

УДК 551.2:552.3

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ КАЛГЫНСКОГО ОФИОЛИТОВОГО МАССИВА КОЛЛИЗИОННОГО ПОЯСА ЧЕРСКОГО (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ): РЕЗУЛЬТАТЫ U–Th–Pb (SIMS)-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

© 2022 г. А. В. Ганелин^{1,*}, член-корреспондент РАН С. Д. Соколов¹, В. И. Шпикерман²,
М. В. Герцева³, М. В. Маскаев¹

Поступило 05.05.2022 г.

После доработки 20.06.2022 г.

Принято к публикации 23.06.2022 г.

Калгынский массив выделяется в составе офиолитовой ассоциации коллизионного пояса Черского, относящегося к структурам Верхояно-Колымской складчатой системы. Калгынский массив включает комплекс мантийных перидотитов, нижнекоровый комплекс, представленный ультраосновными кумулятами, кумулятивными габбро-амфиболитами и амфиболитами и верхнекоровый комплекс, представленный метабазами. Породы массива формировались как в океанических, так и в надсубдукционных геодинамических обстановках. Предшествующими исследованиями для пород массива установлены три этапа метаморфизма, возраст самого раннего (океанического) составляет 419–430 млн лет. На этом основании возраст массива рассматривался как раннепалеозойский. В то же время в ранних публикациях приводились данные о более древнем возрасте офиолитов. Приведены первые геохронологические данные, которые свидетельствуют об его позднеприверийском возрасте.

Ключевые слова: Северо-Восток Азии, коллизионные пояса, офиолиты, геодинамика, геохронология, циркон

DOI: 10.31857/S2686739722600631

Коллизионный пояс Черского является важным структурным элементом Верхояно-Колымской складчатой системы, которая выделяется в составе Верхояно-Чукотских мезозойд (рис. 1). Верхояно-Колымская складчатая система была образована в результате коллизии Сибирского континента и Колымо-Омолонского супертеррейна, завершившейся в преаптское время [1]. Пояс Черского представляет собой внутреннюю часть коллизионного орогена “Колымской петли”. В составе пояса выделяются деформированные терригенные, вулканогенно-терригенные и карбонатные комплексы раннего-позднего палеозоя, а также терригенные и вулканогенно-тер-

ригенные средне-позднеюрские образования. Офиолиты и ассоциирующие с ними метаморфические породы были выделены в качестве офиолитового пояса хребта Черского [4, 5]. Они образуют отдельные выходы, которые протягиваются с северо-запада на юго-восток по простиранию хребта и представлены линзами серпентинитов, небольшими блоками пород базит-ультрабазитового состава, а также крупными массивами, включающими в себя практически полный набор пород офиолитовой ассоциации [3, 6].

Наиболее крупным и относительно хорошо изученным в настоящее время является Калгынский (Уяндинский) офиолитовый массив (рис. 2). В составе массива выделены практически все комплексы пород, характерные для офиолитовой ассоциации за исключением дайкового: комплекс мантийных перидотитов (дунит-гарцбургитовый), нижнекоровый комплекс (амфиболитизированные ультраосновные кумуляты и полосчатые амфиболитизированные габбро), верхнекоровый комплекс, представленный метабазами. Породы массива совместно с полиметаморфическими сланцами образуют покровы аллохтонных пластин, надвинутых на палеозойские зеленосланце-

¹ Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

² Всероссийский геологический научно-исследовательский институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

³ Московский филиал Всероссийского геологического научно-исследовательского института им. А.П. Карпинского, Москва, Россия

