

УДК 551.733.1:551.22(574.3)

## ФРАГМЕНТ РАННЕКЕМБРИЙСКОГО ОФИОЛИТОВОГО РАЗРЕЗА В СТРУКТУРЕ СЕВЕРО-БАЛХАШСКОЙ ЗОНЫ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН): СТРОЕНИЕ И ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА

© 2020 г. Академик РАН К. Е. Дегтярев<sup>1,\*</sup>, А. С. Якубчук<sup>1</sup>, М. В. Лучицкая<sup>1</sup>, А. А. Третьяков<sup>1</sup>

Поступило 28.11.2019 г.

После доработки 29.11.2019 г.

Принято к публикации 10.12.2019 г.

В Северо-Балхашской зоне палеозой Центрального Казахстана описан фрагмент офиолитового разреза, в строении которого участвуют дуниты, верлиты, пироксениты, габбро, габбро-долериты и плагиограниты, слагающие крупный блок в серпентинитовом меланже (массив Тесиктас). Для плагиогранитов этого массива впервые получена раннекембрийская ( $531 \pm 1$  млн лет) U–Pb-оценка возраста их кристаллизации, которая рассматривается как время завершения формирования плутонической части этого разреза офиолитов.

*Ключевые слова:* офиолиты, плагиограниты, циркон, ранний кембрий

DOI: 10.31857/S2686739720030032

В фанерозойских складчатых поясах офиолиты обычно представлены небольшими фрагментами, входящими в состав серпентинитовых меланжей. Разрезы, в которых выделяются несколько элементов, сохраняются достаточно редко; поэтому их изучение важно для понимания обстановок и продолжительности процессов формирования океанической коры. В палеозоидах Казахстана крупные относительно слабо нарушенные фрагменты офиолитовых разрезов известны в Джалаир-Найманской, Бошекульской, Майкаин-Кызылтасской, Тектурмасской и Северо-Балхашской зонах. При этом наиболее детально изучены верхние – кремнисто-базальтовые и кремнистые части разрезов, точный возраст которых установлен на основании находок конодонтов [2, 3, 6, 7]. В то время как изученность фрагментов плутонических частей офиолитовых разрезов остается недостаточной. Задачами настоящей работы являлись изучение строения и U–Pb-датирование плутонических пород одного из фрагментов разреза офиолитов, слагающего крупный блок в серпентинитовом меланже Северо-Балхашской зоны в Центральном Казахстане.

Северо-Балхашская офиолитовая зона расположена в центральной части палеозой Казахстана и протягивается в субширотном направлении на 250 км при ширине от 5 до 15 км. В ее строении

