

УДК 550.93, 552.4

А.А. Краснобаев¹, П.М. Вализер², Е.В. Медведева³, А.Б. Немов⁴, А.Л. Перчук⁵**U-Pb ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ И МЕТАМОРФИЗМ ПОРОД
ВИШНЕВОГОРСКОЙ ТОЛЩИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)***Институт геологии и геохимии имени А.Н. Заварицкого УрО РАН,
620016, Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15**Ильменский государственный заповедник, 456317, Челябинская область, Миасс, Ильменский заповедник
ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1**Институт экспериментальной минералогии РАН,
142432, Московская область, Черноголовка, ул. Академика Осипьяна, 4
Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Russian Academy of Sciences,
620016, Ekaterinburg, Akademika Vonsovskogo str., 15**Ilmen State Reserve, 456317, Chelyabinsk region, Miass, Ilmen Reserve
Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1**Institute of Experimental Mineralogy, Russian Academy of Sciences,
142432, Moscow region, Chernogolovka, Akademika Osiyana str., 4*

Представлены результаты U-Pb датирования цирконов, а также петролого-геохимического изучения вмещающих образцов гранат-биотитового плагиогнейса и кварц-плагиоклаз-амфиболового гранофельса из вишневогорской толщи — древнейших пород Восточного домена Южного Урала. Возрастные определения цирконов получены с помощью ионного микрозонда (SHRIMP II). Максимальный возраст субстрата плагиогнейсов вишневогорской толщи не моложе 2700 млн лет, а гранулитовый метаморфизм плагиогнейса приходится на протерозойский возрастной диапазон 1740–2220 млн лет. Датировки, полученные для плагиогнейса и гранофельса вишневогорской толщи, отражают все основные (PR₁–P₁) возрастные рубежи развития Урала. Многие из датированных событий проявлены лишь в генерациях цирконов и никак не отражены в минеральных парагенезисах изученных пород.

Ключевые слова: циркон, U-Pb возраст, гранат-биотитовый гнейс, гранофельс, вишневогорская толща.

In the article present results of U-Pb — dating of zircons and petrologic-geochemical study of garnet-biotite plagiogneises and quartz-plagioclase-amphibole granofels host rocks samples from Vishnevogorsky sequence of the oldest rocks of the southern Urals Eastern domain are presented. U-Pb-dating of zircons were obtained by ion microprobe (SHRIMP II). The maximum age of the substrate plagiogneises Vishnevogorsky sequence not younger than 2700 Ma, and granulitic metamorphism plagiogneises falls on the Proterozoic age range 1740–2220 Ma. The dates obtained for plagiogneises and granofels Vishnevogorsky sequence reflect all major (PR₁–P₁) age stages of the Urals development. Many of the dated events are manifested only in the zircons generation and are not reflected in the mineral parageneses of the studied rocks.

Key words: zircon, U-Pb-dating, garnet-biotite gneiss, granofels, Vishnevogorsky sequence.

Введение. Ильмено-вишневогорский комплекс (Южный Урал) находится в коллизионной «зоне смятия» шириной 20–25 км и протяженностью несколько сотен километров. В строении комплекса, ограниченного с запада и востока тектоническими сдвигами, совмещены как магматические (сиениты, миаскиты, мафит-ультрамафиты, гранитоиды), так и метаморфические (гнейсы, амфиболиты, сланцы, кварциты) породы широкого возрастного диапазона — от архея до палеозоя [Баженов и др., 1992; Русин и др., 2006; Ленных, Вализер, 2006].

Стратиграфическое расчленение метаморфических пород ильмено-вишневогорского комплекса рассмотрено в ряде работ и основано на представлении об их осадочном происхождении. Породы обладают «градационной слоистостью» и слагают ритмично построенные горизонты, объединенные в толщи [Левин, 1974; Левин и др., 1977; Баженов и др., 1992]. Все толщи выделены по литолого-петрографическим признакам и по пространственно разобранному разрезам, что открывает широкие возможности для различных

¹ Институт геологии и геохимии имени А.Н. Заварицкого УрО РАН, гл. науч. с., докт. геол.-минер. н., профессор; e-mail: krasnobaeval@igg.uran.ru

² Ильменский государственный заповедник, Миасс, ст. науч. с., канд. геол.-минер. н.; e-mail: valizer@ilmeny.ac.ru

³ Ильменский государственный заповедник, Миасс, ст. науч. с., канд. геол.-минер. н.; e-mail: mev_62@inbox.ru

⁴ Ильменский государственный заповедник, Миасс, мл. науч. с.; e-mail: ya.andrew808@yandex.ru

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра петрологии, зав. кафедрой, докт. геол.-минер. н.; Институт экспериментальной минералогии РАН, вед. науч. с.; e-mail: alp@geol.msu.ru

корреляций [Русин и др., 2006; Ленных и др., 2006; Дегтярев и др., 1997; Рассказова, 1992].

В настоящее время древнейшими образованиями Восточного домена Урала считаются породы селянkinской серии, которые подразделены на нижнюю толщу — селянkinскую и верхнюю — вишневогорскую. Селянkinская толща сложена биотитовыми, гранат-биотитовыми, силлиманит-гранат-биотитовыми плагиогнейсами, графитистыми кварцито-гнейсами и амфиболитами, имеет первично микроконтинентальную природу и представляет собой фрагмент раннепротерозойской континентальной коры [Пучков, 2010]. Геохронологические исследования пород селянkinской толщи показали широкий спектр значений возраста, в частности, U-Pb возраст по цирконам, составляющий 2081 ± 15 млн лет и интерпретируемый как ранний этап метаморфизма амфиболитовой фации [Краснобаев и др., 2001], а также значения возраста 323 ± 28 и 275 ± 22 млн лет (Th-U-Pb по монациту) и 468 и 276 млн лет (Sm-Nd изохроны), определяющие этапы метаморфизма [Иванов, Ерохин, 2015; Иванов и др., 2016]. Породы вишневогорской толщи, представленные биотитовыми гнейсами, кианит-гранат-биотитовыми плагиогнейсами и кварцито-гнейсами с графитом, телами амфиболитов, кальцифиров и мраморов, согласно залегают на породах селянkinской толщи, но имеют другую историю метаморфизма [Дегтярев и др., 1997]. Данных о возрасте пород толщи нет. Для определения возрастных этапов эволюции вишневогорской толщи отобраны основные типы пород (гранат-биотитовый плагиогнейс и кварц-плагиоклаз-амфиболовый гранофельс) и использованы возможности цирконологии, объединяющей информацию о минералогических, геохимических и возрастных свойствах цирконов.

Материалы и методы исследования. Цирконы выделены из объемных проб (30–50 кг) плагиогнейса (K-1444) и гранофельса (K-1445). Силикатный анализ пород выполнен на спектрометрах CPM-18 (Россия) и EDX-900 HS («Shimadzu», Япония), а редкие (РЭ) и редкоземельные (РЗЭ) элементы определены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на приборе «ELAN 9000» («Perkin Elmer», Канада) в Институте геологии и геохимии УрО РАН. Микрозондовый анализ состава минералов выполнен на растровом микроскопе РЭММА-202М с микроанализатором. Ускоряющее напряжение 20 кВ, ток на образце $n \cdot 10^{-10}$ А, стандарты ASTIMEX Scientific Limited, MINM 25–35 Mineral Mount serial № 01–044. Изотопные анализы выполнены на ионном микрозонде «SHRIMP II» в ЦИИ ВСЕГЕИ по стандартной методике [Williams, 1998], анализы РЗЭ и РЭ в цирконах — методом вторично-ионной масс-спектрометрии на приборе «Cameca IMS-4F» в Институте микроэлектроники и информатики РАН. Измерения включали

5 повторяющихся циклов накопления сигнала. Время накопления определялось автоматически в зависимости от его интенсивности. О точности и пределах определения элементов можно судить по анализам эталона 91500 (ppm): La $0,02 \pm 0,01$; Ce $3,4 \pm 0,1$; Sm $0,48 \pm 0,05$; Nd $0,18 \pm 0,01$; Gd $2,3 \pm 0,2$; Dy 11 ± 1 ; Eu 32 ± 2 ; Yb 78 ± 4 . Измерения РЗЭ и РЭ в кристаллах проводились в тех же точках (кратерах), что и при U-Pb-датировании.