*E-mail: al-gan@yandex.ru

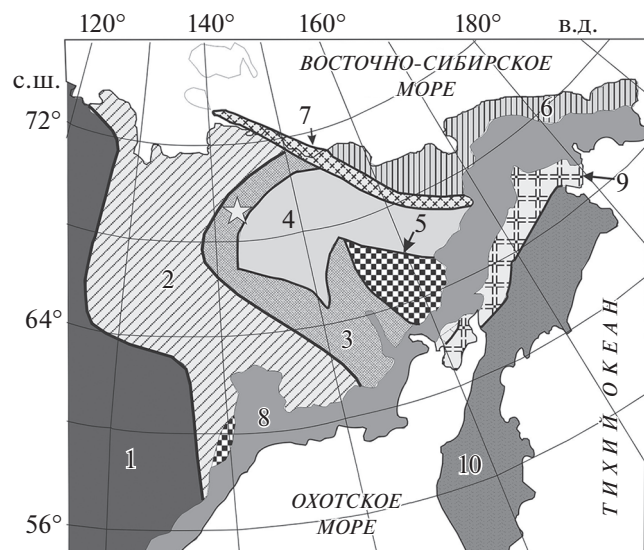


Рис. 1. Основные тектонические единицы Северо-Востока Азии [2]. 1 – Сибирский кратон, 2 – структуры пассивной окраины Сибирского кратона (Верхоянский комплекс), 3 – структура “Колымской петли” (палеозойско-мезозойские отложения), 4 – Алазейско-Олойская складчатая зона, 5 – Омолонский массив, 6 – Анюйско-Чукотская складчатая система, 7 – Южно-Анюйская сutura, 8 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, 9 – Западно-Корякская складчатая система, 10 – Корякско-Камчатская складчатая область. Звездочкой обозначено положение Калгынского массива.

вые толщи [3]. Породы массива испытали три этапа метаморфизма, которые были датированы по вторичным минералам Ar–Ar-методом [7]. Ранний, океанический этап (419–430 млн лет) датирован по актинолиту из габбро-амфиболитов, средний этап (370 млн лет) связан с образованием внутриокеанических надвигов, датирован по биотиту из ассоциирующих метаморфических сланцев. Третий этап (174 млн лет) связан с обдукцией офиолитов, датирован по мусковиту из полиметаморфических сланцев, подстилающих офиолитовый покров [3, 7]. Геодинамические условия формирования Калгынского массива были определены на основании геохимических особенностей (метод нейтронной активации) метабазальтов и габбро-амфиболитов. Согласно [3, 4, 8], базальты были сформированы в крайнем бассейне. Составы габброидов разделяются на две группы, которые формировались в различных геодинамических обстановках. Одна группа габброидов формировалась в обстановке срединно-океанического хребта (СОХ), другая – в островодужной обстановке. На основании приведенных данных был сделан вывод, что Калгынские офиолиты имеют гетерогенную природу, и в их разрезе тектонически совмещены фрагменты океанического бассейна, имеющие различную геодинами-



Рис. 2. Геологическая схема Калгынского офиолитового массива [3]. 1 – кайнозойские отложения, 2 – среднеюрские осадочные образования, 3 – терригенно-карбонатные неметаморфизованные породы среднего-ордовика–верхнего силура, 4 – нижне-средне палеозойские зеленосланцевые породы, 5, 6 – полиметаморфические породы: 5 – кристаллические сланцы, 6 – амфиболиты, 7–12 – офиолитовый комплекс: 7 – ультрамафиты, 8 – кумулятивные габбро-амфиболиты, 9 – метабазальты, 10 – серпентинитовый меланж, 11 – офиолитокластиты, 12 – линзы серпентинитовых сланцев в меланже, 13 – гранитоиды, 14–16 – позднемезозойские интрузии: 14 – габбро, 15 – диориты, 16 – граниты, 17 – надвиги и взбросы, 18 – сдвиги, 19 – тектонические нарушения, 20 – геологические границы. Звездочкой обозначено место отбора пробы.

ческую позицию. Возраст бассейна, на основании оценки возраста метаморфизма, принимался раннепалеозойским [4]. В то же время в работах [3, 4] указывается, что возраст протолита офиолитов остается неизвестным. Существует ряд геохронологических данных, свидетельствующих о возможно более древнем возрасте офиолитов. Так, в работе [7] Ar–Ar-методом проанализирован реликтовый тремолит из габбро-амфиболи-

