### **Geochemistry of metabasites of the Kolpakov Series as reflection of the sialic nature of the Sredinnyi crystalline massif basement of Kamchatka**

Metabasites (amphibolites, garnet amphibolites, and basic crystalline schists) compose numerous schists (often intensively boudinaged) from the first to 50–100 m thick in plagiogneisses and migmatites of the Kolpakov Series. Chemically, they are reconstructed as basalts and picrites undergone metamorphism isofacial with enclosing them apoterrigenous rocks under conditions of kyanite-sillimanite subfacies of amphibolite facies ( $t = 620^{\circ}–650^{\circ} \text{ C}$ ;  $P_s = 5.9–6.9 \text{ kbar}$ ).

Metabasites are dominated by amphibolites and basic schists spread throughout the section of the Kolpakov Series, whereas the garnet amphibolites are more typical of the upper part of the series where they associate with amphibolites, basic schists, plagiogneisses, and quartzites. Metaultrabasites (plagioclase-free amphibolites) are found much more rarely as small boudins about first meters in size.

According to U-Pb-SHRIMP dating of zircons the protolith age corresponds to the latest Early Cretaceous-Late Cretaceous (90–100 Ma) and is analogous to the that of the poorly metamorphosed terrigenous deposits of the Kikhchiksky Series of the Sredinnyi Massif that allows us to consider the terrigenous rocks of these series as isofacial sedimentary deposits. The same age (Early and Late Cretaceous boundary) is assumed for the protoliths of metabasites that occur as interbeds among the metaterrigenous deposits of the Kolpakov Series. The period of 90–100 Ma coincides with the beginning of the development of the Okhotsk-Chukotka volcanogenic marginal-continental belt in East Asia.

It is shown that the Kolpakov Series metabasites possess the geochemical features of tholeiitic basalts of different geodynamic regimes and comprise both typically island-arc (low-titanium) and typically oceanic (moderate- and high-titanium) tholeiites associated with ultrabasic volcanites – picrites. Similar specificity of the basic rock chemistry characterizes the marginal-continental zones of extension (pull-apart basins) located on the crust of sialic type was caused by the interrelations between mantle melts and continental crust rocks. It is obvious that similar geodynamic conditions of basite magmatism existed for the Sredinnyi Range of Kamchatka.

Ascent of the mantle matter beneath the extension zone of the sedimentary basin continental crust and crossing it by faults arisen simultaneously with the formation of the Okhotsk-Chukotka volcanogenic belt were the beginning of the basite volcanism manifestation in the sedimentary basin. They provided the intensive fluid effect and temperature increase in the crust with subsequent granitization and metamorphism of volcanogenic-terrigenous deposits and finally the development of the modern structure of the Sredinnyi crystalline massif. Intensive basite volcanism and initiated by it granitoid magmatism of the Late Cretaceous time in Kamchatka was, probably, caused by the ascent of mantle plumages bearing the hydrogen fluids.

**Keywords:** Kolpakov Series, metabasites, mineralogy, geochemistry, geodynamics, Sredinnyi crystalline massif, Kamchatka.