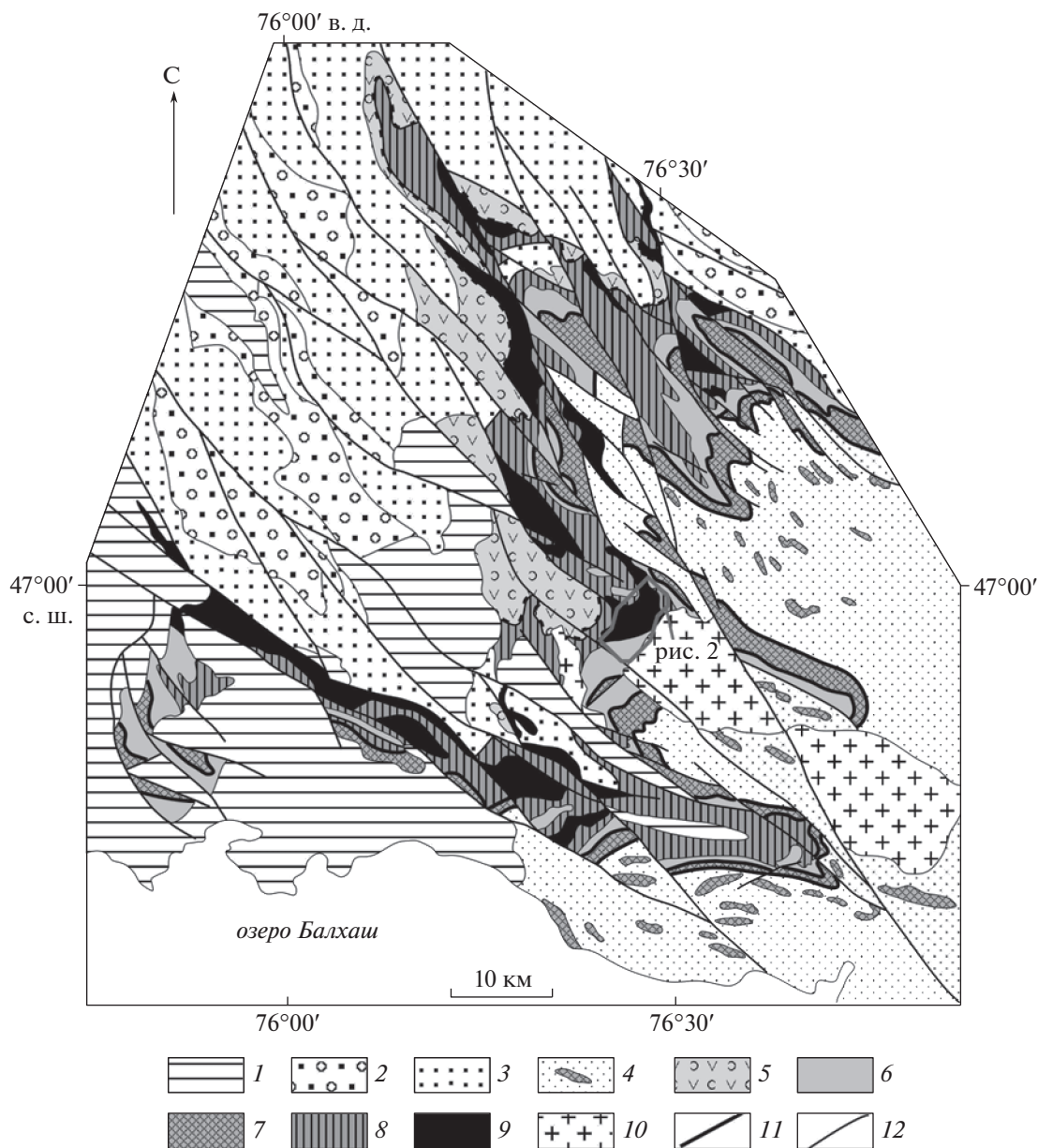
участвуют серпентинитовый меланж и тектонические пластины, сложенные средне-верхнеордовикскими кремнистыми, кремнисто-базальтовыми, кремнисто-туфогенными и вулканогенно-осадочными толщами [6, 8, 14]. С севера и юга зона обрамляется силурийскими флишем и олистостромами соответственно (рис. 1). В серпентинитовом меланже присутствуют крупные блоки пород дунит-гарцбургитового, дунит-верлит-пироксенит-габбрового и дунит-пироксенит-габбро-плагиогранитного комплексов, а также глыбы и блоки габбро, долеритов, плагиогранитов, кремнистых пород, базальтов, реже встречаются жадеититы, эклогиты и глаукофановые сланцы [1, 4, 5, 12].

В центральной части Северо-Балхашской зоны наиболее крупный блок в серпентинитовом меланже, известный как массив Тесиктас, сложен породами дунит-пироксенит-габбро-плагиогранитного комплекса. Его детальное изучение проводилось авторами с конца 80-х годов XX века.