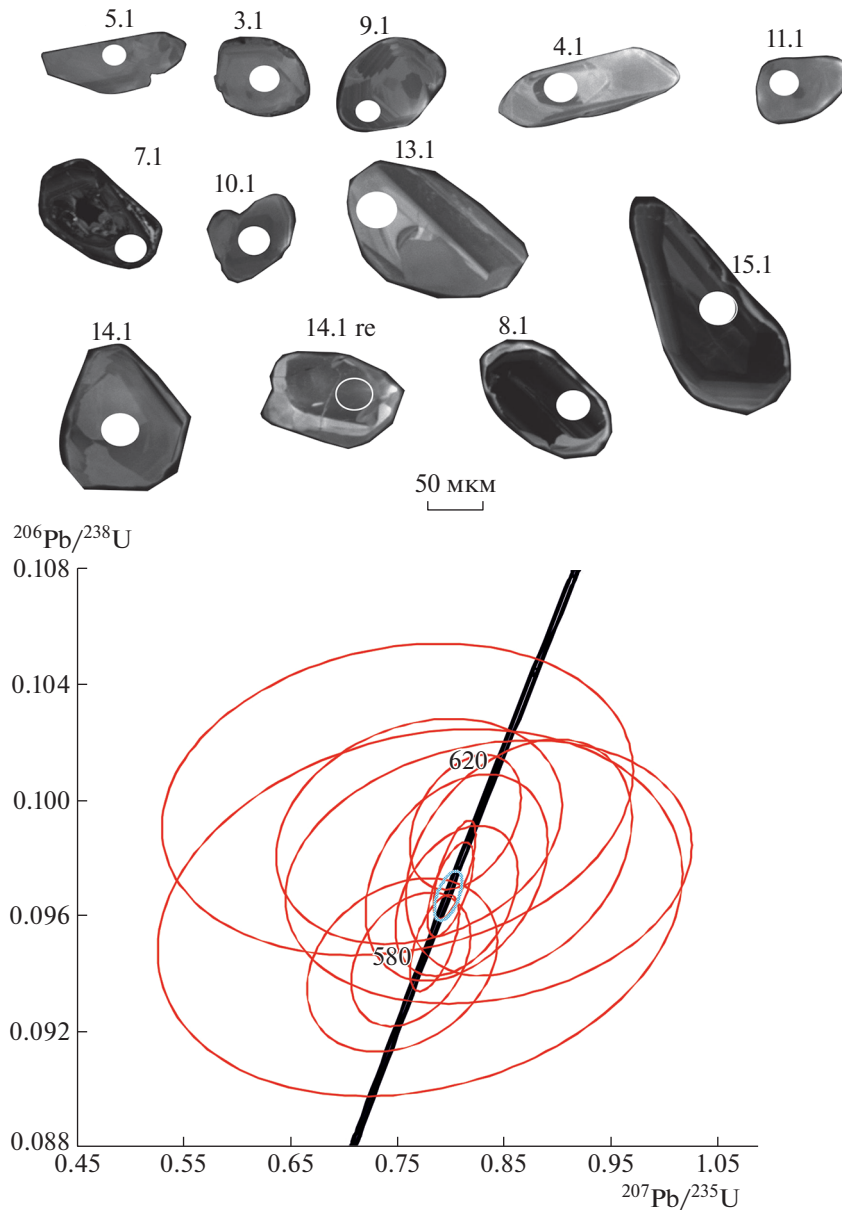


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для цирконов из габброамфиболита (обр. G18 15–7) Калгынского офиолитового массива.

тов, полученное для него значение возраста составило 856 ± 11 млн лет. В более ранних работах имеются определения, выполненные К–Аг-методом по валовым пробам габброидов (655 ± 15 млн лет) и амфиболитов (544 ± 7 млн лет) [9, 10]. В работе [11] приводятся данные датирования Rb–Sr-методом, которые составили 555 и 622 млн лет. Представления о более древнем возрасте океанического бассейна так же были связаны с офиолитокластитами кембрийского возраста, описанными в Рассошинской зоне Омuleвского поднятия [12, 13].

В результате полевых работ, проведенных на Калгынском массиве в 2018 г., из блока нижнеко-

ровых пород, расположенного на левобережье верховьев р. Калгын ($68^{\circ}37'57.1''$ с.ш.; $141^{\circ}11'24.7''$ в.д.) была отобрана проба габбро-амфиболита с целью выделения акцессорного циркона и определения его возраста методом U–Th–Pb (SIMPS). Датирование цирконов осуществлялось на вторичном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ФГУП «ВСЕГЕИ». Зерна циркона, выделенные с использованием тяжелых жидкостей, помещались в шашку, выполненную из эпоксидной смолы с последующей шлифовкой. Участки зерен для непосредственных измерений выбирались с использованием микрофотографий, выполненных на элек-

Таблица 1. Результаты U–Th–Pb (SIMS)-геохронологических исследований циркона из габброамфиболита Калгынского офиолитового массива