Результаты исследований и их обсуждение.

Минералого-геохимические и петрологические особенности пород. Метаморфические породы вишневогорской толщи являются вмещающими для Вишневогорского щелочного массива (рис. 1). Гранат-биотитовые плагиогнейсы слагают зоны мощностью несколько десятков метров среди мигматизированных биотит-плагиоклаз-полевошпат-кварцевых blastsмилонитов. Для гранат-биотитового плагиогнейса характерна полосчатая и линзовидно-полосчатая текстура, порфиробластовая структура. Порфиробласты размером 1–5 мм представлены гранатом, а основная ткань липидогранобластовой структуры сложена биотитом и плагиоклазом. В породе встречаются прожилки и линзы (до 10 см), образованные калиевым полевым шпатом, альбитом и фенгитом. Кристаллы граната имеют зональное строение. От центра к краю зерен увеличивается содержание Mn, снижаются магнезиальность и в меньшей степени кальциевость (центр $\text{Py}_{19}\text{Alm}_{62-65}\text{Sps}_{10-11}\text{Grs}_{6-9}$, #Mg = 0,20; край $\text{Py}_{13-15}\text{Alm}_{62-63}\text{Sps}_{18-20}\text{Grs}_{4-5}$, #Mg = $0,13 \div 0,15$) (табл. 1). В краевых зонах наблюдаются включения кварца и биотита. Биотит приближается по составу к флогопит-анниту, его магнезиальность во включениях меняется от 0,48 до 0,55, содержание титана — от 0,21–0,29 до 0,13–0,14 к.ф. (коэффициенты формулы). Биотит основной ткани менее магнезиальный (#Mg = $0,45 \div 0,46$) при содержании титана 0,20–0,22 к.ф. Плагиоклаз (олигоклаз An_{24-30}) характеризуется незначительными вариациями состава. Фенгит (#Mg = 0,67; $\text{Si}^{4+} = 3,32$ к.ф.) магнезиальный с низким содержанием кремнезема (табл. 1). Температура образования гранат-биотитовых плагиогнейсов, полученная по включению биотита в гранате и граната с биотитом из матрикса, оценивается по Gt-Bt геотермометру [Perchuk, 1990] в 700–680 и 675–630 °C соответственно. По гранат-фенгитовому геотермометру [Ravna, Paquin, 2003] температура по каймам зерен составляет 546 °C. По составу минералов и температуре образования плагиогнейсы вишневогорской толщи обычно сопоставляются с мигматизированными гранат-биотитовыми гнейсами селянkinского блока [Краснобаев и др., 2001].

Кварц-плагиоклаз-амфиболовые гранофельсы образуют среди гранат-биотитовых гнейсов прослои и линзы мощностью несколько десятков сантиметров. Структура представительного образца этой породы мелко-среднезернистая

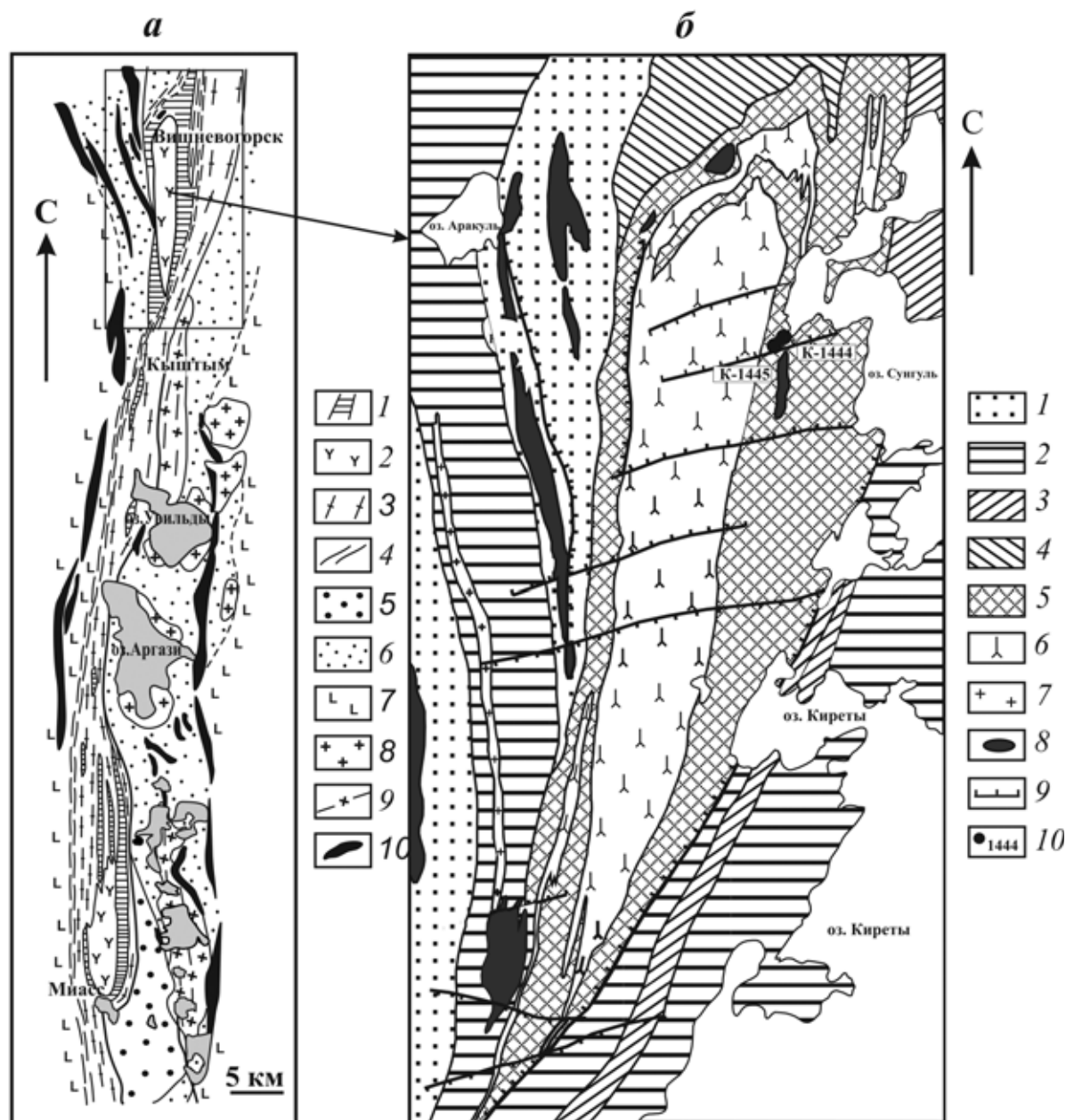


Рис. 1. Геологическая схема ильмено-вишневогорского комплекса (а) и геологическая схема вишневогорской части ильмено-вишневогорского комплекса (б), по [Левин и др., 1997]: а: 1 — селянкинская толща: амфиболиты, гнейсы, мигматиты (AR–PR₁); 2 — массивы миаскитов (O₃); 3 — милониты гранитоидного и сиенитового состава (P₂–T₁?); 4 — милониты Кыштымского сдвига-надвига; 5 — еланчиковская толща: тектониты гранитоидного состава; 6 — сайтовская метатерригенная толща; 7 — зеленосланцевые осадочно-вулканогенные комплексы Западно-Магнитогорской и Арамилско-Сухтелинской зон; 8 — увильдинский монзонит-гранитный комплекс (PZ₃); 9 — гнейсовидные граниты кисегачского комплекса, 10 — метагипербазиты; б: 1 — сайтовская толща: кварциты, плагиосланцы; 2 — аракульская толща: плагиосланцы и плагиогнейсы гранат-биотитовые, амфиболовые; 3 — кыштымская толща: амфиболиты с прослоями плагиогнейсов, кварцитов и мраморов; 4 — ильменогорская толща: амфиболиты с прослоями плагиогнейсов, кварцитов; 5 — вишневогорская толща: ритмичное переслаивание плагиогнейсов, гранофельсов, кварцитов и мраморов; 6 — миаскиты; 7 — граниты; 8 — метаультрамафиты; 9 — тектонические разломы; 10 — место отбора проб