Массив имеет сложные очертания, вытянут в юго-западном направлении на 5 км при ширине от 1 до 2.5 км. Он слагает тектоническую пластину, которая подстилается и перекрывается однопластинными базальтами с прослоями кремней, содержащими конодонты среднего ордовика. От базальтов плутонические породы массива Тесиктас отделены серпентинитами, серпентинитовым меланжем или зонами рассланцевания (рис. 2). С юго-востока массив прорван позднекаменноугольными гранитами, вблизи контакта с которыми многие породы ороговикованы и амфибо-

<sup>1</sup> Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

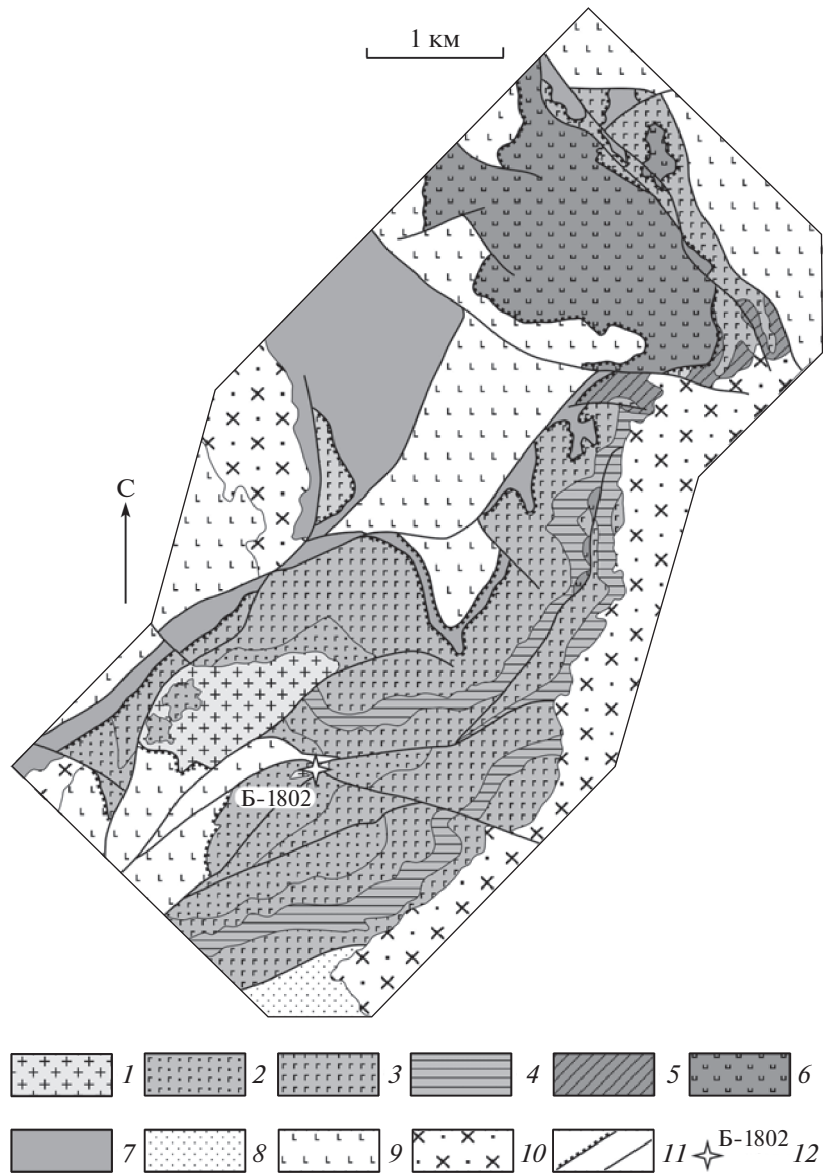
\*E-mail: degtkir@mail.ru



**Рис. 1.** Схема геологического строения Северо-Балхашской офиолитовой зоны Центрального Казахстана (по [3] с изменениями). 1 – верхнедевонские и каменноугольные вулканогенно-осадочные толщи; 2 – нижне-среднедевонские песчаники, конгломераты, алевролиты; 3 – силурийские песчаники и алевролиты; 4 – нижнесилурийские олистостромовые толщи; 5–9 – комплексы Северо-Балхашской офиолитовой зоны: 5 – верхнеордовикские вулканогенно-осадочные толщи, 6 – средне-верхнеордовикские кремнисто-туфогенные и обломочные толщи, 7 – верхнеордовикские кремнистые и кремнисто-базальтовые толщи, 8 – среднеордовикские кремнисто-базальтовые толщи, 9 – серпентинитовый меланж; 10 – позднекаменноугольные граниты; 11 – надвиги и тектонические покровы; 12 – прочие разрывные нарушения.