№ п/п	Номер образца	Содержания, г/г			Изотопные отношения					Возраст					D, %					
		$^{206}\text{Pb}^*$	U	Th	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	\pm млн лет	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	\pm млн лет		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	\pm млн лет			
1	G18-15-7-5.1	0.33	3.43	42	13	0.31	0.058	4.6	0.754	4.8	0.094	1.3	0.27	571	21	581	7	530	100	10
2	G18-15-7-9.1	0.16	6.96	86	38	0.46	0.0585	2.9	0.762	3	0.094	1	0.34	575	13	582	6	549	63	6
3	G18-15-7-15.1	0.00	44.5	545	301	0.57	0.05988	1.0	0.785	1.2	0.095	0.7	0.60	588	5	585	4	599	21	-2
4	G18-15-7-4.1	1.24	0.933	11	6	0.59	0.0582	13.0	0.771	13	0.096	2.7	0.21	580	57	591	15	538	280	10
5	G18-15-7-14.1	0.0	5.82	70	22	0.33	0.0605	2.7	0.805	2.9	0.097	1.1	0.37	600	13	594	6	622	58	-5
6	G18-15-7-8.1	0.0	86.6	1040	1388	1.38	0.05983	0.8	0.799	1.1	0.097	0.7	0.65	596	5	596	4	597	18	0
7	G18-15-7-11.1	0.0	2.52	30	10	0.35	0.06	4.0	0.805	4.3	0.097	1.5	0.34	600	19	599	8	604	87	-1
8	G18-15-7-13.1	1.22	1.64	19	8	0.43	0.0621	9.1	0.835	9.3	0.098	1.9	0.20	616	43	600	11	678	190	-12
9	G18-15-7-7.1	0.0	82.7	986	515	0.54	0.05969	0.7	0.803	1	0.098	0.7	0.70	598	5	600	4	592	15	1
10	G18-15-7-3.1	0.0	1.87	22	7	0.33	0.0639	4.7	0.863	5	0.098	1.7	0.34	632	24	602	10	737	100	-18
11	G18-15-7-14.1re	0.54	2.12	25	18	0.75	0.0565	6.9	0.77	7.1	0.099	1.6	0.23	580	31	608	9	471	150	29
12	G18-15-7-10.1	0.20	12.1	142	18	0.13	0.0595	2.5	0.813	2.6	0.099	1	0.36	604	12	610	6	584	53	4

Примечание. Погрешности приведены для интервала 1σ. Pb_c и Pb* – обыкновенная и радиогенная составляющие Pb соответственно. Ошибка калибровки стандарта не более 1%. Коррекция на обыкновенный свинец проведена по измеренному ^{204}Pb для циркона; Rho – коэффициент корреляции отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; D – коэффициент дискордантности, рассчитанный по формуле $((t^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})/(t^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) \times 100) - 100$.

тронном микроскопе в режиме катодолюминесценции. Измерения изотопных отношений U и Pb проводились по традиционной методике, изложенной в [14]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла $\approx 2.5\text{--}4$ нА, диаметр пятна (кратера) – $\approx 15 \times 10$ мкм. Полученные данные обрабатывались с помощью программ SQUID [15] и ISOPLOT [16].

Из образца G18 15–7 выделено 13 зерен циркона, размер которых изменяется от 50 до 100 мкм. Наиболее крупные зерна имеют удлиненную форму, для более мелких зерен характерна округлая форма. В некоторых зернах наблюдается хорошо выраженная магматическая зональность или ее реликты (рис. 3).

Результаты геохронологических исследований циркона из габброамфиболита представлены в табл. 1 и на рис. 3. Отношения $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ в изученных зернах циркона составляют 0.33–0.75 (табл. 1), что указывает на их магматическое происхождение. Обращает на себя внимание, что зерна циркона имеют различный облик и строение, а также различаются по содержанию урана, что не позволяет достаточно точно оценить их возраст. Минимальные оценки возраста изученного циркона ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) находятся в интервале 581–610 млн лет (табл. 1).

