

**U-Pb SHRIMP ДАТИРОВАНИЕ ЦИРКОНОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ
ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ**

И.А. Тарарин¹, З.Г. Бадрединов¹, Б.А. Марковский², Б.И. Сляднев³

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

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Средний пр. 74, г. Санкт-Петербург, 199106; e-mail: NRS@vsegei.ru

³ ОАО “Камчатгеология”, ул. Беринга 106, г. Петропавловск-Камчатский, 683016; e-mail: kamchatnedra@mail.kamchatka.ru

Поступила в редакцию 11 января 2011 г.

Метаморфические комплексы Восточной Камчатки, обнажающиеся в пределах Хавывенской возвышенности, на о. Карагинском и п-овах Камчатский и Озерной, слагают крупные (до 1.5 км) вытянутые блоки, пространственно ассоциирующие с телами офиолитовых перидотитов и габброидов (Хавывенская возвышенность, о. Карагинский), или формируют отдельные глыбы и блоки среди серпентинитового меланжа (п-ова Озерной и Камчатский). Уровень метаморфизма пород варьирует от границы зеленосланцевой и амфиболитовой фаций (о. Карагинский, Хавывенская возвышенность) до высокобарной амфиболитовой фации (п-ова Озерной и Камчатский).

Полученные авторами U-Pb SHRIMP данные по изотопии цирконов из метаморфических и магматических пород Восточной Камчатки, а также анализ материалов предшествующих исследований свидетельствуют о двух временных интервалах проявления метаморфизма в породах рассматриваемого региона. Первый интервал метаморфизма (80–75 млн лет) синхронен с периодом становления офиолитовых габбро и перидотитов (100–70 млн лет), формирующих Восточно-Камчатскую офиолитовую зону. Метаморфические породы этого этапа встречаются в виде глыб и блоков в составе серпентинитового меланжа на п-овах Камчатский и Озерной и представлены высокобарными (до 8–10 кбар) гранатовыми амфиболитами, образовавшимися за счет пород офиолитовой ассоциации (габбро, базальты, туфы и кремнистые отложения). Следующий этап магматизма и последовавшего за ним метаморфизма охватывает интервал времени 70–50 млн лет. С этим этапом связано формирование вулканитов толеитовой, известково-щелочной и субщелочной серий, зональных габбро-перидотитовых интрузивов (70–60 млн лет) и метаморфизм умеренных температур (400–600°C) и давления (до 5–7 кбар), типичных для Хавывенской возвышенности и о. Карагинского (55–50 млн лет).

Наиболее древним протолитом метаморфических образований Восточной Камчатки, по данным U-Pb изотопии цирконов, являются осадочно-вулканогенные отложения о. Карагинского (181±1.8 млн лет). Возраст протолита метаморфических пород Хавывенской возвышенности – 100±11 млн лет. Возраст цирконов из гранатовых амфиболитов п-ова Камчатский 77.6±4.6 млн лет соответствует периоду становления габброидов и перидотитов офиолитовой ассоциации, ассоциирующей с метаморфическими породами.

Ключевые слова: U-Pb SHRIMP датирование цирконов, метаморфический комплекс, офиолиты, Восточная Камчатка.

ВВЕДЕНИЕ

В пределах Восточной Камчатки метаморфические породы установлены на Хавывенской возвышенности, в Валагинском хребте, на о. Карагинском, а также встречаются в виде тектонических глыб и бло-

ков в составе серпентинитового меланжа на п-овах Озерной и Камчатский (рис. 1). Уровень метаморфических преобразований в рассматриваемых регионах варьирует от зеленосланцевой и амфиболитовой фаций до высокобарной амфиболитовой фации.

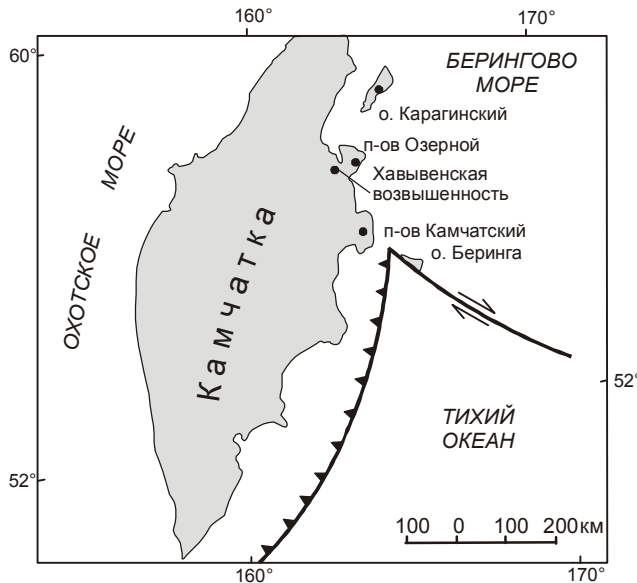


Рис. 1. Схема расположения метаморфических комплексов Восточной Камчатки, сведения по которым приводятся в работе.

Данные по геохимии и прецизионные определения возраста метаморфических образований этого региона ограничены. Появление новых материалов по петрологии и возрасту метаморфических комплексов Восточной Камчатки [12, 16, 19, 20, 23, 30, 31, 36, 38, 39, 43, 49–51] значительно расширило представления о мезозой-кайнозойской истории эволюции этого региона, но многие вопросы возраста и природы протолитов метаморфических пород остаются нерешенными и требуют проведения дополнительных исследований. Нами получены новые инструментальные определения U-Pb SHRIMP возраста цирконов метаморфических образований Восточной Камчатки (для многих комплексов впервые), результаты которых положены в основу настоящей работы.

МЕТОДИКА АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

U-Pb SHRIMP определения изотопного возраста цирконов выполнялись на мультиколлекторном вторично-ионном высокоразрешающем масс-спектрометре SIMS SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Метод исследования описан [35] и аналогичен стандартному методу ионного микроанализа цирконов, разработанному в Австралийском национальном университете для SHRIMP-II [57]. Погрешности определения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста для популяций циркона не более 2 % на анализ. Воспроизводимость SHRIMP анализа $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$, оцененная по стандартам TEMORA, составляет около

0.5–2 %. При обработке результатов исследований использована программа SQUID 1.02 [60]. Графики с конкордией строились по программе ISOPLOT/EX [59]. Поправка на нерадиогенный свинец оценивалась на основании замеренного отношения $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ по модели [62].

КАРАГИНСКИЙ ОСТРОВ

В аккреционной структуре о. Карагинского тектонически совмещены различные по составу, возрасту и происхождению структурно-вещественные комплексы, формирующие ряд пластин, соприкасающихся друг с другом по крупным надвигам, наклоненным на северо-запад. Наиболее высокое положение занимают тектонические пластины позднеэоценовых островодужных вулканогенных отложений хынхлонской свиты, ниже которых расположены сложно дислоцированные офиолитовые чешуи и серпентинитовый меланж. Наиболее низкое структурное положение занимают пластины интенсивно дислоцированных палеогеновых терригенных пород (флишевый комплекс) и осадочного меланжа кайнозойской аккреционной призмы [10, 51], обнажающихся в юго-восточной части острова [9, 17, 38, 40, 51, 56].

Метаморфические образования объединены в гунвямскую серию и приурочены к осевой части о. Карагинского, слагая крупные (до 1.5 км) вытянутые блоки, пространственно ассоциирующие с телами офиолитовых гипербазитов, залегающих в их основании или формируя отдельные глыбы среди серпентинитового меланжа [7, 9, 15, 16, 40–42, 51, 56, 63]. Контакты метаморфических пород с ультраосновными породами и вмещающими их вулканогенно-осадочными отложениями позднего мелапалеогена повсеместно тектонические. Исключения составляют дайки долеритов и габбродолеритов, формирующие в метаморфических породах тела мощностью до нескольких метров.

Наиболее представительные разрезы метаморфических пород гунвямской серии наблюдаются в истоках рек Гунвям и Маикинвям [40].

В истоках р. Маикинвям (центральная часть острова) обнажается нижняя часть разреза гунвямской серии мощностью около 180 м, сложенная монотонным переслаиванием плагиоклаз-эпидот-амфиболовых±хлорит и биотит-эпидот-амфибол-плагиоклазовых±хлорит основных сланцев, сформированных за счет чередования алевритовых и алевропсаммитовых туфов (иногда с градиационной слоистостью) мощностью 1–6 см с более мощными прослоями пелитовых или алевропелитовых туфов.

Разрезы в истоках р. Гнунваям [40] представляют верхнюю часть отложений гнунваямской серии и состоят из зеленых сланцев, характеризующихся различными количественными соотношениями альбита, хлорита, актинолита (или актинолитовой роговой обманки), эпидота и маломощных (до 0.5–1.0 м) прослоев хлорит-эпидот-амфиболовых и мусковит-хлорит-эпидот-амфиболовых кварцитовидных сланцев и кварцитов, доля которых в разрезе не превышает 10–15 %. Исходными породами служили алевритовые и алевропелитовые туфы базальтового и реже андезитового состава и туфосилициты. Особенностью этих разрезов является постепенная смена роговообманковых парагенезисов актинолитовыми вверх по разрезу, свидетельствующая о снижении степени метаморфизма в этом направлении. Видимая мощность разреза верхней части гнунваямской серии около 200 м.

Петрография и минералогия метаморфических пород. Преобладающим типом пород гнунваямской серии являются хлорит-эпидот-амфибол-плагиоклазовые сланцы. Меньшим распространением пользуются эпидот-хлорит-плагиоклаз-амфиболовые (\pm биотит) и эпидот-амфибол-хлорит-плагиоклазовые сланцы, и еще реже встречаются эпидотовые и хлоритовые кварциты, а также эпидот-биотит-амфибол-плагиоклазовые сланцы.

Эпидот-амфибол-плагиоклазовые \pm хлорит и более *меланократовые плагиоклаз-эпидот-амфиболовые основные сланцы* содержат порфиробласты плагиоклаза и амфибола размером до 0.5–1.0 мм (реже до 3–8 мм). Главным минералом сланцев, нередко составляющим около половины объема породы, является зеленая роговая обманка, кристаллы которой располагаются среди агрегатов мелких (от тысячных долей миллиметра до 0.1–0.2 мм) зерен кислого плагиоклаза An_{18-25} , эпидота, подчиненных количеств биотита, хлорита, кварца, ильменита, замещаемого титанитом, и сульфидов (обычно пирит, реже халькопирит и пирротин). В зеленых сланцах плагиоклаз представлен альбитом.

Зеленая роговая обманка в сланцах наблюдается в виде крупных кристаллов и обычно характеризуется оптической зональностью. Центральные зоны и узкие краевые каймы зональных кристаллов амфибола сложены актинолитом, а остальные части кристаллов амфибола представлены ферропаргаситовой и реже эденитовой или ферроэденитовой роговой обманкой (по номенклатуре [58]). Иногда в ядрах кристаллов отмечаются реликты бурой магматической роговой обманки.

Биотит-амфибол-плагиоклазовые сланцы (обычно с эпидотом) характеризуются присутствием за-

метных количеств биотита (до 10–15 %), имеющего низкую железистость и умеренную глиноземистость. Преобладающим минералом этих пород является зеленая роговая обманка, отвечающая составу эденитовой или паргаситовой роговой обманки. В некоторых образцах отмечается небольшое количество калиевого полевого шпата.

В верхних частях разреза метаморфического комплекса (разрезы в истоках р. Гнунваям), где метаморфизм не превышает уровня зеленосланцевой фации, в сланцах совместно с альбитом, актинолитовой роговой обманкой или актинолитом и эпидотом присутствует заметное количество хлорита, равновесного с этими минералами. Как правило, зеленые сланцы – порфиробластические породы, отличающиеся от основных сланцев более низкотемпературными парагенезисами и тонкозернистым строением.