лизированы. С контактовым воздействием также связана повсеместная турмалинизация пород массива. Ультрамафиты представлены в основном серпентинизированными дунитами, которые слагают большое тело в северо-восточной части массива. Вблизи южного и восточного контактов этого тела в дунитах появляется примесь клинопироксена, и они постепенно сменяются верлитами.

Контакты дунитов и верлитов с пироксенитами и габброидами в основном являются тектоническими и маркируются брекчиями и зонами милонитизации. Пироксениты распространены незначительно и максимально развиты в юго-восточной части массива. Они образуют зоны переслаивания с габбро мощностью до 300 м. Габброиды, слагающие значительную часть массива, представлены в разной степени амфиболитиро-



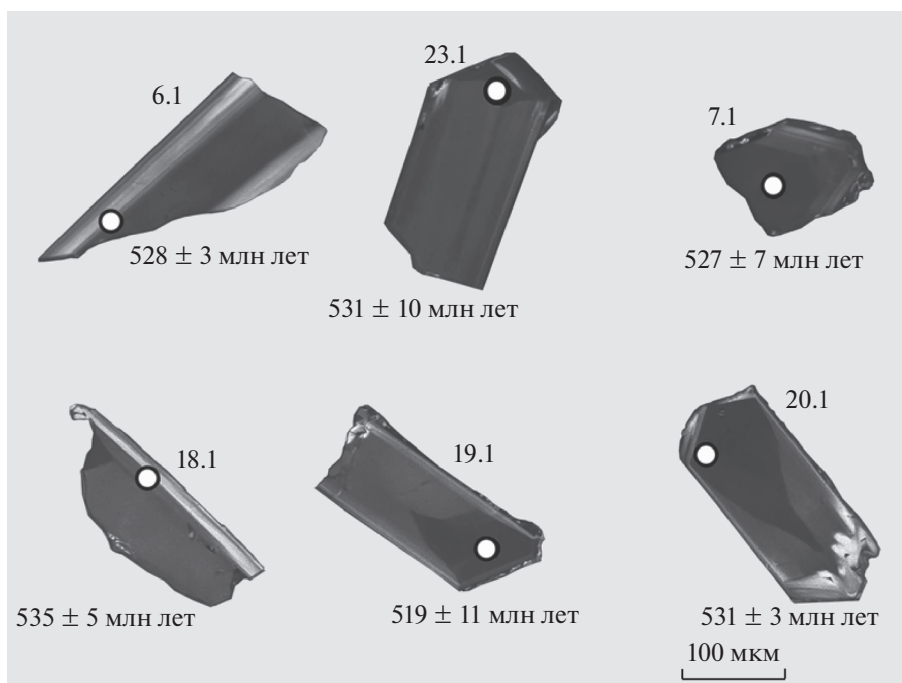
**Рис. 2.** Схема геологического строения массива Тесиктас (по А.С. Якубчуку и И.Е. Кузнецову, с изменениями). 1–6 – фрагмент офиолитового разреза массива Тесиктас: 1 – кварцевые диориты и плагиограниты, 2 – долериты и габбро-долериты, 3 – мезократовые и такситовые габбро, 4 – чередование габбро и пироксенитов, 5 – верлиты и пироксениты, 6 – серпентинизированные дуниты; 7 – серпентиниты и серпентинитовый меланж; 8 – верхнеордовикские обломочные толщи; 9 – среднеордовикские кремнисто-базальтовые толщи; 10 – позднекаменноугольные граниты; 11 – разрывные нарушения; а) тектонические покровы и надвиги, б) прочие; 12 – место отбора пробы для геохронологических U–Pb-исследований и ее номер.