гранонематобластовая, текстура полосчатая. Минеральный состав: амфибол, плагиоклаз, кварц, биотит и акцессорные (ильменит, циркон, магнетит). Амфибол представлен магнезиальной роговой обманкой ($\#Mg=0,54\pm0,67$), с вариацией содержания Si^{4+} от 6,73 до 7,34 к.ф., Al^{VI} от 0,33 до 0,51 к.ф. и Na от 0,21 до 0,58 к.ф., которая по краям зерен часто замещена куммингтонитом

($\#Mg=0,59$, $Si^{4+}=7,95$ к.ф.) и биотитом ($\#Mg=0,38$, $Ti=0,33$ к.ф.). Плагиоклаз соответствует олигоклазу № 27–30 (табл. 1). Температура образования гранофельса определена по составу амфибола и плагиоклаза [Blundy, Holland, 1990] и соответствует 560–640 °C и давлению 6–8 МПа.

Состав петрогенных оксидов в гранат-биотитовом плагиогнейсе и кварц-плагиоклаз-

Таблица 1

Химический состав (масс.%) и кристаллохимические формулы минералов пород вишневогорской толщи

Компонент	Плагинейс (К-1444)						Гранофельс (К-1445)				
	Grt		Bt		Pl	Ph	Hbl			Pl	Cum
SiO ₂	37,82	37,39	36,27	35,65	61,20	50,40	46,57	47,86	50,84	60,57	54,60
TiO ₂	0,00	0,00	4,51	3,49	0,00	1,48	0,81	0,70	0,35	0,00	0,06
Al ₂ O ₃	21,35	21,17	18,73	19,14	24,35	30,46	10,05	8,65	6,55	24,67	0,70
FeO	29,6	27,94	16,00	18,64	0,00	1,39	14,86	14,12	12,93	—	21,93
MnO	4,70	7,91	0,08	0,20	0,00	—	0,18	0,04	0,03	—	0,47
MgO	4,80	3,68	11,20	8,89	0,00	1,61	12,62	13,32	14,48	—	17,85
CaO	1,69	1,49	0,00	0,00	5,57	0,00	10,64	10,87	10,68	5,65	1,27
Na ₂ O	—	—	0,00	0,00	8,14	0,18	1,41	1,29	0,76	8,12	0,54
K ₂ O	—	—	8,76	9,23	0,32	10,12	0,27	0,27	0,17	0,21	0,00
Сумма	99,96	99,58	95,55	95,14	99,58	95,64	97,41	97,12	96,79	99,22	97,42
Si	3,00	3,00	2,69	2,70	2,73	3,32	6,76	6,94	7,34	2,70	7,95
Ti	0,00	0,00	0,25	0,20	0,00	0,07	0,09	0,08	0,04	—	0,01
Al	2,00	2,00	1,64	1,71	1,28	2,36	1,72	1,48	1,17	1,30	0,12
Fe	1,96	1,88	0,99	1,18	0,00	0,08	1,80	1,71	1,56	—	2,67
Mn	0,32	0,54	—	0,01	0,00	—	0,02	—	—	—	0,06
Mg	0,57	0,45	1,24	1,00	0,00	0,16	2,73	2,88	3,12	—	3,87
Ca	0,15	0,13	0,00	0,00	0,27	0,00	1,66	1,69	1,65	0,27	0,20
Na	—	—	0,00	0,00	0,70	0,02	0,40	0,36	0,21	0,72	0,15
K	—	—	0,83	0,89	0,02	0,85	0,05	0,05	0,03	0,01	—
Сумма	8,00	8,00	7,64	7,69	5,00	6,86	15,23	15,20	15,07	5,00	15,02
#Mg	0,20	0,16	0,55	0,46	—	0,67	0,60	0,63	0,67	—	0,59
#Ca	0,05	0,04	—	—	—	—	0,79	0,80	0,87	—	—

Примечания. Индексы минералов: Grt — гранат, Bt — биотит, Hbl — роговая обманка, Pl — олигоклаз, Ph — фенгит, Cum — куммингтонит. Кристаллохимические формулы минералов рассчитаны на: Grt — 8 катионов, Pl — 5 катионов, Bt и Ph — 11 атомов кислорода; Hbl, Cum — 23 атома кислорода. #Mg=Mg/(Mg+Fe), #Ca=Ca/(Mg+Fe+Mn+Ca) для Grt, #Ca=Ca/(Ca+Na+K) для Hbl.

амфиболовом гранофельсе (масс.%) SiO₂=62,6 и 49,9; TiO₂=0,89 и 1,37; Al₂O₃=15,6 и 15,2; FeO=7,57 и 13,1; MnO=0,08 и 0,16; MgO=3,31 и 5,58; CaO=1,59 и 8,84; Na₂O=3,55 и 2,61; K₂O=2,33 и 0,53 соответственно). Протолитом плагинейсов могли служить осадочные породы, образованные при эрозии натриевых гранодиоритов, а гранофельсов — умеренно-глиноземистое габбро [Неелов, 1980; Богатилов и др., 1981]. Плагинейс имеет повышенное содержание ΣРЗЭ при ЛРЗЭ > ТРЗЭ (табл. 2, рис. 2), характерная особенность — наличие отрицательной (Eu/Eu*=0,74) европиевой аномалии. По геохимическим параметрам плагинейсы сопоставимы с гранат-биотитовыми гнейсами селянkinской толщи (табл. 2). Гранофельс имеет низкое содержание ΣРЗЭ (до 19 г/т) при уплощенном спектре (La/Yb)_n≈2,4, (La/Sm)_n=1,5, рис. 2). По петрохимическим параметрам он близок к амфиболитам селянkinской толщи.