Хлорит-амфибол-эпидотовые меланократовые зеленые сланцы состоят из актинолитовой роговой обманки, содержащей ядра буровато-зеленой первичной роговой обманки, и агрегатов хлорита и эпидота. Иногда в зеленых сланцах отмечаются реликты клинопироксена, замещаемого амфиболом.

Кварциты и кварцитовидные сланцы типичны только для самых верхних частей метаморфического разреза. Они характеризуются полосчатым строением, преобладанием полосок существенно кварцевого состава, чередующихся с более тонкими полосками, в которых в различных количественных сочетаниях присутствуют хлорит, карбонат, мусковит, амфибол (в основном актинолит или актинолитовая роговая обманка), плагиоклаз, эпидот и реже биотит.

Химизм метаморфических пород. Метаморфические сланцы о. Карагинского по составу отвечают базальтоидам [40, 42]. По распределению петрогенных, рассеянных и редкоземельных элементов среди метаморфических образований гнунваямской серии выделены два петрохимических типа метавулканитов [40, 42]: 1 – толеитовые базальты, аналогичные по составу базальтоидам MOR, и 2 – толеитовые базальты, сходные с толеитами островных дуг или толеитами окраинноморских бассейнов. Породы I петрохимического типа характерны для разреза истоков р. Маикинваям. Примитивная толеитовая природа метавулканитов I группы подтверждается данными распределения в них изотопов Nd и Sr – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513140\text{--}0.513265$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703368\text{--}0.703649$. Несколько повышенные отношения изотопов стронция обусловлены процессами раннего океанического метаморфизма [44].

Породы II геохимической группы, преобладающие в блоках и фрагментах метаморфического комп-

лекса острова, характеризуются пониженными концентрациями высокозарядных элементов: Ti (0.4–0.8 мас. %); Zr (19–56 г/т); Nb (<1.0–2.4 г/т); Y (11–20 г/т) и высокими содержаниями крупноионных литофильных элементов. Для рассматриваемых метабазитов свойственны плоские тренды распределения РЗЭ, близкие к таковым для толеитов островных дуг или окраинных бассейнов. Отношения Nb/La и Ba/La в них также типично островодужные. Особенно показательно Ba/La отношение, варьирующее в пределах 30–550, тогда как в метабазитах I геохимической группы оно не превышает 4–19 [42, 44]. Отношения изотопов стронция в метавулканитах II геохимической группы варьируют в пределах $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70391–0.70507$.

Р-Т-условия метаморфизма. Зональность метаморфических минералов и использование минералогических геотермометров и геотермобарометров [28, 34, 47] позволили установить, что метаморфические преобразования исходных пород гунвямской серии происходили в несколько этапов. Первый этап метаморфизма, фиксируемый по ядрам актинолитов зональных кристаллов амфибола основных сланцев, отвечает условиям фации зеленых сланцев: $T = 340–390^\circ\text{C}$ и $P < 1$ кбар [40–42] и сопровождался процессами натрового метасоматоза (спилитизации) при активном участии нагретых вод на дне морского бассейна. Второй этап метаморфизма характеризовался прогрессивной направленностью и происходил в термодинамических условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций ($T = 550–700^\circ\text{C}$, $P = 6–8$ кбар). В этот период в породах образовались зональные кристаллы амфибола, в которых ядра актинолита, возникшие в первый этап, обрастают оторочками эденитовой или паргаситовой роговой обманки. Наиболее высокие параметры метаморфизма второго этапа устанавливаются непосредственно на контакте с телами серпентинитов и габброидов, с удалением от которых температура и давление метаморфизма снижаются до фации зеленых сланцев, типичных для верхних частей разреза метаморфического комплекса [63].

Наконец, в метаморфических породах острова локально, в зонах тектонических нарушений, проявились более поздние диафорические процессы, обусловившие формирование игольчатого актинолита в ассоциации с хлоритом и альбитом при температуре $T = 330–350^\circ\text{C}$ и давлении $P < 1$ кбар в условиях зеленосланцевой фации.

Возраст метаморфизма и возраст протолитов. Возраст метаморфизма, оцененный методом K-Ar изотопии, формирует два интервала: 1) 70–84

млн лет и 2) 30–50 млн лет [17, 22, 40–42, 51, 56, 63], отражая последовательные этапы полифациального метаморфогенного изменения исходных пород. Метаморфогенных цирконов, синхронных этим интервалам метаморфизма, в исследованных образцах не обнаружено.

Возраст протолитов основных сланцев нижней толщи и зеленых сланцев верхней толщи гунвямской серии, впервые определенный U-Pb SHRIMP методом по изотопии цирконов (табл. 1*, рис. 2), отвечает ранней юре – 181 ± 1.8 млн лет. Это заключение основано на следующих данных. Кроме цирконов раннеюрского возраста (180–190 млн лет) в метаморфических породах серии установлены популяции цирконов с диапазонами возрастов: 200–210 млн лет, 240–260 млн лет и 400–500 млн лет, что свидетельствует о поступлении терригенного материала в бассейн, где накапливались вулканогенные отложения.

Среди цирконов гунвямской серии не обнаружено кристаллов моложе 180 млн лет, хотя цирконы с возрастными от 20 млн лет до 100 млн лет широко распространены в неметаморфизованных осадочных породах и осадочном меланже юго-восточной части о. Карагинского [38]. Учитывая исходный вулканогенный состав пород гунвямской серии, логично предположить, что цирконы верхней возрастной группы (180 млн лет) попали в эти отложения в процессе вулканических извержений, будучи близкими по возрасту с периодом седиментации гунвямской серии. Эти цирконы имеют совершенную кристаллографическую форму и образуют наибольшую по численности популяцию, отличаясь от других цирконов, выделенных из метавулканитов серии, габитусом и размером (от 50 до 200 мкм). Преобладают эллипсоидные (рис. 2, обр. 1302-4_9.1, 1302-4_11.1, 1333_7.1, 1302-4_10.1) и призматические (рис. 2, обр. 1333_4.1, 1333_1.1, 1333_12.1) кристаллы с тонкой зональностью.

При определении возраста цирконов исследовались в основном краевые зоны кристаллов. Центральная часть проанализирована в обр. 1333_4.1. Содержание тория в краевых зонах кристаллов циркона колеблется от 59 до 1416 г/т, а концентрация урана варьирует от 312 до 704 г/т, иногда достигая величин 1834–3082 г/т. Высокие концентрации урана фиксируются в темных слаболюминесцирующих каймах кристаллов (рис. 2, обр. 1302-4_5.1, 1333_11.1).

*Оригинальные таблицы 1–6 с представленными результатами проведенных исследований см. <http://itig.as.khb.ru/POG/index.htm>

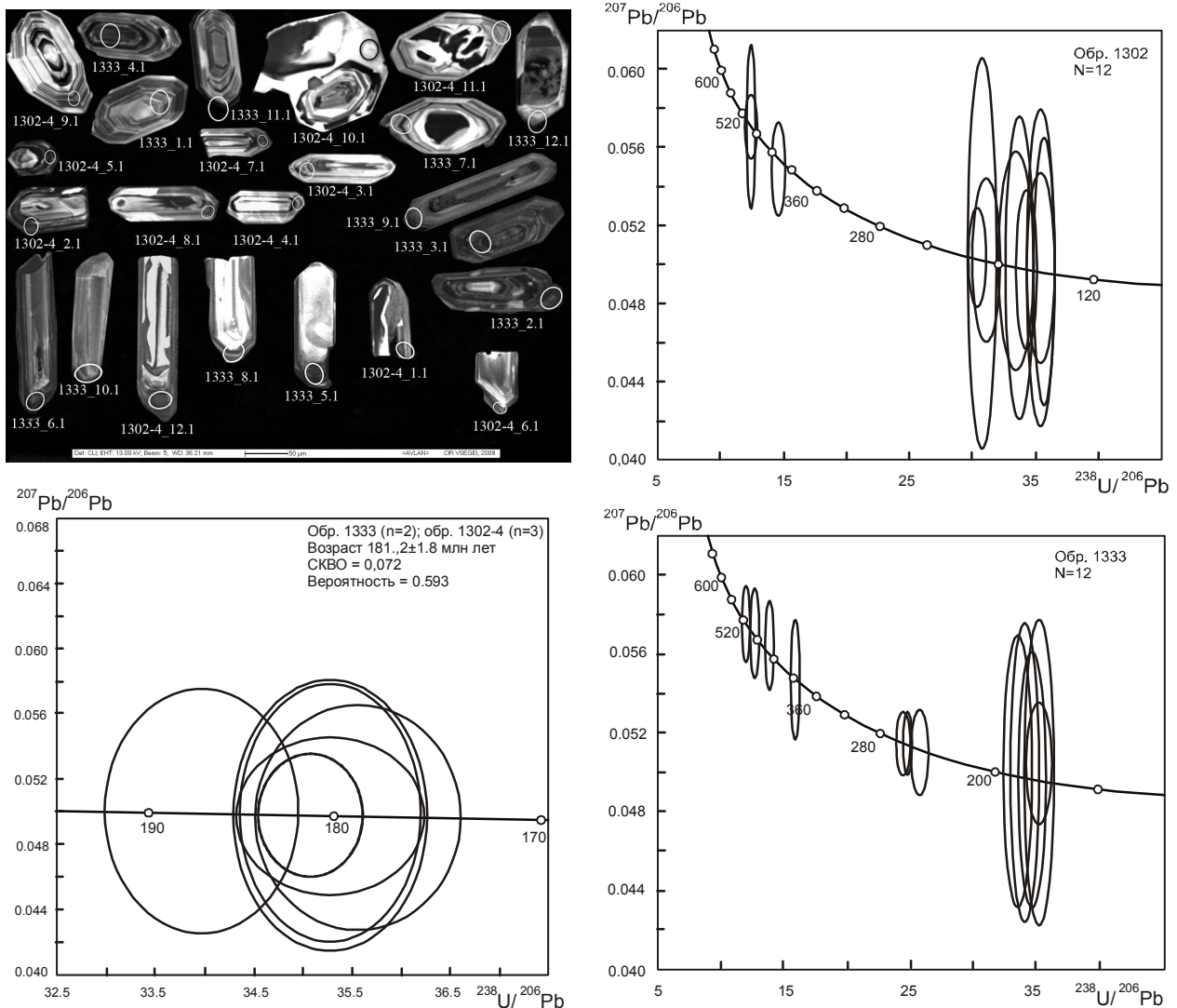


Рис. 2. Катодолуминисцентное изображение и U-Pb SHRIMP диаграммы с возрастными конкордиями для цирконов из метаморфических пород гнунваямской серии о. Карагинского. Номера точек соответствуют номерам в табл. 1.

На катодолуминисцентных снимках (рис. 2–6) показаны кристаллы цирконов, по которым выполнено U-Pb-датирование.

Цирконы возрастной популяции 200–210 млн лет характеризуются удлинённой призматической формой и сложнзональным строением (рис. 2, обр. 1302-4_2.1, 1302-4_4.1, 1302-4_8.1). Их центральные части имеют однородное или полосчатое ядро, окруженное светлой каймой. Содержание тория в краевых зонах – 467–497 г/т, урана – от 470 до 2904 г/т. Как видно из приведенных цифр, между ураном и торием нет строгой корреляции, что отражается на величине Th/U-отношения, варьирующего от 0.18 до 0.95.