ванными лейко-, мезо- и меланогаббро с пятнистыми текстурами мощностью около 400 м. В них очень слабо проявлена расслоенность, а в верхах разреза появляются маломощные прослои лейкократовых разностей.

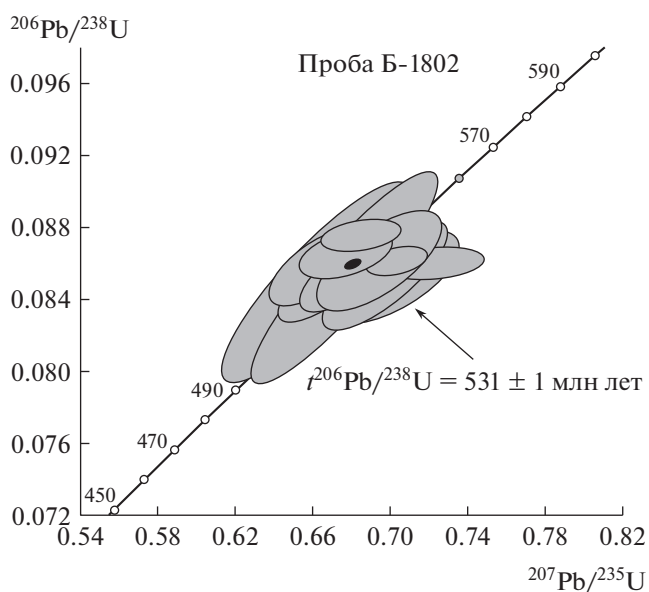
Пятнистые габбро вверх по разрезу сменяются мелкозернистыми габбро и габбро-долеритами, которые прорваны многочисленными жилами и более крупными телами кварцевых диоритов и плагиогранитов. В северной части массива эти

породы слагают большие поля со сложными очертаниями, а габбро-долериты встречаются в них в виде ороговикованных ксенолитов. Плагиограниты прорваны дайками афировых диабазов. Разрез завершается долеритами, которые слагают тектонический блок в юго-западной части массива. Мощность этой части разреза около 10 м.

Общая мощность разреза plutонических пород массива Тесиктас составляет около 1000 м.



**Рис. 3.** Микрофотографии кристаллов циркона из плагиогранитов массива Тесиктас (проба Б-1802), выполненные на электронном микроскопе SamScan MX 2500S в режиме катодolumинесценции. Номера точек соответствуют номерам в табл. 1.



**Рис. 4.** Диаграмма с конкордией для цирконов из плагиогранитов массива Тесиктас (проба Б-1802).

Нами были проведены геохронологические исследования гранитоидов массива Тесиктас. Гранитоиды (проба Б-1802: 46°58'11.5" с.ш.; 76°26'20.1" в.д.) сложены плагиоклазом (55–65%), кварцем (25–30%), амфиболом и биотитом (5–10%). Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом и магнетитом. Породы имеют гипидиоморфнозернистую, реже гранофировую структуры.

Химический состав гранитоидов (мас. %): SiO<sub>2</sub> 74.11; TiO<sub>2</sub> 0.35; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 12.44; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1.93; FeO 0.35; MnO 0.03; MgO 0.72; CaO 2.68; Na<sub>2</sub>O 6.06; K<sub>2</sub>O 0.15; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0.07, и они соответствуют плагиоклазовым лейкогранитам.