Геохронология. Морфология и внутреннее строение кристаллов циркона. Цирконы плагинейсов вишневогорской толщи многообразны (рис. 3, I). В качестве наиболее типичных, объединяющих сочетания различных признаков, приведены кристаллы А–Г, каждый из которых может служить

эталоном, упрощающим и облегчающим восприятие других. Кристалл А служит примером образования оболочки вокруг ранней генерации, претерпевшей структурный распад с появлением многочисленных вторичных включений. В кристалле Б наблюдается четкая зональность у представляющего ядро обломка и последовательное нарастание оболочек различного (CL) состава. Обособленные выступы (блоки) кристалла В представляют новую генерацию, объединяющую и обрастание, и замещение с сохранением реликтов зональности ранней генерации, которая уже приобрела прямоугольный облик. Кристалл Г служит примером замещения с искажением облика, причем контур его ранней генерации четко фиксируется точечными включениями. Отчетливо проявляется образование оболочек вокруг ранних генераций кристалла 18 с частичным их замещением, а также ранняя генерация кристалла 3 секториального строения (рис. 3, I). Останцы ранних генераций, окруженные оболочками, сохранились у кристалла 13 и подобных ему кристаллов 8, 4, 5 (рис. 3, I), а с участием одновременного замещения — у кристалла 14. Асимметричное замещение при образовании оболочки наблюдается у кристаллов 7, 12, 15. Поздняя генерация, выполняющая

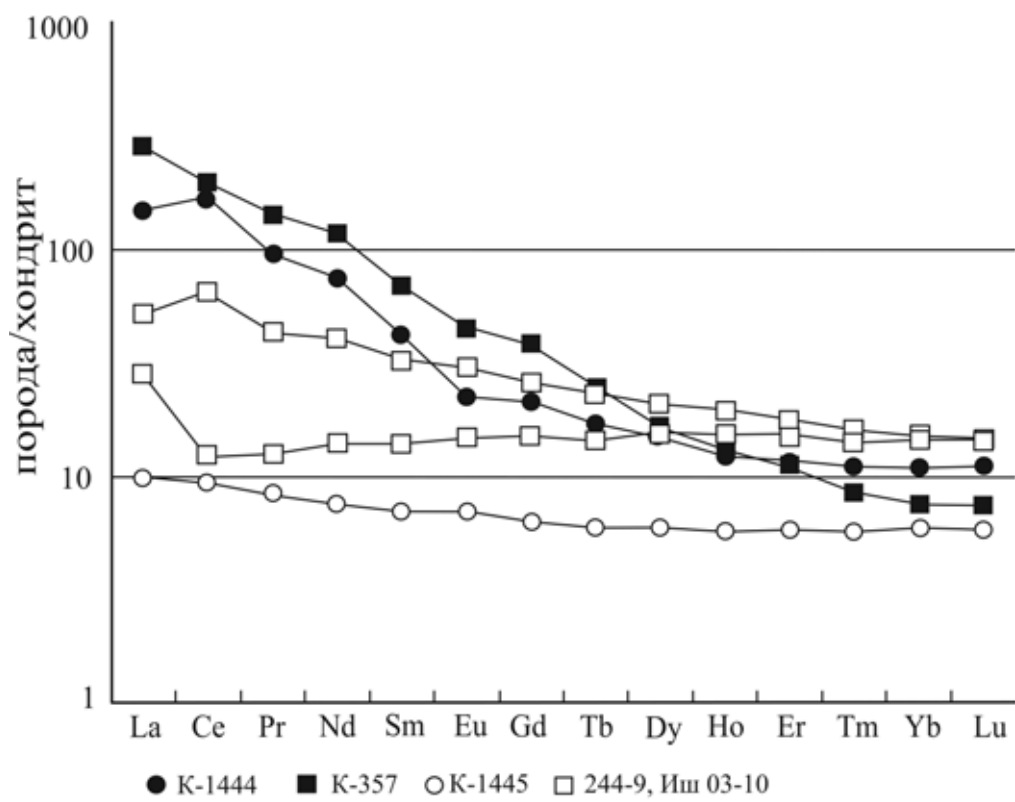


Рис. 2. Спектры распределения редкоземельных элементов, нормированных к хондриту, по [McDonoagh, Sun, 1995], для гнейсов (K-1444, K-357) и амфиболитов (K-1445, 244-9, Иш 03-10), аналитические данные — см. табл. 2

Таблица 2

Содержание (г/т) редкоземельных и редких элементов в метаморфических породах

Компонент	K-1444	K-357	K-1445	244-9	Иш 03-10
La	34,9	67,5	2,30	12,3	6,69
Ce	102,7	121,4	5,70	39,5	7,47
Pr	8,74	13,3	0,77	4,02	1,16
Nd	33,7	53,4	3,45	18,6	6,22
Sm	6,18	10,1	1,01	4,78	2,03
Eu	1,24	2,50	0,39	1,66	0,82
Gd	4,18	7,56	1,23	5,16	2,97
Tb	0,61	0,90	0,21	0,82	0,52
Dy	3,62	4,04	1,43	5,12	3,84
Ho	0,67	0,71	0,31	1,05	0,83
Er	1,82	1764	0,91	2,82	2,42
Tm	0,27	0,21	0,14	0,39	0,35
Yb	1,75	1,20	0,94	2,40	2,32
Lu	0,27	0,18	0,14	0,36	0,35
Th	10,3	10,6	0,21	2,57	0,20
U	1,72	1,25	0,19	0,67	0,10
Rb	129,6	50,2	3,15	9,94	8,94
Ba	345,2	1358	69,1	168	68,8

Компонент	K-1444	K-357	K-1445	244-9	Иш 03-10
Sr	238,5	449,9	145	175	161
Zr	11,9	223	9,57	92,5	17,2
Hf	0,20	5,40	0,40	2,94	0,81
Ta	1,74	0,41	0,14	1,47	0,15
Nb	18,5	11,08	0,78	20,0	2,32
Y	16,0	20,2	8,52	29,4	20,4
Cr	426,8	104,6	449	262	368
Ni	36,1	46,2	78,7	69,6	78,5
Co	17,0	19,0	45,2	48,5	47,3
V	112	147	365	406	257
Se	17,6	12,1	38,8	28,7	37,2
(La/Yb) _n	13,5	38,2	1,7	3,5	0,79
(La/Sm) _n	3,5	4,2	1,4	1,6	0,83
Eu/Eu*	0,74	0,87	1,07	1,02	1,02
La/Se	1,98	5,6	0,06	0,43	0,07
Th/Se	0,58	0,88	0,006	0,09	0,005
Cr/Th	41,4	9,9	2138	102	1840

Примечания. K-1444 — гранат-биотитовый плагиогнейс, вишневогорская толща; K-357 — гранат-биотитовый гнейс, селян-кинская толща; K-1445 — гранофельс, вишневогорская толща; 244-9 и Иш 03-10 — амфиболит, селян-кинская толща.

в совокупности с одиночными анализами других кристаллов (6.1, 4.1, 3.1, 11.1, 17.1) жестко фиксируют положение вишневогорской толщи в полном объеме относительно конкордии в координатах $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.

На рис. 4 нанесены значения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраста только для кристаллов с парными анали-

зами. С учетом отношения $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ приведены уточненные датировки остальных зерен и их небольших групп.

Расположение парных анализов кристаллов 13 (13.1–13.2) и 15 (15.1–15.2) не связано с остальными. Они развивались независимо, т.е. образуют отдельную группу. Вместе с кристал-