Следующая возрастная популяция цирконов охватывает период 240–260 млн лет и представлена на тремя зональными кристаллами (рис. 2, обр. 1333_2.1, 1333_3.1, 1333_9.1) удлинённо призматической

формы. Зерно 1333_9.1 (рис. 2) почти полностью состоит из непросвечивающей массы. Более темная окраска зерен (на катодолуминисцентном снимке) в сравнении с предыдущими популяциями цирконов сопровождается высокой концентрацией в этих зернах урана (1556–3401 г/т) при содержании тория 508–598 г/т.

Четвертая популяция цирконов (400–500 млн лет) отличается от цирконов других возрастных групп длиннопризматической формой кристаллов (рис. 2, обр. 1333_10.1, 1333_6.1, 1333_5.1, 1333_8.1, 1302-4_12.1, 1302-4_1.1). Исключение составляет детритовое зерно 1302-4_6.1, имеющее изометричную форму. Для цирконов этой возрастной популя-

ции характерна зональность и присутствие по периферии зерен темной каймы, обогащенной ураном (1736–3068 г/т), при несколько повышенных (500–600 г/т) и реже пониженных (183 г/т) содержаниях тория в сравнении с зернами других возрастных популяций.

Отсутствие в составе проанализированных цирконов гнунваямской серии возрастных популяций древнее 500 млн лет объясняется тем, что древние цирконы в процессе исследований не анализировались. Окатанные кристаллы циркона, а также их обломки темно-лиловой окраски (характерной для древних цирконов) отбраковывались еще на стадии предварительной подготовки материала.

Диапазон возрастов цирконов гнунваямской серии сравним с диапазоном возрастов детритовых цирконов из метаморфических образований Среднекамчатского кристаллического массива (колпаковская, камчатская и малкинская серии) и неметаморфизованных осадочных отложений укэлятской и лесновской серий северной части Камчатки [38, 53, 55], что предполагает единый источник сноса терригенного материала для этих толщ – выступы континентальных блоков коры к западу от рассматриваемой территории.

Конкордантный возраст офиолитовых перидотитов и габбро о. Карагинского, впервые оцененный по U-Pb SHRIMP изотопии цирконов, составляет 76.2 ± 2.9 млн лет для перидотитов (табл. 2 (см. <http://itig.as.khb.ru/POG/index.htm>), рис. 3), 71.73 ± 0.97 млн лет – для габбро и 72.4 ± 1.1 – для долеритов (табл. 2, рис. 3). Помимо этого в перидотитах (обр. К-122) присутствуют ксеногенные цирконы с возрастом 1052.2 ± 8.6 млн лет, 1076 ± 16 млн лет и 1599 ± 17 млн лет.

Кристаллы циркона из габбро представлены одной возрастной популяцией и характеризуются однородными по цвету короткопризматическими зональными кристаллами размером от 50 до 150 мкм. Однородность строения кристаллов подчеркивается постоянством Th/U отношения (0.5–0.6) для подавляющего числа изученных зерен.

Цирконы из долерита, в отличие от габбро (табл. 2, обр. 152), обладают длиннопризматической формой кристаллов размером до 200 мкм и тонкой зональностью. Несмотря на различный облик кристаллов и иной химический состав материнских пород в цирконах из долеритов отмечаются концентрации тория и урана, близкие с их содержаниями в цирконах из габбро (Th/U отношение варьирует от 0.21 до 0.75). Предполагается, что габбро и долериты являются частью расслоенного интрузивного комплекса.

Цирконы из гипербазитов (гарцбургитов) представлены мелкими зернами размером не более 50 мкм, два из которых имеют более древний возраст (1052.2 ± 8.6 млн лет, 1599 ± 17 млн лет), чем остальные зерна. Цирконы характеризуются сглаженными формами, вероятно, вследствие их частичного химического растворения. В катодолюминесцентных лучах в них просматривается тонкая зональность, осложненная темными участками, приуроченными к периферийным частям кристаллов. Кристалл циркона с древним возрастом (рис. 3, обр. К-122_5.1) имеет отчетливое деление на периферическую темную оболочку (возраст 1052.2 ± 8.6 млн лет, содержание U – 731 г/т, Th – 37 г/т, Th/U – 0.06) и светлую центральную часть (возраст 1076 ± 16 млн лет, содержание U – 69 г/т, Th – 44 г/т, Th/U – 0.56).

Наличие в перидотитах офиолитового комплекса о. Карагинского древних ксеногенных цирконов позволяет предполагать, согласно модели [37], что древние цирконы могли образоваться в подлитосферной мантии в течение ее длительной геологической истории за счет образующихся и мигрирующих через нее магматических расплавов. Мантийные диапиры, сформировавшие офиолитовый пояс Восточной Камчатки, и явились, вероятно, источником этих древних ксеногенных цирконов.

ХАВЫВЕНСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ

Метаморфические образования Хавывенской возвышенности обнажаются в северной части Хавывенского поднятия структур фундамента Центрально-Камчатского прогиба [4, 22, 39, 43, 44], прослеживаемого по гравиметрическим и магнитным аномалиям на протяжении около 500 км от широты пос. Мильково на юге до залива Уала на севере [3]. Возвышенность сложена зеленосланцевыми породами хавывенской серии мощностью около 1200 м, в составе которой выделены две толщи: нижняя – амфибол-слюдистых±гранат, эпидот-слюдистых±гранат кристаллических сланцев и слюдистых±гранат кварцитовых сланцев общей мощностью около 500 м и верхняя – эпидот-амфиболовых и фенгит-амфиболовых зеленых сланцев и перекрывающих их эпидот-амфибол-слюдистых кварцитов видимой мощностью около 700 м.

Породы нижней толщи обнажаются в ядре куполовидной структуры северо-западного направления в восточной и юго-восточной частях Хавывенской возвышенности. Наиболее полный разрез отложений нижней толщи вскрывается по второму левому притоку р. Правая Кварцевая [43]. Здесь обнажаются гранат-эпидот-амфибол-слюдистые, эпидот-ам-

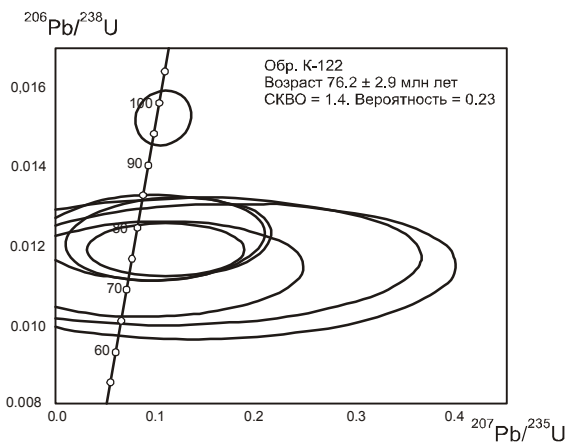
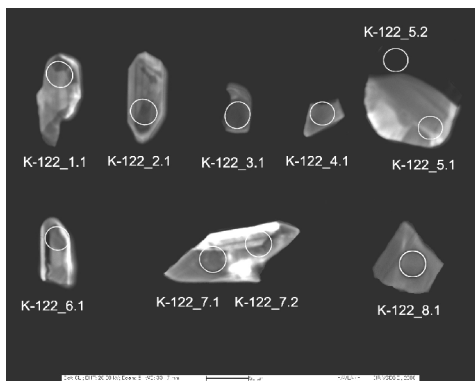
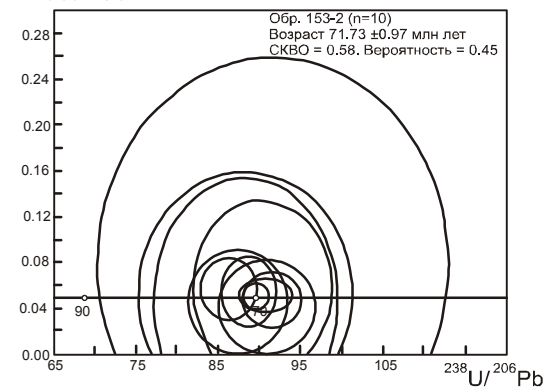
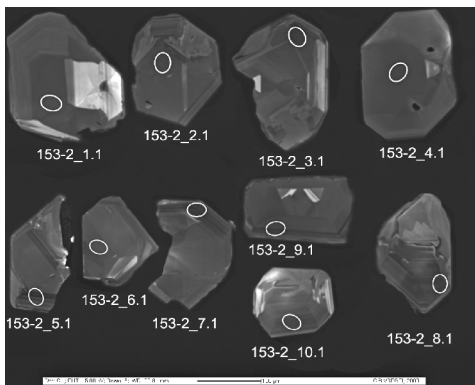
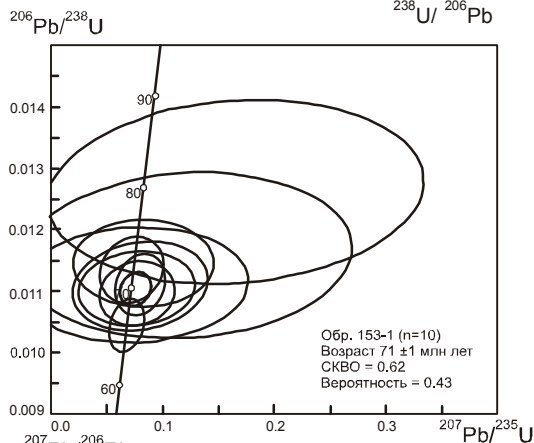
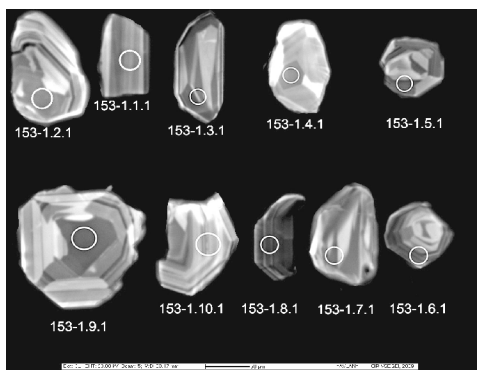
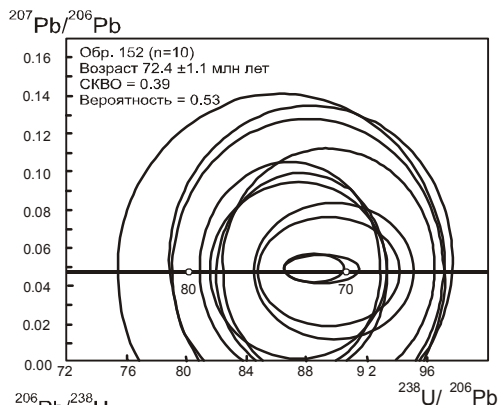
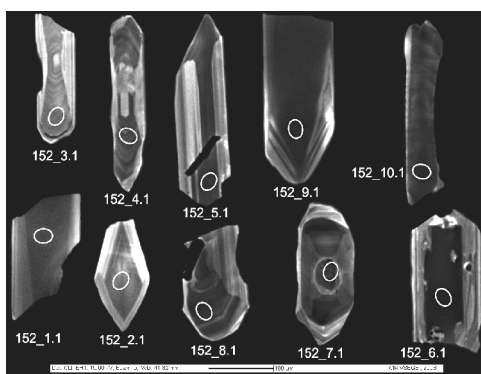


Рис. 3. Катодолуминесцентные изображения и U-Pb SHRIMP диаграммы с возрастными конкордиями для цирконов из гарцбургита (обр. K-122), габбро (обр. 153) и долерита (обр. 152) офиолитового комплекса о. Карагинского. Номера точек соответствуют номерам табл. 2.

фибол-сланцистые и эпидот-сланцистые лейкократовые кристаллические сланцы с прослоями хлорит-эпидот-амфиболовых и гранат-амфибол-сланцистых зеленых сланцев и горизонтами слюдястых (\pm гранат, \pm амфибол, \pm эпидот) кварцитов и кварцитовых сланцев. Видимая мощность разреза около 490 м.