Представленные в статье геохронологические данные не дают возможность точно оценить возраст акцессорного циркона и соответственно возраст кристаллизации протолитов габбро-амфиболитов Калгынского массива. Однако они свидетельствуют о том, что их формирование произошло не в палеозое, а в позднем докембрии – по-видимому, в позднем рифее. Вполне вероятно, что Калгынский офиолитовый массив является не только гетерогенным, но и полихронным. Скорее всего в его разрезе совмещены породы, протолиты которых формировались в разное время на разных стадиях эволюции долгоживущего океанического бассейна. Полученная предварительная оценка возраста наиболее древних магматических образований Калгынского офиолитового массива соответствует таким глобальным событиям, как распад суперконтинента Родиния (конец позднего рифея–начало венда) и начало формирования континентальных окраин Северо-Американского (625–555 млн лет) [17] и Северо-Азиатского (650 млн лет) [18] кратонов. Таким образом, офиолиты хребта Черского, и в том числе Калгынский офиолитовый массив представляют собой уникальные объекты, детальное изучение которых может дать информацию о тектонической эволюции мезозоид северо-востока Азии от позднего протерозоя до среднеюрского времени.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работы выполнены за счет гранта РФФИ 20-17-00197; базовое финансирование сотрудников за счет субсидии 0135-2019-0038.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.П. Тектоника литосферных плит СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 2. 334 с.
2. Соколов С.Д. Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
3. Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии) // ГЕОС, 2000.
4. Оксман В.С., Ганелин А.В., Соколов С.Д., Морозов О.Л., Третьяков Ф.Ф., Силантьев С.А. Офиолитовые пояса арктических регионов Верхояно-Чукотской орогенной области: геодинамическая модель формирования // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 62–75.
5. Оксман В.С., Парфенов Л.М., Прокопьев А.В. Пояс офиолитов хребта Черского // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 6. С. 3–20.
6. Архипов Ю.В. Офиолиты, ультрамафит-габбровые интрузии и ассоциирующиеся с ними образования Верхояно-Колымской складчатой системы. Геология и полезные ископаемые образования Верхояно-Колымской складчатой системы. Якутск, 1984. С. 110–134.
7. Лейер П., Парфенов Л.М., Сурнин А.А., Тимофеев В.Ф. Первые $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ определения возраста магматических и метаморфических пород Верхояно-Колымских мезозоид // Докл. АН СССР. 1993. Т. 329. № 5. С. 621–624.
8. Карякин Ю.В., Оксман В.С., Прокопьев А.В., Тарабукин В.П., Дейкуненко А.В. Позднепалеозойские вулканогенно-тиррегенные отложения Селеняхского хребта и их геодинамическая природа // ДАН. 2000. Т. 370. № 5. С. 646–650.
9. Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива. Гринберг Г.А., Рудич К.Н. (ред.) М.: Наука, 1981. 359 с.
10. Геологическая карта СССР. М-6 1:200000. Серия Яно-Индибирская, лист R-54-XXVII, XXVIII. Объяснительная записка. ГУП “Сахагеолфонд”. 1984.
11. Горбов В.В., Загрузина И.А. Первые определения абсолютного возраста метаморфических пород Колымского срединного массива. // Докл. АН СССР. 1971. Т. 197. № 5. С. 1131–1132.
12. Кропачев А.П., Стрельников С.И., Киселев А.А., Федорова Н.П. Доордовикские офиолитокластиты Омудевского поднятия (Северо-Восток СССР) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 292. № 4. С. 941–944.
13. Шпикерман В.И., Мерзляков В.М. О базальных слоях палеозойского разреза Омудевского поднятия. Стратиграфия и палеонтология фанерозоя Северо-Востока СССР. СВКНИИ ДВО АН СССР. 1988. Магадан.
14. Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe / M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley (eds.) Applications of microanalytical techniques to

- understanding mineralizing processes // *Rev. Econ. Geol.* 1998. V. 7. P. 1–35.
15. *Ludwig K.R.* SQUID 1.00, A User's Manual // Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2000. № 2. 2455 Ridge Road. Berkeley. CA 94709. USA. 17 p.
16. *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.
17. *Bond G.C., Nickerson P.A., Kominz M.A.* Breakup of a supercontinent between 625 and 555 Ma: new evidence and implications for continental histories // *Earth and Planetary Science Letters.* 1984. V. 70. № 2. P. 325–345.
18. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) Отв. ред. Парфенов А.М., Кузьмин, М.И. М. МАИК “Наука/Интергеофизика”, 2001.

THE NEW DATA ON THE AGE OF THE KALGYN OPHIOLITE OF THE CHERSKY COLLISION BELT (NORTHEAST ASIA): RESULTS OF U–Th–Pb (SIMS) GEOCHRONOLOGICAL STUDIES

**A. V. Ganelin^{a, #}, Corresponding Member of the RAS S. D. Sokolov^a, V. I. Shpikerman^b,
M. V. Gertseva^c, and M. V. Maskaev^a**

^a *Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^b *A.P. Karpinsky All-Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russian Federation*

^c *Moscow Branch of the All-Russian Geological Research Institute named after A.P. Karpinsky, Moscow, Russian Federation*

[#] *E-mail: al-gan@yandex.ru*

The Kalgyn ophiolite massif is located within the Chersky collision belt of the Verkhoyano-Kolyma Fold Area. The Kalgyn massif includes a complex of mantle peridotites, a complex ultrabasic cumulates and cumulative gabbro-amphibolites and amphibolites, and a complex of metabasalts. The complexes of the Kalgyn massif were formed in both oceanic and suprasubduction geodynamic conditions. Previous studies have established three stages of metamorphism for the rocks of the massif, the age of the earliest (oceanic) stage is 419–430 million years. Based on these data, the age of the massif was considered as Early Paleozoic. The article presents the first data on the dating of magmatic zircons from the gabbro-amphibolite from Kalgyn ophiolites. The obtained values of concordant ages were 580.7–614 million years. Thus, the age of the Kalginsky ophiolites can be considered as Late Riphean.

Keywords: Northeast Asia, collision belts, ophiolites, geodynamics, geochronology, zircon