Выделение циркона из плагиогранитов проводилось по стандартной методике с использовани-

**Таблица 1.** Результаты геохронологических U–Th–Pb-исследований циркона из плагиогранитов (проба Б-1802)

№ анализа	<sup>206</sup> Pb <sub>c</sub> , %	Содержание, мкг/г			Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет	
		<sup>206</sup> Pb*	U	Th	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U		<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb
19.1	0.07	47.6	662	952	1.49	0.057 ± 1	0.084 ± 2.1	0.655 ± 2.5	0.9	519 ± 11	478 ± 29
4.1	0.21	22.1	306	180	0.61	0.057 ± 2	0.084 ± 1.1	0.661 ± 2.6	0.4	521 ± 6	489 ± 51
8.1	0.06	56.4	778	1218	1.62	0.057 ± 1	0.084 ± 2.0	0.660 ± 2.3	0.9	522 ± 10	482 ± 26
17.1	–	22	301	154	0.53	0.058 ± 2	0.085 ± 1.9	0.678 ± 2.5	0.8	525 ± 10	527 ± 36
25.1	0.28	24.6	337	283	0.87	0.057 ± 2	0.085 ± 4.3	0.662 ± 4.9	0.9	526 ± 22	472 ± 53
7.1	0.07	48.5	662	666	1.04	0.057 ± 1	0.085 ± 1.5	0.670 ± 2.0	0.8	527 ± 7	492 ± 29
1.1	0.15	46.4	634	709	1.15	0.058 ± 1	0.085 ± 4.5	0.676 ± 4.7	0.9	527 ± 23	514 ± 30
24.1	–	23.9	326	261	0.83	0.060 ± 2	0.085 ± 1.9	0.706 ± 2.8	0.7	528 ± 10	604 ± 45
6.1	–	23.2	317	283	0.92	0.058 ± 2	0.085 ± 0.7	0.682 ± 1.8	0.4	528 ± 3	528 ± 37
3.1	–	21.6	294	251	0.88	0.059 ± 2	0.085 ± 2.3	0.697 ± 3.1	0.8	528 ± 12	576 ± 43
13.1	0.15	39.1	532	513	1.00	0.057 ± 2	0.085 ± 2.1	0.670 ± 2.7	0.8	529 ± 11	485 ± 36
14.1	0.07	30.6	415	490	1.22	0.057 ± 2	0.086 ± 1.5	0.669 ± 2.2	0.7	530 ± 8	475 ± 35
12.1	0.06	18.8	255	135	0.55	0.056 ± 2	0.086 ± 1.6	0.663 ± 2.5	0.6	530 ± 8	454 ± 43
15.1	0.03	36.2	491	606	1.28	0.058 ± 1	0.086 ± 1.9	0.683 ± 2.3	0.8	531 ± 10	519 ± 28
20.1	0.09	38.9	528	552	1.08	0.058 ± 1	0.086 ± 0.6	0.681 ± 1.6	0.4	531 ± 3	512 ± 32
23.1	0.10	29.1	395	307	0.80	0.057 ± 2	0.086 ± 1.9	0.680 ± 2.5	0.8	531 ± 10	507 ± 36
21.1	–	19.3	261	124	0.49	0.060 ± 3	0.086 ± 0.7	0.717 ± 3.0	0.2	532 ± 4	618 ± 64
22.1	0.16	35.5	480	538	1.16	0.057 ± 2	0.086 ± 0.6	0.680 ± 1.8	0.3	533 ± 3	500 ± 37
9.1	–	20.4	275	181	0.68	0.059 ± 2	0.086 ± 2.1	0.695 ± 3.1	0.7	533 ± 11	548 ± 49
16.1	0.06	38.1	514	484	0.97	0.059 ± 1	0.086 ± 0.6	0.703 ± 1.5	0.4	533 ± 3	574 ± 30
11.1	0.26	37.7	508	495	1.01	0.057 ± 2	0.086 ± 0.6	0.678 ± 1.9	0.3	534 ± 3	487 ± 40
18.1	0.06	18.1	244	167	0.70	0.057 ± 2	0.087 ± 1.1	0.677 ± 2.3	0.5	535 ± 5	481 ± 46
5.1	0.05	23.1	307	262	0.88	0.057 ± 2	0.088 ± 0.7	0.685 ± 2.0	0.3	541 ± 3	481 ± 42

Примечание: <sup>206</sup>Pb<sub>c</sub> – обыкновенный Pb; <sup>206</sup>Pb\* – радиогенный Pb; Rho – коэффициент корреляции ошибок <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U – <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U.