Верхняя толща хавывенской серии распространена на большей части Хавывенской возвышенности и приурочена к крыльям куполовидной структуры, ядро которой сложено отложениями нижней толщи [43]. По особенностям литологического состава верхнюю толщу можно разделить на две пачки: нижнюю – зеленых сланцев и верхнюю – кварцитов. Пачка зеленых сланцев мощностью около 550 м сложена переслаивающимися полосчатыми эпидот-амфиболовыми (преобладают), фенгит-эпидот-амфиболовыми и хлорит-эпидот-амфиболовыми зелеными сланцами с подчиненным количеством прослоев полосчатых двуслюдяных (\pm гранат, \pm эпидот, \pm амфибол) кварцитов, доля которых постепенно возрастает к верхам разреза, знаменуя переход к кварцитовой пачке, видимая мощность которой составляет около 150 м.

По всему разрезу верхней толщи отмечаются тела серпентинитов, серпентинизированных гарцбургитов, дунитов и ассоциирующих с ними габброидов мощностью от первых метров до 60–100 м. Тесная пространственная ассоциация метавулканитов верхней толщи хавывенской серии с кварцитами, апогарцбургитовыми серпентинитами и габброидами позволяет рассматривать эту ассоциацию пород в качестве метаморфизованного офиолитового комплекса.

Петрография и минералогия метаморфических пород. Кристаллические сланцы нижней толщи – порфиробластические породы, в составе которых различаются порфиробласты граната, амфибола, биотита, альбита и реже калиевого полевого шпата размером 1–3 мм в тонко- или мелкозернистой основной массе из сочетающихся в различных количественных соотношениях альбита, кварца, калиевого полевого шпата, биотита, мусковита-фенгита, эпидота и амфибола (винчита и барруазита). Плагноклаз кристаллических сланцев представлен почти чистым альбитом, а гранаты, как и другие темноцветные минералы, характеризуются чрезвычайно высокой железистостью и прогрессивной зональностью кристаллов [43].

В составе зеленых сланцев верхней толщи преобладает альбит и сине-зеленый амфибол (актинолит, винчит и барруазит), к которым в различных количественных соотношениях присоединяются эпи-

дот, хлорит, мусковит-фенгит и рудные минералы. Амфибол и альбит слагают как основную ткань пород, так и образуют порфиробласты размером до 1–3 мм, отражающие реликтовую порфиловую структуру исходных вулканитов [43].

Химизм метаморфических пород. Кристаллические сланцы верхней толщи в различной степени обогащены LILE, характеризуются как деплетированным ($(La/Yb)_N = 0.58–0.99$), так и умеренно обогащенным ($(La/Yb)_N = 1.34–4.06$) спектрами распределения РЗЭ [43]. Для метавулканитов толщи типичен отчетливо проявленный Nb-Ta-минимум относительно LILE и легких РЗЭ.

Высокие $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.70421–0.70862) и низкие $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.512910–0.513002) изотопные отношения, повышенные K/La, Ba/Th, Th/Ta и La/Nb величины в сочетании с глубоким Ta-Nb-минимумом позволяют относить вулканиты кристаллических сланцев нижней толщи к надсубдукционному геохимическому типу. Зеленые сланцы верхней толщи, отвечающие составу спилитизированных базальтов, характеризуются повышенными $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.70445–0.70815) и пониженными $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.512972–0.513242) изотопными отношениями, совмещая признаки деплетированных расплавов типа N-MORB и E-MORB и субдукционных расплавов, с чем связан глубокий Ta-Nb-минимум и низкие $(La/Yb)_N$ отношения [44]. Эти породы имеют отчетливый дефицит HFSE относительно LILE и широкий разброс $\epsilon Nd = 11.8–6.4$, что позволяет предполагать образование их протолита в обстановке задугового бассейна активной вулканической дуги.

Изотопный состав свинца в породах как нижней, так и верхней толщ близок. Точки составов кристаллических сланцев и зеленых сланцев располагаются вблизи тренда изотопной эволюции свинца деплетированной мантии, что свидетельствует о тесной связи с этим мантийным источником [44].

P-T-условия метаморфизма. Уровень метаморфизма пород хавывенской серии, оцененный по гранат-биотитовому геотермометру [1] и амфиболовому геотермобарометру [28], соответствует зеленосланцевой фации – $T = 300–400^\circ C$, $P = 3.3–4.4$ кбар [43, 44]. Зональность метаморфогенных минералов указывает на прогрессивный характер метаморфизма, происходившего на фоне повышения температур.

Возраст метаморфизма и возраст протолитов. Оценки возраста метаморфических пород Хавывенской возвышенности K-Ar методом по валовым пробам дали три значения абсолютного возраста: 122, 92 и 53 млн лет [22]. Раннепалеогеновый возраст метаморфизма подтвердился определением возраста по амфиболам $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом (55 ± 5 млн лет)

[16]. Близкие значения возраста метаморфизма 53.3 ± 3.2 и 54.6 ± 2.6 млн лет (табл. 3 (см. <http://itig.as.khb.ru/POG/index.htm>), рис. 4) и возраста протолитов 100 ± 11 млн лет (табл. 4 (см. <http://itig.as.khb.ru/POG/index.htm>), рис. 4) получены авторами настоящей статьи по данным U-Pb SHRIMP изотопии цирконов.

Неожиданным при исследовании цирконов пород хавывенской серии оказалось их малое количество в породах и небольшой размер зерен. Предполагалось, что наибольшее количество кристаллов циркона будет присутствовать в кремнекислых метавулканитах нижней толщи хавывенской серии, однако при обработке пробы весом 1 кг удалось выделить всего два мелких зерна циркона. Чтобы получить более представительный материал были объединены разные по составу метавулканиты нижней толщи в одну объемную пробу, из которой выделено 12 цирконов, характеризующихся небольшими размерами (большая часть зерен не более 50 мкм) и преобладающей изометричной линзовидной (рис. 4, обр.: X-2.5.1; X-2.6.1) и короткопризматической (рис. 4, обр.: X-2.8.1; X-1.2.1) формами с корродированными краями, различимыми при больших увеличениях. Отчетливая зональность во внешней кайме проявлена лишь в одном кристалле (рис. 4, обр. X-2.7.1). Только одно зерно циркона (рис. 4, обр. X-2.1.1) имеет длиннопризматический габитус с коэффициентом удлинения более 5, отличаясь ровными гладкими гранями без заметных следов коррозии.

Большая часть изученных цирконов из пород хавывенской серии отражает возрастной диапазон формирования 50–60 млн лет (табл. 3). Возраст этой популяции цирконов, оцененный по 9 зернам, составляет 54.6 ± 2.3 млн лет. Два зерна циркона (X-1.1 и X-1.2) имеют раннемеловой возраст 100 ± 11 млн лет, отвечающий, по нашему мнению, возрасту образования протолита. Цирконы возрастной популяции 90–100 млн лет по морфологии кристаллов не отличаются от цирконов возрастной популяции 50–60 млн лет, но характеризуются более высокими концентрациями Th и U (табл. 3, 4) при одинаковом диапазоне вариаций Th/U отношения (0.15–0.8).

U-Pb SHRIMP возраст цирконов, выделенных из габбро, образующих пластовые тела в верхней толще хавывенской серии, равен 101.3 ± 0.70 млн лет (табл. 5 (см. <http://itig.as.khb.ru/POG/index.htm>), рис. 4), совпадает с “цирконовым” возрастом протолита метаморфической толщи. Цирконы в габбро имеют крупный размер 150–200 мкм, идиоморфную кристаллографическую форму и осцилляторную зональ-

ность (рис. 4). Отношение Th/U варьирует в них в пределах от 0.21 до 1.06 (табл. 5).

Из перидотитов, ассоциирующих с габбро, выделено только два зерна циркона (рис. 5), что недостаточно для статистически значимой оценки возраста пород. Зерна имеют короткопризматический габитус с размером по длинной оси 150 и 80 мкм, соответственно. Грани кристалла, более крупного по размеру (рис. 5, обр. XG-1.1), ровные и слегка сглаженные. Второй кристалл имеет корродированную внешнюю кайму. Конкордантный возраст первого зерна имеет значение 2624 ± 51 млн лет, что определяет его ксеногенную природу. Возраст второго зерна, установленный по пересечению дискордии с конкордией, отвечает величине 63.4 ± 11 млн лет (табл. 6 (см. <http://itig.as.khb.ru/POG/index.htm>), рис. 5). Возможно этот возраст (с учетом большой погрешности анализа) отражает возраст метаморфизма, которому подверглись перидотиты.

ПОЛУОСТРОВ ОЗЕРНОЙ

Метаморфические породы п-ова Озерного слагают небольшие блоки и глыбы (не более 100 м) среди тектонического меланжа в основании перидотитовых пластин, обдуцированных на зеленокаменно измененные позднемеловые–палеогеновые кремнисто-вулканогенные отложения, и представлены меланократовыми амфиболитами (горнблендитами), клинопироксен-гранатовыми амфиболитами, клинопироксен-амфиболовыми основными сланцами и гранат-амфиболовыми кварцитами [2, 39].

Пространственная близость метаморфических пород п-ова Озерного и Хавывенской возвышенности, от которой они отстоят на 40 км, послужила предшественникам основанием для включения метаморфических образований п-ова Озерного в хавывенскую серию [11], хотя метаморфические породы п-ова Озерного отличаются от пород Хавывенской возвышенности составом исходных пород и более высоким уровнем метаморфических изменений, особенно величиной давления ($T = 600\text{--}725^\circ\text{C}$, $P = 8\text{--}9$ кбар), и сопоставимы по этим параметрам с метаморфическими породами из тектонического меланжа п-ова Камчатского [6, 30].

Петрография и минералогия метаморфических пород. Меланократовые амфиболиты – массивные, реже полосчатые породы, в составе которых преобладает буровато-зеленая роговая обманка, а количество плагиоклаза An_{25-33} обычно не превышает 25 % [39]. Амфиболиты обогащены титанитом и содержат апатит. Наличие значительного количества титанита, равновесного с амфиболом, подчеркивает

оргомагматическую природу исходных пород. Титанит образуется при замещении пироксена амфиболом и косвенно свидетельствует о пироксенитовом составе протолита. Необычным является отсутствие в амфиболитах железо-титановых оксидов, и только в диафторированных разновидностях отмечаются мелкие кристаллы вторичного магнетита. Участками меланократовые амфиболиты слабо мигматизированы и содержат маломощные (до 2–3 см) жилки и особенности плагиогранитного состава.

Гранатовые амфиболиты – полосчатые породы, полосчатость которых подчеркивается чередованием существенно полевошпатовых и гранат-амфиболовых полосок. Среди породообразующих минералов преобладает буровато-зеленая роговая обманка (до 60 %), количество граната составляет 5–25 %, плагиоклаза – 0–30 %, кварца – 2–20 %, пироксена – 0–5 %, ильменита и титанита – 1–3 % и апатита – до 1 %.

Кварциты – среднезернистые породы полосчатого строения, состоящие из полосок кварца, между которыми в более тонких прослойках вместе с кварцем сосредоточены гранат, роговая обманка, магнетит, титанит и рутил. Основным минералом кварцитов является кварц (до 80–95 объемн. %), а темнокрасные минералы в сумме составляют около 10 %. В диафторированных разновидностях в меланократовых полосках наблюдаются титанит, эпидот, хлорит, сине-зеленая роговая обманка и реже гранат.