Таблица 3

U-Pb возраст цирконов из метаморфических пород вишневогорской толщи

Анализ, кратер	²⁰⁶ Pb _c , %	Содержание, ppm			²³² Th/ ²³⁸ U	Возраст, млн лет (1)		Изотопные отношения			Rho
		U	Th	²⁰⁶ Pb*		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*, ±%	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U, ±%	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U, ±%	
Плагинейс											
5.2	0,38	260	2	9,5	0,01	267±4		0,0561±4,7	0,327±4,9	0,04232±1,4	0,29
8.2	1,11	811	5	31,5	0,01	282±3		0,0526±6,4	0,325±6,5	0,04474±1,2	0,19
15.2	2,07	524	2	21,9	0,00	299,4±4,5	324	0,0529±18	0,347±18	0,04754±1,5	0,09
18.3	20,07	66	1	3,38	0,02	300±19	390	0,055±87	0,36±88	0,0477±6,4	0,07
14.2	1,28	126	1	6,07	0,003	348±8,2		0,0560±9,2	0,427±9,5	0,0554±2,4	0,25
12.3	1,23	105	1	5,21	0,004	357±7,9		0,0577±11	0,453±11	0,0569±2,3	0,21
12.2	0,39	252	4	13,1	0,02	377±7,2		0,0558±4,5	0,463±4,9	0,0602±2,0	0,40
13.2	21,70	145	11	11,9	0,08	463±17	440	0,056±54	0,57±54	0,0744±3,8	0,07
17.1	0,97	115	90	7,7	0,81	478±11		0,0566±8,3	0,600±8,6	0,0769±2,3	0,27
14.1	0,00	378	227	25,1	0,62	479±9,5		0,0567±2,4	0,603±3,1	0,0772±2,1	0,66
11.1	1,10	57	47	4,47	0,85	557±17		0,0593±8,7	0,739±9,3	0,0903±3,1	0,34
3.1	0,79	81	77	7,7	0,99	675±11		0,0648±7,3	0,986±7,5	0,1103±1,8	0,24
16.1	0,14	303	97	47,9	0,33	1088±21	1140±32	0,0777±1,6	1,970±2,6	0,1838±2,1	0,79
4.1	0,41	88	33	16,2	0,39	1246±18	1313±74	0,0849±3,8	2,500±4,1	0,2133±1,6	0,38
10.2	0,39	631	109	146	0,18	1535±43	1726±39	0,1057±2,1	3,92±3,8	0,2688±3,1	0,83
6.1	0,00	134	46	31,2	0,35	1552±18	1511±31	0,0941±1,6	3,533±2,1	0,2722±1,3	0,62
5.1	0,11	365	525	97,4	1,49	1741±18	1734±16	0,1061±0,9	4,537±1,5	0,3100±1,1	0,79
8.1	0,09	339	196	96,7	0,60	1846±18	1869±15	0,1143±0,82	5,224±1,4	0,3315±1,1	0,82
18.2	0,17	184	35	53,7	0,20	1879±22	2029±23	0,125±1,3	5,83±1,9	0,3383±1,4	0,73
2.1	0,23	173	98	50,6	0,58	1880±20	2042±20	0,1259±1,1	5,877±1,7	0,3385±1,2	0,73
12.1	0,00	167	235	51,8	1,46	1989±33	1931±22	0,1183±1,2	5,900±2,3	0,3614±1,9	0,85
10.1	0,01	1333	82	426	0,06	2039±42	1997±52	0,1228±3	6,300±3,8	0,3721±2,4	0,63
18.1	0,06	548	107	194	0,20	2222±20	2213±11	0,1389±0,64	7,879±1,3	0,4114±1,1	0,86
15.1	0,05	407	90	158	0,23	2401±39	2417±8,8	0,1564±0,52	9,730±2,0	0,4512±2,0	0,97
7.1	0,06	388	120	158	0,32	2501±23	2539±8,2	0,1681±0,49	10,990±1,2	0,4741±1,1	0,91
1.1	0,16	75	58	31,3	0,80	2559±34	2619±19	0,1764±1,1	11,850±1,9	0,4873±1,6	0,82
13.1	0,06	239	101	107	0,44	2705±42	2678±12	0,1828±0,73	13,140±2,0	0,5213±1,9	0,93
Гранофельс											
1.2	0,83	171	13	6,01	0,08	255,8±5,1		0,046±13	0,257±14	0,0405±2	0,15
2	0,83	298	21	11,2	0,07	272,7±5		0,0488±9,6	0,291±9,8	0,0432±1,9	0,19
3	0,01	504	39	17,5	0,08	256,2±4,3		0,0537±2,2	0,3002±2,8	0,0406±1,7	0,61
4.1	0,04	504	37	18,2	0,08	264,9±4,5		0,0513±2	0,2967±2,6	0,0420±1,7	0,66
1.1	0,00	382	34	13,4	0,09	257,8±4,4		0,0509±2,3	0,2861±2,9	0,0408±1,8	0,61
6.1	0,01	230	16	8,29	0,07	265,9±4,9		0,0545±7,4	0,317±7,7	0,0421±1,9	0,25
6.2	1,14	223	13	8,08	0,06	262,9±5,1		0,0451±14	0,259±14	0,0416±2	0,14
5.1	0,73	319	26	10,9	0,08	250,5±4,6		0,0472±11	0,258±11	0,0396±1,9	0,17
5.2	0,41	288	17	9,83	0,06	250,2±4,7		0,05±7,1	0,273±7,3	0,3957±1,9	0,26
4.2	0,07	458	34	16,4	0,08	263,1±4,5		0,0501±2,3	0,2879±2,9	0,0416±1,8	0,60

Примечания. Погрешность анализов ± 1σ; Pb_c и Pb^* — общий и радиогенный свинец. (1) — коррекция по измеряемому ^{204}Pb . Rho — коэффициент корреляции. Погрешность калибровки стандартов 0,51%, 0,46% для плагинейса и гранофельса соответственно. Обработка полученных U-Pb данных, построение графиков с конкордией проводились с применением программы ISOPLOT/EX.

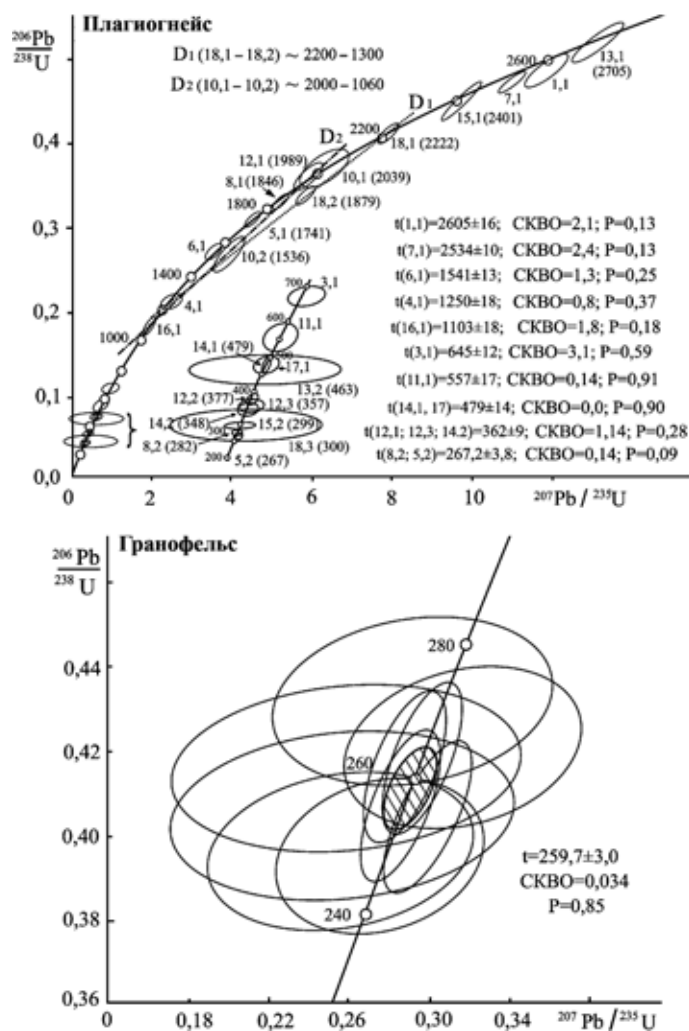


Рис. 4. U–Pb возраст цирконов из метаморфических пород вишневогорской толщи. Номера кристаллов, аналитические данные — см. табл. 3

лами 1.1 и 7.1 они несут информацию о возрасте субстрата плагиогнейсов вишневогорской толщи, который определяется интервалом 2400–2700 млн лет. Отсюда следует, что датировка 2200 ± 20 млн лет представляет возрастной рубеж, начиная с которого вишневогорская толща развивалась как единое целое, как геологический объект, имеющий и возрастные, и геологические границы.