ем тяжелых жидкостей. Зерна циркона были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами стандартных цирконов TEMORA и 91500, а далее сошлифованы приблизительно наполовину их толщины и приполированы. Для выбора участков зерен циркона для локальных геохронологических исследований использовались микрофотографии, выполненные на сканирующем электронном микроскопе CamscanMX 2500S в режимах вторичных электронов и катодolumинесценции.

U–Th–Pb (SIMS)-геохронологические исследования цирконов выполнены на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (С.-Петербург). Измерения изотопных отношений U и Pb проводились

по традиционной методике, описанной в [13]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла ~2.5–4 нА, диаметр пятна (кратера) – ~15 × 10 мкм. Полученные данные обрабатывались с помощью программ SQUID [11] и ISO-PLOT [10].

Акцессорный циркон в плагиогранитах представлен в основном идиоморфными кристаллами призматического и дипирамидального габитуса размером 100–250 мкм, с коэффициентом удлинения 1.0–4.0. Реже встречаются ксеноморфные кристаллы изометрического габитуса размером 100–120 мкм, с коэффициентом удлинения 1.0–2.0. Оба типа кристаллов характеризуются в раз-

ной степени проявленной магматической зональностью (рис. 3).

U–Th–Pb-геохронологические исследования выполнены для 23 кристаллов циркона. При этом оценки возраста получены как для идиоморфных, так и для ксеноморфных кристаллов циркона. Среднее значение, рассчитанное по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , составляет  $531 \pm 1$  млн лет (рис. 4, табл. 1), что соответствует верхам фортуновского яруса основания нижнего кембрия [9].

Морфологические особенности циркона из плагиогранитов свидетельствуют о его магматическом происхождении. Это позволяет считать, что полученная оценка возраста  $531 \pm 1$  млн лет соответствует возрасту кристаллизации родоначального для плагиогранитов расплава и может рассматриваться как время завершения формирования plutонического разреза офиолитов массива Тесиктас.

Полученная первая оценка возраста формирования plutонических комплексов офиолитов Северо-Балхашской зоны показывает, что в ее строении участвуют фрагменты разновозрастных офиолитовых разрезов. Среди них выявлены раннекембрийские (plутонические породы массива Тесиктас) и ордовикские (средне-верхнеордовикские кремнисто-базальтовые и кремнистые толщи) комплексы. Формирование разновозрастных фрагментов океанической литосферы происходило в различных геодинамических обстановках. Особенности состава plutонических пород массива Тесиктас свидетельствуют об их образовании в надсубдукционном задуговом бассейне с океанической корой. Состав базальтов среднего ордовика близок к базальтам OIB, а базальтов начала верхнего ордовика – к базальтам N-MORB, что позволяет предположить их формирование в пределах океанических островов и срединно-океанических хребтов соответственно. Накопление толщи, состоящей только из кремнистых пород, лишенных терригенной примеси, вероятно, происходило в пределах глубоководных котловин. Совмещение этих фрагментов происходило в конце ордовика – раннем силуре в связи с их попаданием в структуру аккреционной призмы перед фронтом островной дуги, о чем свидетельствует накопление мощных олистостромовых и кремнисто-туфогенных толщ.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда, проект № 19–17–00101.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абдулин А.А., Паталаха Е.И.* (ред.) Офиолиты. (Итмурунды-Казыкская и Чарская зоны). Алма-Ата: Наука КазССР, 1981. 180 с.

2. *Герасимова Н.А., Новикова М.З., Курковская Л.А., Якубчук А.С.* Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Тектурмасского офиолитового пояса (Центральный Казахстан) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67. Вып. 3. С. 60–76.