Клинопироксен-амфиболовые основные сланцы – меланократовые полосчатые породы, состоящие из буровато-зеленой роговой обманки (50–60 %), замещаемой по микротрещинам фиолетово-зеленым амфиболом, клинопироксена (35–40 %), эпидота (до 5 %), магнетита (2–4 %) и апатита (до 1 %). В отличие от беспироксеновых амфиболитов в сланцах присутствует магнетит, который равномерно распределен в породе в виде ксеноморфных зерен, заполняющих промежутки между кристаллами пироксена и роговой обманки.

Роговая обманка – главный породообразующий минерал метаморфических пород п-ова Озерного [39]. В амфиболитах и основных сланцах ее призматические кристаллы размером 0.5–2.0 мм обладают интенсивной буровато-зеленой окраской и иногда образуют зоны, чередующиеся с невыдержанными полосками из кварца и плагиоклаза (An_{25-33}), почти нацело замещенного мусковитом, альбитом и реже пренитом. Роговая обманка характеризуется высокой глиноземистостью, возрастающей к краевым зонам кристаллов, и, по классификации [58], является паргаситом, резко отличаясь от актинолитовых роговых

обманок Хавывенской возвышенности. В краевых частях и по зонам деформаций роговая обманка замещается железистым актинолитом или голубоватым субщелочным амфиболом.

Кристаллы граната гранатовых амфиболитов разбиты мелкими трещинами на ряд фрагментов, залеченных яркоокрашенным эпидотом, а также содержат многочисленные включения кварца и единичные кристаллы рутила. Гранат характеризуется высоким содержанием гроссулярового компонента ($X_{Gros} = 24–28$ мол. %), прогрессивной зональностью [39, 42] и по составу и характеру зональности аналогичен гранату гранатовых амфиболитов п-ова Камчатский [8, 30]. Гранат из кварцитов обладает меньшей железистостью по сравнению с гранатом гранатовых амфиболитов и характеризуется более высокими содержаниями пиропового компонента (X_{Py} до 18 мол. %) за счет снижения количества альмандина.

Химизм метаморфических пород. Реконструкция исходной природы метаморфических пород п-ова Озерного [39] указывает на принадлежность к магматическим образованиям толеитовой серии, варьирующим по кремнекислотности от пикритов до базальтов. Кварциты реконструируются как кремнистые осадки с примесью вулканогенного материала (туфосилициты).

Для метамагматических пород характерны повышенные по сравнению с толеитами срединно-океанических хребтов содержания кальция (10–15 мас. % CaO), магния (8–12 мас. % MgO) и титана (1.5–3.5 мас. % TiO_2). Концентрации щелочей сопоставимы с таковыми толеитовых базальтов MOR при преобладании натрия над калием (1.0–3.0 мас. % Na_2O и 0.2–0.7 мас. % K_2O). Концентрации кальция в породах не коррелируются с содержанием стронция, а содержание магния находится в обратной зависимости от кремния. Эти признаки указывают на проявление процессов кристаллизационной дифференциации при формировании исходных пород. Коэффициент фракционирования $(FeO+0.9Fe_2O_3)/MgO$ варьирует в пределах 0.7–1.8, что значительно выше устанавливаемого для толеитов MOR. Кроме этого, метаморфические породы п-ова Озерного отличаются от океанических толеитов повышенными концентрациями Rb (10–30 г/т), Sr (80–200 г/т), Ba (30–80 г/т) и пониженными содержаниями Ni (90–120 г/т), Cr (120–300 г/т) и V (150–200 г/т). Изученные породы можно сравнить с габброноритами, габбродолеритами, меланократовыми оливиновыми габбро и пироксенитами, слагающими в офиолитах кумулятивные комплексы [24]. Это предположение подтверждается особенностями структур рассматриваемых

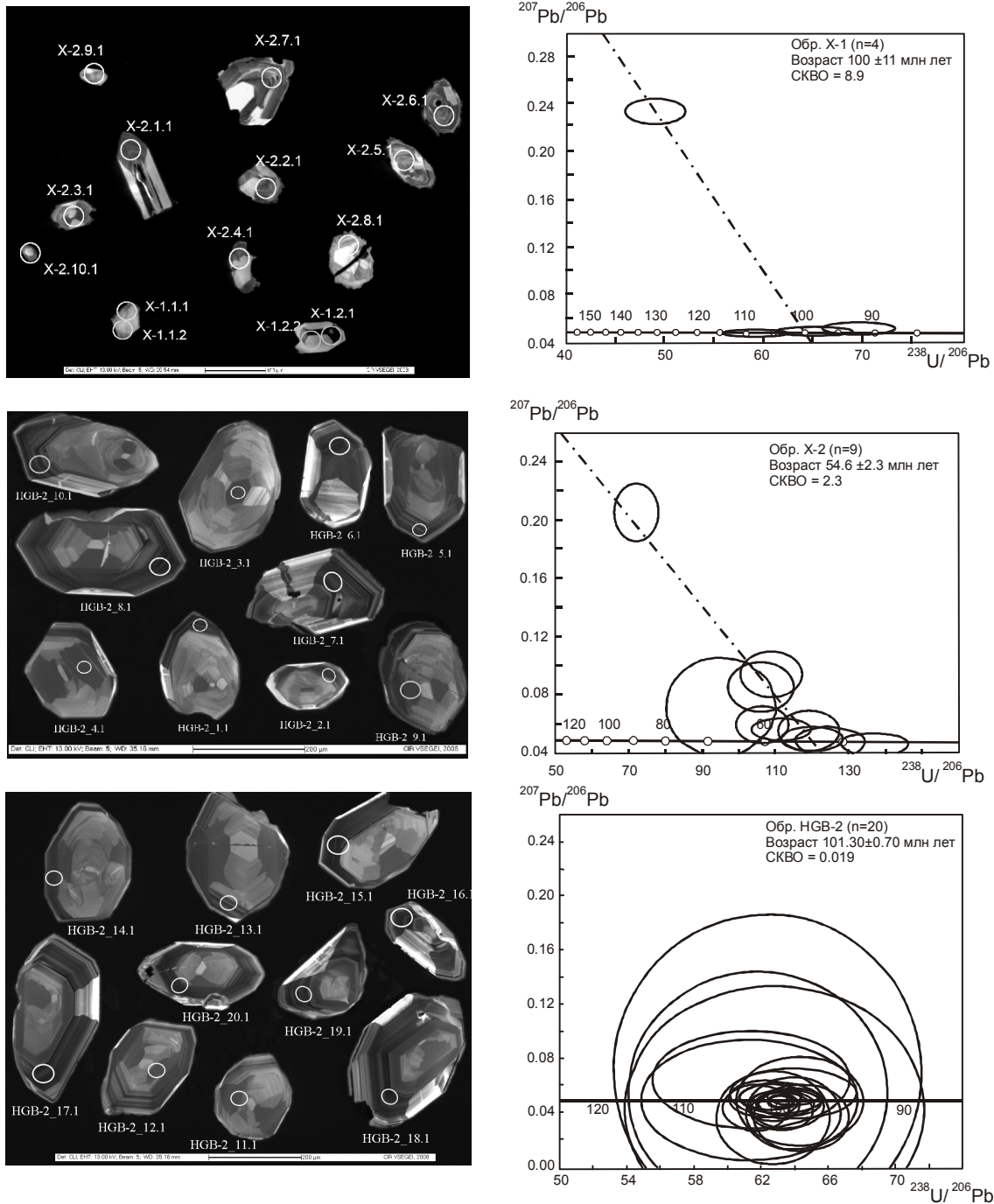


Рис. 4. Катодолюминисцентные изображения и данные U-Pb-датирования цирконов из метаморфических пород (обр. X-1, X-2) и габброидов (обр. HGB-2) Хавывенской возвышенности. Номера точек соответствуют данным табл. 3–5.

образований (характерно массивное строение), единичными находками реликтового основного плагиоклаза An_{87} , а также поведением малых элементов, отражающих процесс фракционирования магматического расплава.

Сравнение химизма метаморфических пород Хавывенской возвышенности и п-ова Озерного, ранее объединяемых в составе хавывенской серии [11], свидетельствует о близости тех разновидностей, для которых предполагается эффузивная природа. Для

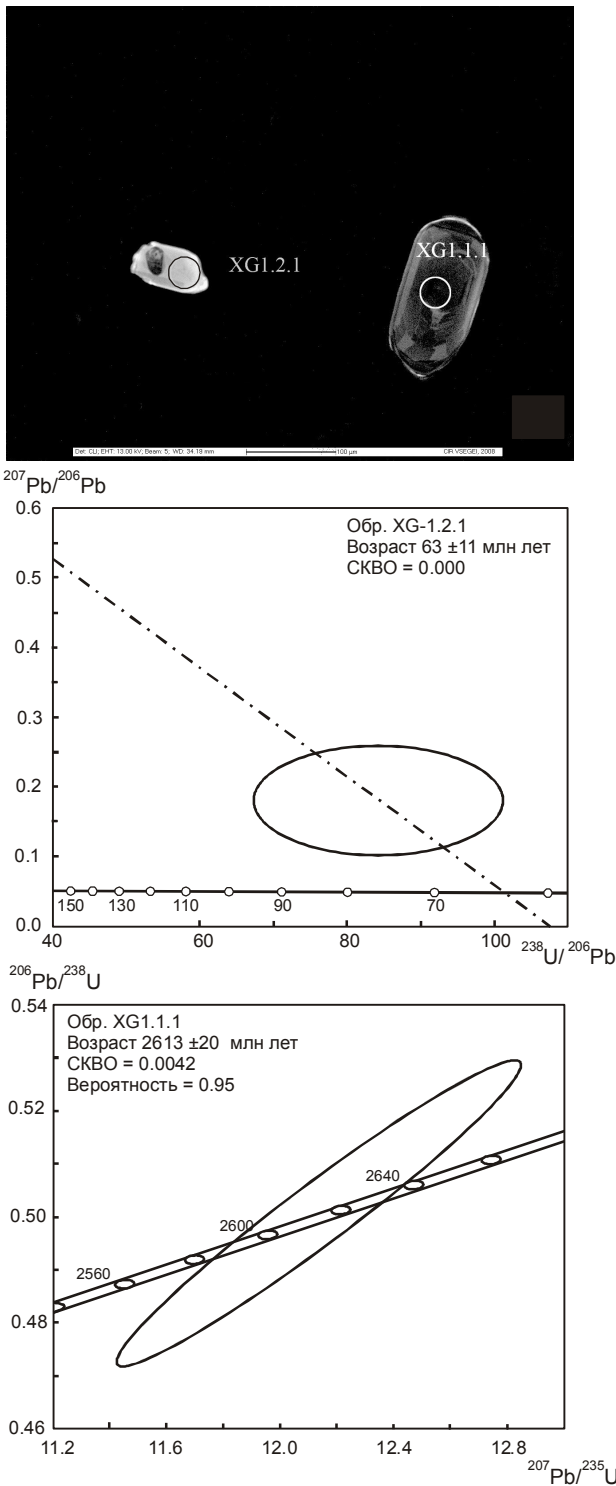


Рис. 5. Катодолюминесцентное изображение и U-Pb SHRIMP диаграммы с возрастными конкордиями для цирконов из гарцбургитов Хавывенской возвышенности. Номера точек соответствуют номерам табл. 6.

исходных метавулканитов п-ова Озерного характерны более высокие концентрации элементов группы железа (Co, Ni, Cr, V) по сравнению с аналогичными по коэффициенту фракционирования метавулканитами Хавывенской возвышенности. Большинство же амфиболитов п-ова Озерного, образовавшихся, вероятно, за счет интрузивных пород, по содержанию петрогенных и рассеянных элементов отличается от метаморфических пород Хавывенской возвышенности, представляя собой самостоятельный комплекс.