Возрастное единство цирконов гранофельса дополняет их минералогическую и геохимическую близость. Оно уверенно определяется возрастом $259,7 \pm 23,1$ млн лет, относящимся не только к цирконам, но и к породе, что сопоставимо с возрастом завершающих процессов развития плагиогнейсов ($267,2 \pm 3,6$ млн лет).

Геохимия U–Th в цирконах. Взаимосвязь этих параметров у большинства исследованных кристаллов цирконов вишневогорской толщи включает несколько принципиальных моментов (рис. 5). Основной из них связан с интенсивным снижением количества Th в поздних генерациях цирконов при инертном поведении U. Кинетика изменения

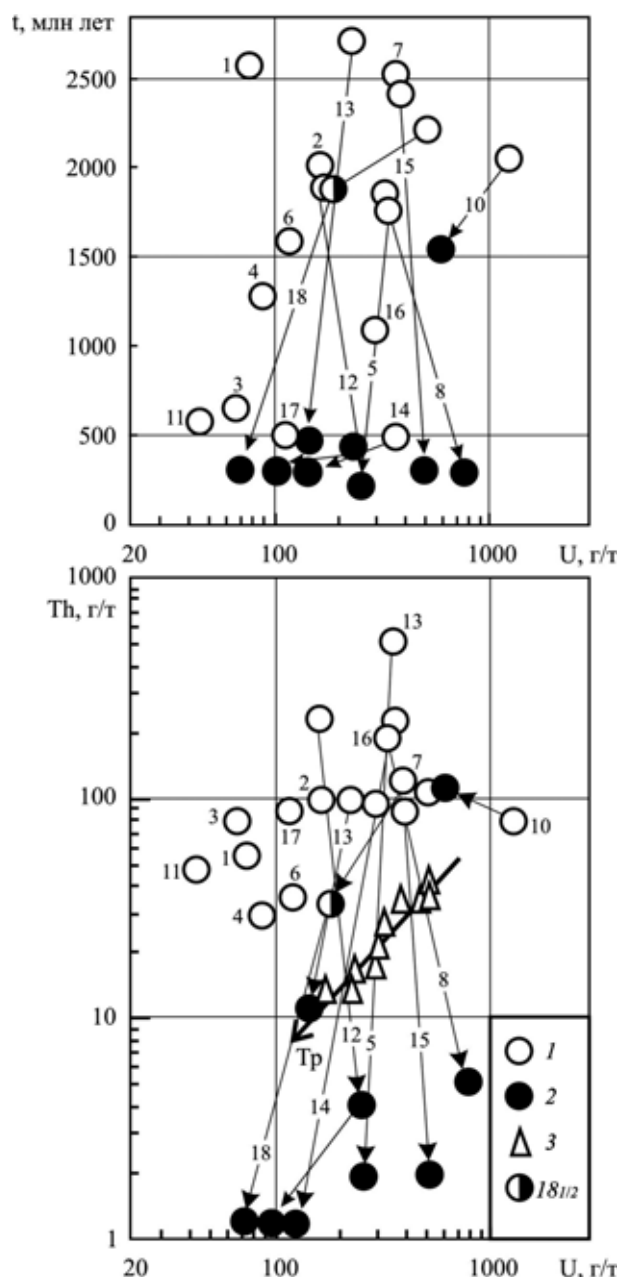


Рис. 5. Корреляционные взаимоотношения U–Th, U–t в цирконах плагиогнейса вишневогорской толщи. Стрелками соединены ранние (1) и поздние (2) генерации. U, Th — г/г, t — млн лет (по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$), анализы — см. табл. 3. Тр — тренд эволюции цирконов (3) гранофельса

возраста при этом совпадает с поведением Th и относится ко всем зернам, причем независимо от их возраста. Ранние генерации цирконов гранофельса по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрасту практически не отличаются от поздних (табл. 3) и лишь незначительно — по содержанию U и Th. По-видимому, все они испытали интенсивную возрастную перекристаллизацию практически до полной перезарядки их радиоактивных хронометров. Итоговый возраст 260 млн лет для них оказался близким к возрасту конечного этапа эволюции цирконов плагиогнейсов, и обе породы испытали синхронные разномасштабные изменения на заключительном этапе эволюции.

Таблица 4

Содержание редкоземельных элементов в цирконах из плаггиогнейса вишневогорской толщи, ppm

Компо- нент	Плаггиогнейс, кратер*													Эталоны	
	5.1	5.2	18.1	18.1/2	18.2	15.1	15.2	10.1	10.2	13.1	13.2	14.1	14.2	M ₁	H ₁
La	0,15	0,19	0,94	0,58	0,42	1,52	0,22	0,23	0,40	0,15	0,28	0,03	0,08	0,07	29
Ce	92,4	1,3	18,1	7,3	1,9	18,2	1,2	3,0	7,4	7,4	4,7	47,2	0,5	16,7	174
Pr	1,13	0,17	1,17	0,78	0,37	0,74	0,11	0,19	0,40	0,27	0,25	0,39	0,03	0,14	14
Nd	13,92	1,03	7,79	6,54	1,90	3,37	0,60	2,03	3,17	4,73	1,3	6,6	0,17	1,13	75
Sm	17,7	0,71	6,0	4,3	1,1	2,4	0,45	4,5	3,0	10,6	1,3	12,9	0,16	2,8	45
Eu	2,26	0,39	3,08	2,35	0,85	0,11	0,17	0,43	0,58	0,75	0,43	0,86	0,11	0,5	6,3
Gd	54,22	2,89	24,73	10,04	3,8	8,9	2,46	24,42	8,14	57,1	6,6	59,3	1,4	19	157
Tb															
Dy	150,7	19,1	106,4	29,2	21	36	17,1	70,5	22,5	216	36	226	7,8	80	650
Ho															
Er	252,7	50,3	227,2	55,8	35	83	47,6	76,6	40	410	88	425	22	178	1148
Tm															
Yb	437	132	478	111	73	153	134	97	78	654	184	636	93	391	2485
Lu	68,4	21,6	84,6	18,8	11	25	22,9	15,6	13,1	102	31	95	24	90	508
Сумма	1090,58	229,68	958,01	246,69	150,34	332,24	226,81	249,50	176,69	1486,90	353,86	1509,28	149,25	749	5335
(Sm/La) _n	191,76	6,026	10,158	11,958	4,197	2,503	3,200	31,010	12,151	109,935	74,334	794,034	3,411	63	2,0
(Yb/La) _n	4343,8	1028,82	748,721	282,478	255,474	147,656	887,837	607,249	292,388	6248,12	972,855	35933,1	1779,245	7473	1245
Ce/Ce*	54,591	1,7330	4,16300	2,6223	1,1844	4,1566	1,89074	3,4291	4,54179	8,8253	4,2628	112,716	2,5467	40,6	2,0
Eu/Eu*	0,2218	0,82087	0,77267	1,08643	1,27383	0,07184	0,49424	0,12380	0,35493	0,0934	0,1426	0,0946	0,72040	0,04	0,23
Hf	9317	9106	9270	9932	9812	10043	11215	12378	10427	8766	9963	5247	10744		
Ti	20,8	13,0	18,6	1786	6377	7,8	6,5	16,8	11,7	8,6	8,0	5,6	10,6		
T, °C	810	764	799	—	—	720	704	789	755	728	7,22	692	746		

Примечания. Ce/Ce* = Ce_N/(La_N·Pr_N)^{1/2}, Eu/Eu* = Eu_N/(Sm_N·Gd_N)^{1/2}. Нормирование по [McDonoagh, Sun, 1995]. M₁ и H₁ — усредненные анализы (полученные для трех типичных M и H образцов из [Hoskin, 2005]). Кратер* — точка анализа в соответствующем кристалле см. в табл. 3 и на рис. 3.