3. *Дегтярев К.Е.* Тектоническая эволюция раннепалеозойской активной окраины в Казахстане. М.: Наука, 1999. 123 с.

4. *Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г.* Сравнительная характеристика полярноуральских и прибалхашских жадеитовых и ассоциирующих с ними пород // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Вып. 61. Новосибирск: Наука, 1965. С. 178–244.

5. *Михайлов Н.П.* (ред.) Петрография Центрального Казахстана. Т. II. Интрузивные формации основных и ультраосновных пород. М.: Недра. 1971. 360 с.

6. *Никитин И.Ф.* Ордовикские кремнистые и кремнисто-базальтовые комплексы Казахстана // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 2. С. 512–527.

7. *Новикова М.З., Герасимова Н.А., Курковская Л.А., Степанец В.Г., Якубчук А.С.* Стратиграфия нижнепалеозойских вулканогенно-кремнистых толщ Майкаин-Кызылтасского офиолитового пояса (Центральный Казахстан) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68. Вып. 6. С. 47–63.

8. *Новикова М.З., Герасимова Н.А., Дубинина С.В.* Конодонты из вулканогенно-кремнистого комплекса Северного Прибалхашья // ДАН СССР. 1983. Т. 271. № 6. С. 1449–1450.

9. *Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L., Fan J.-X.* The ICS International Chronostratigraphic Chart // Episodes. 2013. V. 36. P. 199–204.

10. *Ludwig K.R.* ISOPLOT 3.00. A User's Manual // Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2003. № 4. 2455 Ridge Road, Berkeley. CA 94709. USA. 70 p.

11. *Ludwig K.R.* SQUID 1.00, A User's Manual // Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2000. No. 2. 2455 Ridge Road, Berkeley. CA 94709, USA. 17 p.

12. *Pilitsyna A.V., Degtyarev K.E., Tretyakov A.A.* First Find of Phengite Eclogites and Garnet-Glaucophane Schists Associated with Jadeitites in the Kenterlau-Itmurundy Serpentinite Mélange (North Balkhash Ophiolite Zone; Central Kazakhstan) // Abst. Vol. 13th Int. Eclogite Conf. / C. Mattinson, D. Castelli, S.W. Faryad, J. Gilotti, G. Godard, A. Perchuk, D. Rubatto, H.-P. Schertl, T. Tsujimori, Y.-F. Zheng (Eds.). Petrozavodsk: KRC RAS, 2019.

13. *Whilliams I.S.* U–Th–Pb Geochronology by Ion Microprobe // Rev. Econ. Geol. 1998. V. 7. P. 1–35.

14. *Zhylkaidarov A.M.* Conodonts from Ordovician of Central Kazakhstan // Acta Paleontol. Polonica. 1998. V. 48. № 1. P. 53–68.

## AGE AND STRUCTURE OF A FRAGMENT OF THE EARLY CAMBRIAN OPHIOLITE SEQUENCE FROM THE NORTH BALKHASH ZONE (CENTRAL KAZAKHSTAN)

Academician of the RAS **K. E. Degtyarev<sup>a,#</sup>**, **A. S. Yakubchuk<sup>a</sup>**, **M. V. Luchitskaya<sup>a</sup>**, and **A. A. Tretyakov<sup>a</sup>**

<sup>#</sup>*E-mail: degtkir@mail.ru*

<sup>a</sup> *Geological institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

Within the structure of the North Balkhash zone of Palaeozooids of Central Kazakhstan, a fragment of the ophiolite sequence composed of dunites, wherlites, pyroxenites, gabbros along with gabbro-dolerites and plagiogranites, which are enclosed by serpentinite mélange (the Tesiktas massif), has been studied. An Early Cambrian  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  age of  $531 \pm 1$  Ma considered to be the crystallization age, has been first obtained for the plagiogranites from this massif. The age estimate is thought to reflect the timing of a completion of formation of the plutonic suite of the ophiolite sequence.

*Keywords:* ophiolites, plagiogranites, zircon, Lower Cambrian