P-T-условия метаморфизма. Определение *P-T*-параметров метаморфизма амфиболитов п-ова Озерного проводилось с использованием гранат-амфиболового [33], гранат-клинопироксенового [61] геотермометров и гранат-амфибол-плагноклаз-кварцевого [54] геотермобарометра. Полученные данные свидетельствуют о прогрессивном возрастании температуры метаморфизма от 650°C до 750°C на фоне постоянного и даже несколько снижающегося давления, равного 8–9 кбар.

Участками, в зонах тектонических нарушений метаморфические породы полуострова претерпели интенсивный катаклаз и зеленосланцевый диафторез ($T \approx 300^{\circ}\text{C}$, $P \leq 2$ кбар), обусловленный процессами надвигообразования и тектонического скупивания.

Тесная пространственная сопряженность метаморфических пород п-ова Озерного с офиолитовыми гипербазитами, состав протолита (базальтоиды толеитовой серии с преобладанием базитов расслоенного комплекса), а также высокobarный глубинный характер метаморфических изменений позволяют сопоставить метаморфические породы п-ова Озерного с глубокометаморфизованными образованиями офиолитовых структур, метаморфические породы которых, по представлениям ряда исследователей, сформировались при внедрении в нижние части земной коры горячих астеносферных диапиров. Ближайшим примером являются гранулиты Пекульнейского хребта в Корьякском нагорье [29] и высокobarные амфиболиты п-ова Камчатский [31].

Возраст метаморфизма и возраст протолита.

Определение абсолютного возраста метаморфических пород п-ова Озерного, выполненное в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН К-Ar-методом по монофракции амфибола, дало значение 32 млн лет, что нельзя принять за истинный возраст метаморфизма. Омоложение калий-аргоновых датировок, вероятно, обусловлено частичной потерей аргона минералами при их термальном прогреве, связанном с процессами палеогенового надвигообразования. Возраст метаморфизма пород п-ова Озерного, судя по геологическим данным, более древний, предположительно

совпадающий с возрастом становления гипербазитовых и габброидных массивов этого региона (90–70 млн лет). Данные о возрасте протолита метаморфических пород п-ова Озерного отсутствуют.

ПОЛУОСТРОВ КАМЧАТСКИЙ

На п-ове Камчатский метаморфические породы обнажаются в центральной части полуострова (в бассейне р. Белой) в основании смагинского тектонического покрова. Они слагают глыбы и удлиненные блоки, приуроченные к зоне серпентинитового меланжа, отделяющего слабо серпентинизированные перидотиты массива горы Солдатской от подстилающих зеленокаменно измененных позднемеловых–палеогеновых вулканогенно-осадочных отложений африканской серии [2, 5, 6, 8, 13, 14, 18, 25, 26, 30–32, 45, 46, 48].

Петрография и минералогия метаморфических пород. Метаморфические породы представлены меланократовыми амфиболитами (преобладают), гранатовыми, клинопироксен-гранатовыми и эпидот-гранатовыми амфиболитами, амфиболсодержащими сланцами и эпидотовыми кварцитами. В краевых частях блоков метаморфические породы интенсивно катаклазированы, диафторированы и рассланцованы.

Меланократовые амфиболиты – мелкозернистые полосчатые породы, состоящие из роговой обманки (60–80 %), плагиоклаза (10–20 %), эпидота (5–10 %) и подчиненного количества кварца, хлорита, пренита, пектолита, титанита, апатита и титаномагнетита.

Гранатовые и клинопироксен-гранатовые амфиболиты образуют маломощные прослои среди меланократовых амфиболитов. Гранат наблюдается в виде идиоморфных кристаллов размером около 1 мм, имеющих сложное зональное строение.

В *клинопироксен-амфибол-гранатовых разновидностях амфиболитов* присутствует до 15 % клинопироксена диопсид-геденбергитового состава и более раннего салита (с повышенным содержанием оксида алюминия), окруженного оторочками диопсида.

Наиболее распространенным порообразующим минералом метаморфических пород п-ова Камчатский является амфибол, количество которого в горнблендитах может достигать 90 %. Состав амфибола отвечает роговой обманке чермакит-паргаситового ряда, по классификации [58]. Краевые зоны роговых обманок содержат больше Al_{IV} , Ca и Mg, свидетельствуя о прогрессивном характере метаморфизма.

Гранат наблюдается в виде идиоморфных кристаллов и содержит мелкие включения титанита, апатита и циркона. В краевых зонах кристаллов граната и тонких прожилках отмечаются титанит-ильменит-клинопироксеновые симплектиты. Центральные зоны гранатовых зерен содержат меньше Mg и боль-

ше Mn и Fe, чем краевые, свидетельствуя о прогрессивном характере метаморфизма, и только в узких краевых зонах наблюдается увеличение концентраций марганца и железа, отражающих процессы наложенного регрессивного метаморфизма. Иногда в амфиболитах отмечаются вторичные гранаты [30] с высокими содержаниями гроссуляра ($X_{Gros} = 34–97\%$) и андрадита ($X_{And} = 2–66\%$), сформированные, вероятно, при процессах родингитизации пород.

Химизм метаморфических пород. Протолитом метаморфических пород п-ова Камчатский служили магматические породы толеитовой серии [8, 26, 30], сопоставимые по концентрациям петрогенных, рассеянных и редкоземельных элементов с габброидами офиолитовых комплексов и нормальными толеитами срединно-океанических хребтов. Метабазальты п-ова Камчатский отличаются от толеитов MOR повышенными концентрациями K, Rb, Ba и Th, обусловленными, вероятно, метаморфическими процессами изменения пород [30] или спецификой исходных пород, формирующихся в условиях окраинноморского бассейна. Для метабазальтов п-ова Камчатский характерны пониженные содержания ниобия, как и для метабазальтов Хавывенской возвышенности и п-ова Озерного [44].

P-T-условия метаморфизма. Метаморфические изменения исходных пород п-ова Камчатский происходили в три этапа [30]: 1 этап – прогрессивный метаморфизм с максимумом температуры – 725°C и давления – 12 кбар; 2 этап – регрессивный, завершившийся на уровне зеленосланцевой фации, и 3 этап – низкотемпературные гидротермально-метасоматические изменения, связанные с процессами тектонического дробления и милонитизации пород. Температура и давление регрессивного метаморфизма по геотермометру [28] составляют: $T = 400–450^\circ\text{C}$; $P = 2–3$ кбар. В зонах дробления метаморфические породы подверглись гидротермальному изменению с формированием парагенезиса хлорита, альбита и актинолита при температуре 300–350°C и давлении 1–2 кбар, определенных по составу актинолита.

Возраст метаморфизма. Возраст раннего высокотемпературного этапа метаморфизма, оцененный по U-Pb SHRIMP изотопии цирконов [31], составляет 81.4 ± 9.6 млн лет, что совпадает с результатами U-Pb изотопии цирконов из гранатовых амфиболитов п-ова Камчатский (77.6 ± 4.6 млн лет), полученными нами (табл. 7, рис. 6). Краевые зоны метаморфогенного циркона гранатовых амфиболитов характеризуются U-Pb SHRIMP возрастом 51.5 ± 8.6 млн лет (табл. 7, обр. С1.1.2), отвечающим возрасту диафторических преобразований этих пород и соответству-

Таблица 7. U-Pb SHRIMP данные состава цирконов из гранатового амфиболита п-ова Камчатский (обр. С-1).

Образец	$^{206}\text{Pb}_c$ (%)	U (г/т)	Th (г/т)	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ (г/т)	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} \pm \%$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm \%$
C1.1.1	66.06	6	9	1.48	0.0987	56.3±8.1	0.242±13
C1.2.1	22.53	24	9	0.40	0.28	73.7±4.5	0.128±20
C1.3.1	169.69	10	3	0.31	0.116	72.2±7.2	0.239±16
C1.4.1	46.22	16	4	0.27	0.216	64.0±5.2	0.158±25
C1.4.2	161.90	12	4	0.31	0.15	69.4±6.8	0.193±24
C1.1.2	144.87	4	5	1.25	0.0703	51.5±8.6	0.376±13
C1.2.2	11.65	18	6	0.35	0.205	77.1±5.1	0.123±18

Примечание. Pb_c – обыкновенный свинец, Pb^* – радиогенный свинец.

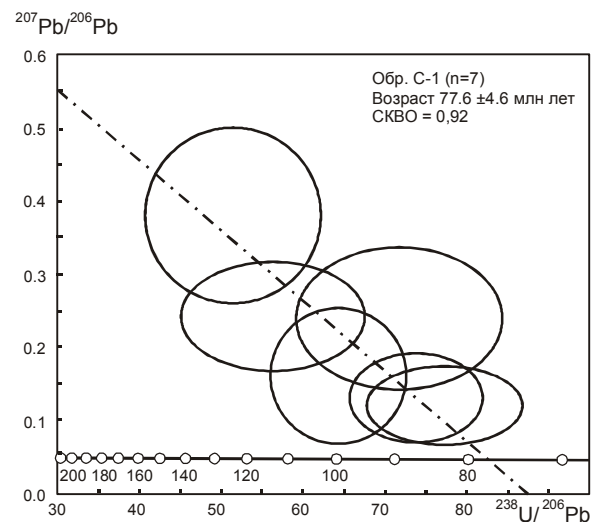
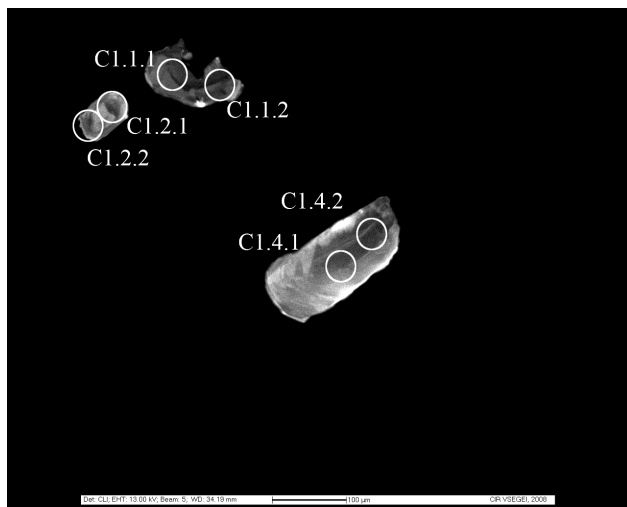


Рис. 6. Катодоллюминисцентное изображение и данные U-Pb-датирования цирконов из гранатовых амфиболитов п-ова Камчатский. Номера точек соответствуют номерам табл. 7.

ющим возрасту метаморфизма исходных образований Хавывенской возвышенности.

Метаморфогенные цирконы имеют неправильную изометричную и короткопризматическую формы и однородное строение (рис. 6, обр.: C1-1, C1-4). Для них характерны низкие концентрации Th (3–9 г/т) и U (4–24 г/т) с преобладающими колебаниями Th/U в пределах 0.3–0.4 (табл. 7).

В исследованных габброидах п-ова Камчатского (Оленегорский массив) помимо цирконов возрастной популяции 90 млн лет нами установлены цирконы с конкордантными возрастными: 1983 ± 13 млн лет и 2320 ± 8.6 млн лет. Эти данные согласуются с ранее опубликованными материалами по габброидам Оленегорского массива [36] и свидетельствуют о сложной геологической истории его формирования.

Метаморфические породы п-ова Камчатский по геологическому положению (блоки и глыбы в соста-

ве серпентинитового меланжа), составу протолита (толеитовые базальты, кремни и габброиды офиолитовой ассоциации) и *P-T*-условиям метаморфизма (полифициальный метаморфизм – высокобарический амфиболитовой фации на I этапе и зеленосланцевый низкотемпературный и низкобарический – на втором) сопоставимы с метаморфическими породами п-ова Озерной, и их следует объединять в единый метаморфический комплекс, формирование которого, вероятно, обусловлено внедрением астеносферных диапиров (офиолитовых перидотитов) в нижние горизонты земной коры.