РЗЭ в цирконах. При установлении природы цирконов в последние годы стали широко использовать особенности их редкоземельной специализации (табл. 4, рис. 6). При сопоставлении полных редкоземельных спектров (РЗЭ-спектров) цирконов или их фрагментов (La–(Sm/La)_n, Ce/Ce*–(Sm/La)_n), известных как координаты Хоскина [Hoskin, 2005], иногда удается получить дополнительную информацию об их природе (рис. 7).

Для облегчения восприятия РЗЭ-спектров реальных кристаллов мы совместили их с подобными спектрами наиболее характерных магматических и гидротермальных цирконов — M₁ и H₁. Такое совмещение отражает суть затронутой проблемы в чистом виде (табл. 4, рис. 6).

Нетрудно заметить, что РЗЭ-спектры цирконов M₁ и H₁ существенно отличаются от спектров реальных кристаллов (рис. 6). Обращаем особое внимание на распределение РЗЭ у вторых генераций кристаллов 5, 14, 15 и 18, образованных путем замещения (!) ранних генераций в ограниченном возрастном интервале 260–350 млн лет. Оно су-

щественно отличается от РЗЭ-спектров поздних генераций (!) кристаллов 10 и 13, свойственных магматическим процессам и сохраняющим при этом свои возрастные метки (1535 и 463 млн лет соответственно).

Пониженное содержание ЛРЗЭ, снижение их количества от Sm к La, дополненное четкими Ce- и Eu-аномалиями, определяет принадлежность кристалла 5.1 к М-типу. Сопоставим с его спектром РЗЭ-спектр кристалла 15.1, но наличие у него уплощенной части (Sm=Nd=Pr≈La) сдвигает его к Н-типу (рис. 6). Различия наблюдаются и при сравнении облика этих кристаллов (рис. 3, 1 б; у 5.1 — нормальный, у 15.1 — сложный, явно неравновесный). Ранняя генерация кристалла 14 практически полностью соответствует М-типу, а поздняя — лишь частично Н-типу.

Неоднозначно воспринимаются свойства кристалла 18. По облику и наличию зональности этот кристалл близок к М-типу, а по составу РЗЭ — к Н-типу. Эта противоречивость четко просматривается при сравнении РЗЭ-спектров его

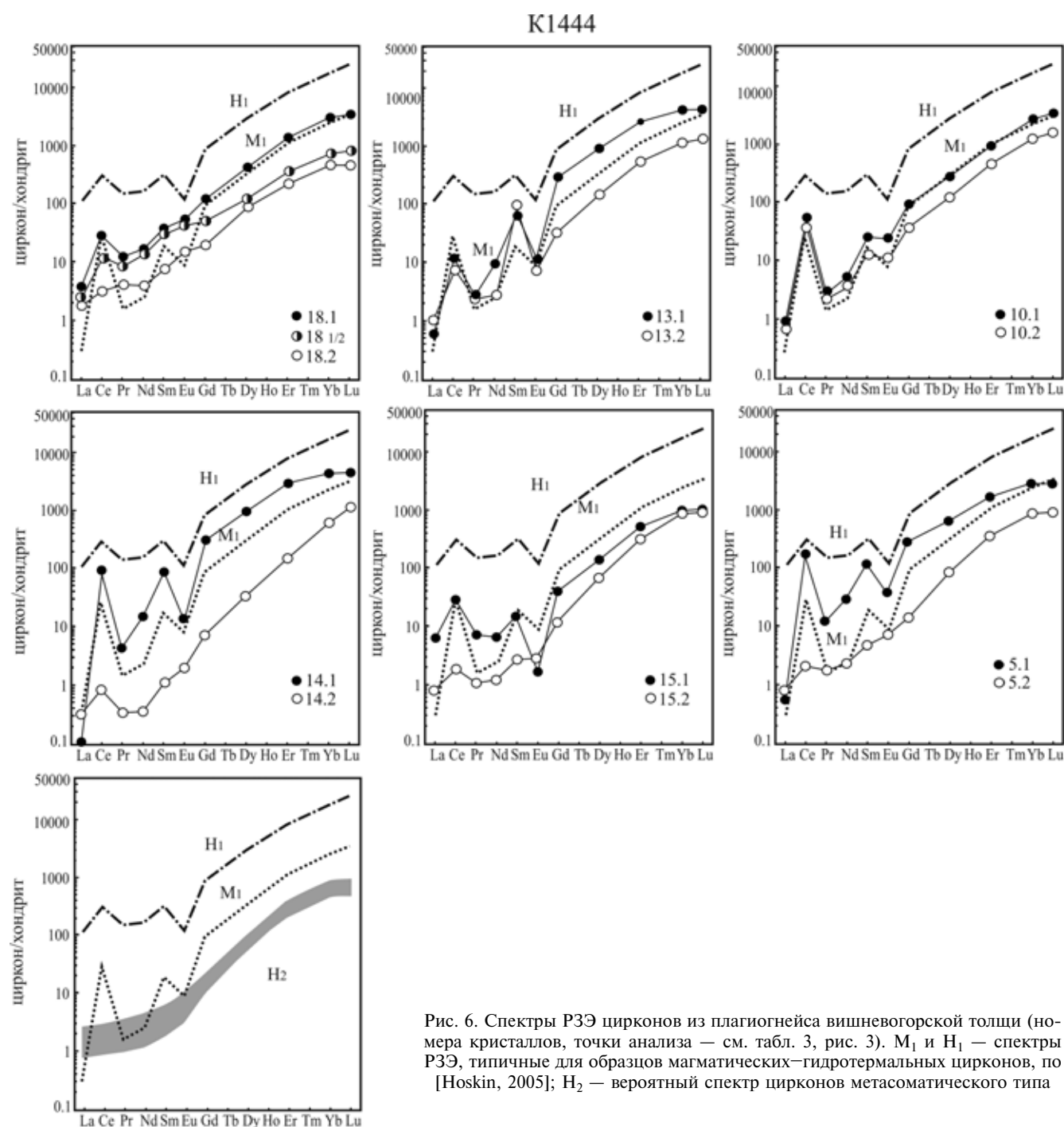


Рис. 6. Спектры РЗЭ цирконов из плагиогнейса вишневогорской толщи (номера кристаллов, точки анализа — см. табл. 3, рис. 3). M_1 и H_1 — спектры РЗЭ, типичные для образцов магматических–гидротермальных цирконов, по [Hoskin, 2005]; H_2 — вероятный спектр цирконов метасоматического типа

последовательных генераций (18.1→18.1/2→18.2) (рис. 6). В координатах Хоскина (рис. 7) они занимают промежуточное положение между M и H -типами, причем по содержанию РЗЭ (La!) они ближе к магматическим кристаллам, а по структуре спектра — к гидротермальным.

Прежде чем делать выводы о природе кристалла 18, обратимся к данным его BSE (рис. 3, I). Видно, что в этом кристалле присутствуют зоны разного структурного состояния, в совокупности определяющие его метастабильное состояние. Матрица этого кристалла не соответствует уровню кристалличности цирконов M , но и не достигла структурного несовершенства цирконов H . Этот

кристалл находится в частично преобразованном (промежуточном) состоянии, что и подтверждается для него на рис. 7.