U-Pb SHRIMP ДАННЫЕ ВОЗРАСТА ЦИРКОНОВ И ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ

Возраст метаморфизма метаморфических комплексов Хавывенской возвышенности, о. Карагинский и п-овов Камчатский и Озерной Восточной Камчатки

Таблица 8. Данные о возрасте протолитов и возрасте метаморфизма структурно-вещественных комплексов Восточной Камчатки.

Географическое положение метаморфических комплексов	Возраст протолита (млн лет)		Возраст метаморфизма (млн лет)	
	По данным U-Pb SHRIMP изотопии цирконов	По данным U-Pb SHRIMP изотопии цирконов	По данным U-Pb SHRIMP изотопии цирконов	По данным K-Ar изотопии
Хавывенская возвышенность	100±11 (граница K ₁ -K ₂)	53.3±3.2 (эоцен)		32.4–39.3
О-в Карагинский	181.2±1.8 (ранняя юра)	54.0±1.4 (эоцен)		38–48
П-ов Озерной	Нет данных	Нет данных		32
П-ов Камчатский	Нет данных	77.6±4.6 (поздний мел) 51.5±8.6 (эоцен)		

по результатам U-Pb изотопных определений циркона датируется двумя интервалами: 80–75 млн лет и 55–50 млн лет (табл. 8), геохронологически сопряженных с двумя этапами активизации магматической деятельности [21].

Первый этап магматизма (100–70 млн лет) ознаменовался подъемом мантийного диапира и формированием альпинотипных перидотитов и габброидов, инициирующих извержения базальтов толеитовой серии. Ультрабазит-базитовые породы этого комплекса формируют офиолитовый пояс Восточной Камчатки, трассируемый зонами серпентинитового меланжа, содержащими глыбы высокометаморфизованных пород (п-ова Озерной и Камчатский). Характерными особенностями метаморфизма, связанного с формированием офиолитов, являются: 1) пространственная ассоциация метаморфических пород с габбро-перидотитовыми массивами; 2) высокие давления (9–10 кбар) и температуры (700–800°C) метаморфизма, обусловленные внедрением в коровый субстрат мантийного диапира; 3) участие в составе протолитов пород кумулятивного комплекса совместно с толеитовыми базальтами и кремнями; 4) возраст метаморфизма (80–75 млн лет), синхронный возрасту становления офиолитовых перидотитов и габброидов; 5) небольшие размеры выходов метаморфических пород (мелкие блоки и глыбы в составе серпентинитового меланжа); 6) наложение термально-дислокационного и гидротермального метаморфизма на парагенезисы высокобарного (офиолитового) метаморфизма, связанного с тектоническими перемещениями офиолитовых пластин.

Второй этап магматической деятельности (70–60 млн лет) сопровождался излияниями островодужных вулканитов (валагинская серия, хапиц-

кая, ирунейская и кирганинская свиты)* и становлением расслоенных и зональных габбро-гипербазитовых массивов. Метаморфизм пород, геохронологически последовавший за этим этапом магматизма (хавывенская и гнунваямская серии), характеризуется: 1) умеренными температурой (300–500°C) и давлением (3–6 кбар); 2) широким участием в разрезе метаморфических пород метавулканитов островодужного или, возможно, окраинно-континентального петрохимического типа, наряду с породами офиолитовой ассоциации; 3) сохранение реликтовых минералов низкотемпературного “океанического” метаморфизма (спилитизации), предшествовавшего основному этапу метаморфизма и обусловившего повышение натриевости пород.

По данным U-Pb изотопии цирконов, наиболее древним (181.2±1.8 млн лет) протолитом метаморфических пород Восточной Камчатки являются вулканогенно-осадочные отложения гнунваямской серии о-ва Карагинского. Кроме цирконов данного возраста в метаморфических породах комплекса установлены детритовые цирконы с возрастными: 206.4 ± 2.6; 246.2 ± 2; 391.7 ± 4.8; 428.1 ± 4.9; 498.7 ± 4.6; 513.7 ± 4.8 млн лет, свидетельствующие о поступлении в бассейн осадконакопления терригенного материала зрелой континентальной коры. Диапазон возрастов цирконов острова сравним с диапазоном возрастов детритовых цирконов из метаморфических образований Срединнокамчатского кристаллического массива (колпаковская, камчатская и малкинская серии) и неметаморфизованных осадочных отложений укэла-

*Б.А. Марковский [27] рассматривает эти вулканогенные отложения в качестве рифтогенных окраинно-океанических образований.

ятской и лесновской серий северной части Центральной Камчатки [38, 53, 55], что предполагает единый источник детритовых цирконов для осадочных пород Срединного хребта и вулканогенно-осадочных отложений гнунваямской серии.

Возраст протолита метаморфических пород хавывенской серии (Хавывенская возвышенность) – 100 ± 11 млн лет. Возраст цирконов из гранатовых амфиболитов п-ова Камчатский (77.6 ± 4.6 млн лет) соответствует периоду становления офиолитовой ассоциации этого района и, возможно, отвечает возрасту синхронных автотаморфических изменений дайкового комплекса, как это предполагалось для амфиболитовых даек Оленегорского массива [52]. Данные о возрасте протолита метаморфических пород п-ова Озерной отсутствуют.

Фациальный уровень метаморфизма пород Восточной Камчатки варьирует от границы зеленосланцевой и амфиболитовой фаций (Хавывенская возвышенность, о. Карагинский) до высокобарной амфиболитовой фации (п-ова Озерной и Камчатский). Для метаморфических пород о-ва Карагинского и п-овов Озерной и Камчатский устанавливаются признаки полифациального двухэтапного метаморфического преобразования исходных пород. В метаморфических образованиях о-ва Карагинского ранний этап метаморфизма соответствовал зеленосланцевой фации, судя по актинолитовым ядрам метаморфогенных амфиболов, а более поздний – низам амфиболитовой фации. В метаморфических породах п-овов Озерной и Камчатский наблюдается обратная последовательность смены фациальных типов метаморфизма: ранний высокобарный метаморфизм амфиболитовой фации сменяется более поздним метаморфизмом, отвечающим уровню границы зеленосланцевой и амфиболитовой фаций.

Исходными породами, претерпевшими метаморфические изменения на Хавывенской возвышенности и о. Карагинском, являлись вулканогенно-осадочные отложения островодужного (возможно окраинно-континентального) и океанического (офиолитового) формационных типов, тектонически совмещенные в период палеогенового тектонического скупивания.

На п-овах Озерной и Камчатский среди метаморфизованных пород реконструируются магматические породы только офиолитового парагенеза. Объединяющим для метаморфических образований Хавывенской возвышенности, о-ва Карагинского, п-овов Камчатский и Озерной является пространственная приуроченность метаморфических пород к зонам офиолитового меланжа. На Хавывенской воз-

вышенности небольшие по мощности пластовые тела серпентинитов и серпентинизированных гарцбургитов входят в состав разреза метаморфических пород.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Метаморфические комплексы Восточной Камчатки, обнажающиеся в пределах Хавывенской возвышенности, на о. Карагинском и п-овах Камчатский и Озерной, слагают крупные (до 1.5 км) вытянутые блоки, пространственно ассоциирующие с телами офиолитовых перидотитов и габброидов (Хавывенская возвышенность, о. Карагинский), или формируют отдельные глыбы и блоки среди серпентинитового меланжа (п-ова Озерной и Камчатский). Уровень метаморфизма исходных пород варьирует от границы зеленосланцевой и амфиболитовой фаций (о. Карагинский, Хавывенская возвышенность) до высокобарной амфиболитовой фации (п-ова Озерной и Камчатский).

Полученные авторами U-Pb SHRIMP данные по изотопии цирконов из метаморфических и магматических пород Восточной Камчатки, а также анализ материалов предшествующих исследований свидетельствуют о двух временных интервалах проявления метаморфизма в породах рассматриваемого региона. Первый интервал метаморфизма (80–75 млн лет) синхронен с периодом становления офиолитовых габбро и перидотитов (100–70 млн лет), формирующих Восточно-Камчатский офиолитовый пояс. Метаморфические породы этого геохронологического этапа встречаются в виде глыб и блоков в составе серпентинитового меланжа на п-овах Камчатский и Озерной и представлены высокобарными (до 8–10 кбар) амфиболитами (реже кварцитами), образовавшимися за счет пород офиолитовой ассоциации (габбро, базальты, туфы и кремнистые отложения).

Следующий этап магматизма и последовавшего за ним метаморфизма охватывает интервал времени 70–50 млн лет. В этот этап происходило формирование вулканитов толеитовой, известково-щелочной и субщелочной серий, зональных габбро-перидотитовых интрузивов (70–60 млн лет) и метаморфизм умеренных температур (400–600°C) и давления (до 5–7 кбар), типичных для Хавывенской возвышенности и о. Карагинского (55–50 млн лет).

Наиболее древним протолитом метаморфических образований Восточной Камчатки, по данным U-Pb изотопии цирконов, являются осадочно-вулканогенные отложения о. Карагинского (181 ± 1.8 млн лет). Возраст протолита метаморфических пород Хавывенской возвышенности – 100 ± 11 млн лет, а

возраст цирконов из гранатовых амфиболитов п-ова Камчатский 77.6 ± 4.6 млн лет соответствует периоду становления габброидов и перидотитов офиолитовой ассоциации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авченко О.В. Минеральные равновесия в метаморфических породах и проблемы геобаротермометрии. М.: Наука, 1990. 182 с.
2. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки / В.П. Зинкевич, Е.А. Константиновская, Н.В. Цуканов и др. М.: Наука, 1993. 272 с.
3. Апрельков С.Е., Ольшанская О.Н. Тектоническое районирование Центральной и Южной Камчатки по геологическим и геофизическим данным // Тихоокеан. геология. 1989. № 1. С. 62–75.
4. Бадрединов З.Г., Тарарин И.А., Литвинов А.Ф. и др. О природе метаморфизма пород Хавывенской возвышенности Камчатки // ДАН. 1989. Т. 309, № 2. С. 405–409.
5. Бехтольд А.Ф., Квасов А.И., Семенов Д.Ф. Геология, петрография и геохимия офиолитов полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Тихоокеан. геология. 1986. № 6. С. 78–84.
6. Бояринова М.Е., Вишняков Н.А., Коркин А.Г., Савельев Д.П. Объяснительная записка к государственной геологической карте РФ. 1:200 000. Серия Восточно-Камчатская. Листы О-58-XXVI, О-XXXI, О-XXXII. СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 2002. 267 с.
7. Вержбицкий В.Е., Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Голдырев А.Е. Новые данные о структуре аккреционной призмы острова Карагинский (Берингово море) // Докл. РАН. 2005. Т. 404, № 6. С. 793–797.
8. Высоцкий С.В. Офиолитовые ассоциации островодужных систем Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1989. 195 с.
9. Геология западной части Берингоморья / В.Д. Чехович, Н.А. Богданов, И.Р. Кравченко-Бережной и др. М.: Наука, 1990. 159 с.
10. Геология юга Корякского нагорья / Н.А. Богданов, В.С. Вишневская, П.К. Кепежинская и др. М.: Наука, 1987. 168 с.
11. Герман Л.Л., Мельникова С.А. Кристаллические сланцы полуострова Озерного (Восточное побережье Камчатки) // Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 246–249.
12. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1000000 (третье поколение). Серия Корякско-Курильская. Лист N-57 – Петропавловск-Камчатский: Объясн. зап. СПб.: Изд-во картограф. фабрики ВСЕГЕИ, 2006. 376 с.
13. Долматов Б.К. Меловые и палеогеновые магматические комплексы Восточной Камчатки. Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1972. 25 с.
14. Зинкевич В.П., Казимиров А.Д., Пейве А.А., Чураков Г.М. Новые данные о тектоническом строении полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Докл. АН СССР. 1985. Т. 285, № 4. С. 954–958.
15. Зинкевич В.П., Цуканов Н.В. Формирование аккреционной структуры Восточной Камчатки в позднем мезозое-раннем кайнозое // Геотектоника. 1992. № 4. С. 97–112.
16. Зинкевич В.П., Рихтер А.В., Фузган М.М. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирование метаморфических пород Восточной Камчатки // Докл. АН. 1993. Т. 333, № 4. С. 477–480.
17. Кравченко-Бережной И. Р. Петрология и геохимия базитов офиолитовой ассоциации острова Карагинского (Камчатка) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64. Вып. 4. С. 92–98.
18. Крамер В., Сколотнев С.Г., Цуканов Н.В. и др. Геохимия, минералогия и геологическая позиция базит-ультрабазитовых комплексов полуострова Камчатский Мыс. Предварительные результаты // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. М.: Науч. мир, 2001. С. 170–191.
19. Кузьмин В.К., Беляцкий Б.В., Пузанков Ю.М. Ранне-среднепалеозойский ультраосновной и основной магматизм Камчатки // Докл. РАН. 2005. Т. 400, № 3. С. 359–363.
20. Кузьмин В.К., Шокальский С.П., Родионов Н.В., Сергеев С.А. Новые данные о U-Pb возрасте metabазитов Камчатки // Вулканизм и геодинамика: Материалы IV Всерос. симпози. по вулканологии и палеовулканологии. Т. 1. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. С. 388–391.
21. Ланда Э.А., Марковский Б.А., Беляцкий Б.В. и др. Возраст и изотопные особенности альпийских, зональных и расслоенных мафит-ультрамафитовых комплексов Камчатки // Докл. РАН. 2002. Т. 385, № 6. С. 812–815.
22. Литвинов А.Ф. Геологическое строение южной части Литкинского прогиба (Восточная Камчатка): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1990. 24 с.
23. Луцицкая М.В., Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г. Новые данные SHRIMP U-Pb исследований цирконов из плагиогранитов офиолитовой ассоциации полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Докл. РАН. 2006. Т. 408, № 4. С. 500–502.
24. Магматические горные породы. Т. 3. Основные породы. М.: Наука, 1987. 374 с.
25. Марков М.С., Некрасов Г.Е., Хотин М.Ю. Фундамент меловой геосинклинали на п-ове Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Геотектоника. 1972. № 4. С. 99–108.
26. Марков М.С. Метаморфические комплексы и “базальтовый” слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с.
27. Марковский Б.А. Крайне-океанический тип рифтогенного ультрамафит-мафитового магматизма Азиатско-Тихоокеанской транзитали // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. Екатеринбург, 2004. С. 44–48.
28. Мишкин М. А. О природе метаморфизма пород дна Берингова моря // Докл. АН. 1994. Т. 338, № 4. С. 641–644.
29. Некрасов Г.Е. Ультрамафит-мафит-гранулитовая ассоциация хребта Пекульней (Чукотка) – фрагмент раздела мантия-кора зоны рифтогенеза континентальной окраины трансформного типа // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения: Материалы Третьей междунар. конф. 2010. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии Ур РАН, 2010. Т. 2. С. 72–76.
30. Осипенко А.Б., Конилов А.Н., Савельев Д.П. и др. Геология и петрология амфиболитов полуострова Камчатский Мыс, Восточная Камчатка // Петрология. 2005. Т. 13, № 4.

- С. 421–448.
31. Осипенко А.Б., Сидоров Е.Г., Шевченко С.С. и др. Геохимия и геохронология цирконов из гранатовых амфиболитов п-ова Камчатского Мыса (Восточная Камчатка) // Геохимия. 2007. № 3. С. 259–268.
 32. Очерки тектонического развития Камчатки / В.В. Белосусов (ред.). М.: Наука, 1987. 246 с.
 33. Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1975. 257 с.
 34. Плюснина Л. П. Экспериментальное исследование метаморфизма базитов. М.: Наука, 1983. 160 с.
 35. Сергеев С.А., Бибикина Е.В., Матуков Д.И., Лобач-Жученко С.Б. Возраст пород и метаморфических процессов Водлозерского метаморфического комплекса Балтийского щита (по результатам анализа цирконов U-Th-Pb на ионном микрозонде SHRIMP-II) // Геохимия. 2007. № 2. С. 229–236.
 36. Сколотнев С.Г., Крамер В., Цуканов Н.В. и др. Новые данные о происхождении офиолитов полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Докл. РАН. 2001. Т. 380, № 5. С. 652–655.
 37. Сколотнев С.Г., Бельтнев В.Е., Лепехина Е.Н, Ипатьева И.С. Молодые и древние цирконы из пород океанической литосферы Центральной Атлантики, геотектонические следствия // Геотектоника. 2010. № 6. С. 24–59.
 38. 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).
 39. Тарарин И.А., Бадрединов З.Г. О природе доверхнемелового фундамента Восточной Камчатки / ред. Ю.А.Мартынов // Новые данные по петрологии магматических и метаморфических пород Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1989. С. 23–47.
 40. Тарарин И.А., Бадрединов З.Г., Чубаров В.М. Метаморфический комплекс о. Карагинский (Восточная Камчатка) // Тихоокеан. геология. 1993. № 2. С. 62–76.
 41. Тарарин И.А., Бадрединов З.Г. Океанический метаморфизм и аккреция офиолитового комплекса о. Карагинский (Восточная Камчатка) // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 2. С. 19–31.
 42. Тарарин И.А. Геохимические особенности и геотектоническая обстановка формирования метаморфических пород в аккреционной призме о. Карагинского (Восточная Камчатка) // Геохимия. 1999. № 9. С. 967–975.
 43. Тарарин И.А., Бадрединов З.Г., Дриль С.И. Геохимия и возраст метаморфических пород Хавывенской возвышенности Восточной Камчатки // Геохимия. 2007. № 9. С. 962–980.
 44. Тарарин И.А., Дриль С.И., Сандмирова Г.П. и др. Изотопный состав стронция, неодима и свинца в метаморфических породах Хавывенской возвышенности Восточной Камчатки // Докл. АН. 2010. Т. 431, № 2. С. 238–241.
 45. Федорчук А.В. Полигенетические офиолиты полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 2. С. 14–28.
 46. Федорчук А.В., Карпенко М.И., Журавлев А.З. Возраст формирования офиолитов п-ова Камчатский Мыс // Докл. АН. 1991. Т. 316, № 6. С. 1457–1460.
 47. Ферштатер Г. Б. Эмпирический плагиоклаз-роговообманковый барометр // Геохимия. 1990. № 3. С. 328–335.
 48. Хотин М.Ю. Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского Мыса (строение и положение в ряду других верхнемеловых формаций Камчатки) // М.: Наука, 1976. 196 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 281).
 49. Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г., Коваленко Д.В. Новые данные о составе островодужных вулканитов Восточных хребтов Камчатки // Докл. РАН. 2008. Т. 418, № 3. С. 372–377.
 50. Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г. Данные SHRIMP U-Pb исследований цирконов из габбро офиолитовой ассоциации п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. № 2. Вып. 16. С. 78–85.
 51. Чехович В.Д., Кравченко-Бережной И.Р., Аверина Г.Ю., Коваленко Д.В. О тектонике острова Карагинского // Геотектоника. 1989. № 1. С. 107–109.
 52. Юркова Р.М., Пейве А.А., Воронин Б.И. Типы амфиболитов северо-западной окраины Тихого океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 4. С. 44–62.
 53. 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.
 54. Dale J., Holland T., Powell R. Hornblende-garnet-plagioclase thermobarometry: a natural assemblage calibration of the thermodynamics of hornblende // Contrib. Mineral. Petrol. 2000. V 140, N 3. P. 353–362.
 55. 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.
 56. Kravchenko-Berezhnoy I.R., Nazimova Yu.V. The Cretaceous ophiolite of Karaginsky Island (the Western Bering Sea) // Ophioliti. 1991. V. 16, N 2. P. 79–110.
 57. Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // D.G. Gee, V.L. Pease (eds). The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica // Geol. Soc. London Mem. 2004. V. 30. P. 69–74.
 58. Leake B.E. Nomenclature of amphiboles // Can. Mineral. 1978. V. 16, N 4. P. 501–520.
 59. Ludwig K.R. A user's manual for Isoplot / Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkley Geochronology Center. Spec. Publ., 1999. N 1a.
 60. Ludwig K.R. A user's manual for SQUID 1.02 // Berkley Geochronology Center. Spec. Publ., 2001. N 2. 22 p.
 61. Pattison D.R.M., Newton R.G. Reversed experimental calibration of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 1989. V. 101, N 1. P. 87–103.
 62. Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26, N 2. P. 207–221.
 63. Tararin I.A., Dong-Woo Lee, Jeong J.G. Ophiolite covers of Karaginsky Island (East Kamchatka), and peculiarities of metamorphism in their sole // Geol. Pacific Ocean. 2000. V. 15. P. 1091–1108.

Рекомендована к печати А.В. Колосковым

I.A. Tararin, Z.G. Badredinov, B.A. Markovsky, B.I. Slyadnev

U-Pb SHRIMP dating of zircons from metamorphic complexes of East Kamchatka

The metamorphic complexes of East Kamchatka exposed within the Khavyven Highland, the Karaginsky Island, and on Kamchatka and Ozernyi Peninsulas, compose large (up to 1.5 km) elongated blocks associated spatially with the bodies of ophiolitic peridotites and gabbroids (Khavyven Highland, Karaginsky Island), or form isolated fragments and blocks among serpentinite mélange (Ozernyi and Kamchatka peninsulas). The degree of metamorphism of the primary rocks varies from the boundary of greenschist and amphibolite facies (Karaginsky Island, Khavyven Highland) to high-pressure amphibolites facies (Ozernyi and Kamchatsky peninsulas).

We have first obtained the SHRIMP zircon U-Pb data from metamorphic and magmatic rocks of the East Kamchatka complexes that testify to two time intervals of metamorphic alterations of the original rocks. The first stage of metamorphism (80–75 Ma) is coincident with formation of ophiolitic gabbro and peridotites (100–70 Ma) composing the East Kamchatka ophiolitic zone. Zones of the serpentinite mélange, comprising blocks and fragments of high-pressure (up to 8–10 kb) metamorphic rocks caused by the rocks of ophiolite association (gabbro, basalts, tuff and siliceous deposits). They are observed on the Ozernyi and Kamchatka peninsulas. The next stage of magmatism and metamorphism encloses the time interval of 70–50 Ma. This stage is associated with formation of volcanites of tholeiite, calc-alkali, and subalkaline series, zonal gabbro-peridotite intrusions (70–60 Ma), and metamorphism of moderate pressure (up to 5–7 kb) and temperature (400–600°C), typical of the complexes of the Khavyven Highland and Karaginsky Island (55–50 Ma).

According to new U-Pb zircon isotopic data, the most ancient protolith of the East Kamchatka metamorphic complexes are sedimentary-volcanogenic deposits of the Karaginsky Island (181±1.8 Ma). The age of the protolith of the Khavyven Highland is 100±11 Ma, and the age of zircons from garnet amphibolites of the Kamchatka peninsula (77.6±4.6 Ma) that corresponds to the period of the development of ophiolites of the gabbro-peridotite complex.

Key words: U-Pb SHRIMP zircons age, metamorphic complex, ophiolites, East Kamchatka.