Геотермометрия по циркону. Содержание Ti в цирконах из плагиогнейса колеблется от 5,6 до 20,8 ppm (табл. 4), что позволяет проводить оценки температуры образования цирконов по этому параметру состава [Watson et al., 2006]. Температура, определенная по Ti в цирконе, варьирует от 690 до 810 °C, частично превышая оценки температуры для плагиогнейса по гранат-биотитовому геотермометру. Отметим, что гранат-биотитовая термометрия не всегда дает оценки пика метаморфизма из-за невысоких значений температуры закрытия

этого обменного равновесия [Frost, Chacko, 1989]. Температура образования древних метаморфогенных цирконов (кристаллы 18.1, 10.1 и 5.1 — 2222, 2039 и 1741 млн лет соответственно) составляет 790 ± 15 °C ($Ti = 18,7 \pm 2,8$ ppm), что соответствует условиям гранулитовой фации. Температура преобразования цирконов, отвечающих возрастным интервалам 480, 300–360 и 260–270 млн лет, составляет 690–720, 700–750 и 760 °C соответственно (табл. 4), что несколько выше или аналогично оценкам по гранат-биотитовому геотермометру из плагиигнейса. По особенностям состава гранат и биотит плагиигнейса, а следовательно, и по условиям метаморфизма, сопоставимы с гранатом и биотитом мигматизированных гранат-биотитовых и силлиманит-гранат-биотитовых гнейсов селян-кинской толщи [Медведева, Вализер, 2001].

Таким образом, оценка природы всей совокупности цирконов вишневогорской толщи, позволяет сделать выводы и об их многообразии и сложной эволюции. Несомненно, что их эволюция определялась не только участием различных первичных источников, но и неоднократными (на протяжении >2000 млн лет) проявлениями процессов метаморфизма, вызывавших и дробление кристаллов, и их коррозию, и замещение новым материалом. Огромное влияние при этом оказывало состояние матрицы кристаллов, ее несовершенство, масштабы ее генетической метамиктности. Независимо от природы несовершенства она снижала устойчивость цирконов к вторичным преобразованиям, которые могли остановиться на любом промежуточном (!) этапе, не достигнув полного перерождения. Практически это наблюдается у большинства исследованных кристаллов (рис. 7) с явной тенденцией эволюционировать в сторону Н-типа, их промежуточная специфика позволяет отнести их к метаморфогенному типу, занимающему положение между магматическими (М) и гидротермальными (Н). Ситуация с кристаллом 18, а также с поздними генерациями кристаллов 5 и 15, которые сблизились друг с другом (рис. 7) независимо от параметров ранних генераций, подтверждает реальность такой эволюции.

Несмотря на разнообразие цирконов вишневогорской толщи возможны среди них сочетания, которые способны облегчить решение некоторых генетических вопросов. Окатанный обломок зонального кристалла 1, а также подобные ему кристаллы 6 и 11 можно рассматривать как индикаторы участия в субстрате плагиигнейсов осадочных пород. Не исключено, что округлые ядра в кристаллах 3 и 4 можно приравнять к окатанным, сохранившим свои структурные особенности и после образования оболочек. При этом строение и этих ядер, и кристалла 1 отражает их первично магматическое происхождение, допускающее присутствие в субстрате плагиигнейсов как осадочных, так и магматических пород. Образование у них

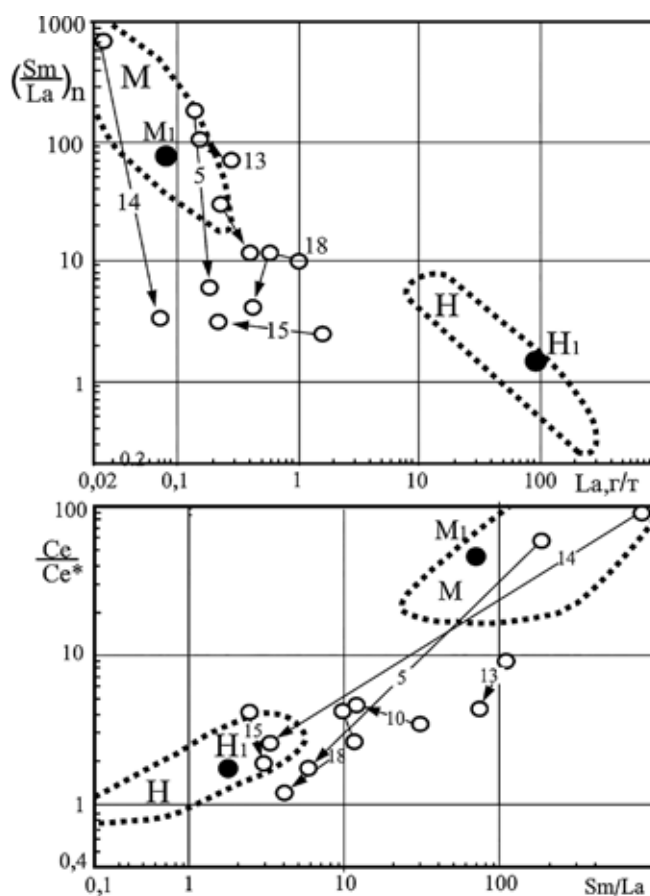


Рис. 7. Распределение РЗЭ в цирконах из плагиигнейса вишневогорской толщи в координатах Хоскина, по [Hoskin, 2005]. М и Н — ареалы, М₁ и Н₁ — спектры типичных магматических–гидротермальных цирконов. Стрелками соединены ранние и поздние генерации

оболочек не снивелировало «память» о ранних этапах их существования, причем реальную помощь в этом могло оказать пониженное содержание U, что отделило их от остальных разновидностей (рис. 5) и обеспечило им повышенную сохранность.

Специфические РЗЭ-спектры вторых генераций некоторых кристаллов в совокупности можно рассматривать как новый метасоматический тип цирконов — Н₂. Их появлению способствовали процессы замещения (!) и образования практически бесториевых поздних разновидностей (рис. 6). Как часть метаморфогенных кристаллов, они определяют генетическую суть полигенности цирконов толщи и, соответственно, слагающих ее пород. Минералого-геохимические особенности и возрастные параметры цирконов из гранофельса и их аналогия с поздними разновидностями цирконов из плагиигнейса указывают на их полную перекристаллизацию в результате интенсивно проявившихся процессов метасоматоза в образованиях толщи.

Закключение. Геохимические особенности раннепротерозойской (PR₁) генерации цирконов позволяют полагать, что они испытали метаморфизм при *P-T* условиях гранулитовой фации. Цирконы

среднеордовикского возраста (O_2) и, вероятно, ядра граната с включениями биотита отражают метаморфизм в условиях амфиболитовой фации, совпадающий с образованием миаскитов. Поздние (C_1-P_1) бесториевые разновидности цирконов, гранат Alm-Sps, матричный биотит и фенгит отражают поздние процессы метасоматоза при сдвиговых деформациях.

Дискуссионность представлений о возрасте, этапности и условиях метаморфизма пород вишневогорской толщи связана с их интенсивным преобразованием под действием процессов гранитизации и фенитизации, широко проявленных в

регионе. Вишневогорская толща имела длительную эволюцию, которая фиксируется различными генерациями цирконов много лучше, чем минеральными парагенезисами.

Благодарности. Авторы выражают глубокую признательность В.Л. Андреичеву и А.И. Русину за конструктивные замечания, которые позволили значительно улучшить структуру и текст рукописи.

Финансирование. Исследование выполнено в рамках государственного задания ИГЗ (№ 0432-2019-0001) и ИГГ УрО РАН (№ АААА-А18-118052890018-7).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Баженов А.Г., Белогуб Е.В., Ленных В.И. и др. Уфимская широтная структура Урала. Миасс: ИМин УрО РАН, 1992. 89 с.

Богатилов О.А., Гоньшакова В.И., Ефремова С.В. и др. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 160 с.

Дегтярев К.Е., Кузнецов Н.Б., Павленко Т.И. Среднепалеозойские черносланцевые комплексы и проблема чехла Восточно-Уральского поднятия // Проблемы региональной геологии, нефтеносности и металлогении Республики Башкортостан. Уфа, 1997. С. 117–119.

Иванов К.С., Ерохин Ю.В. О возрасте и природе метаморфических комплексов Ильменогорской зоны Урала // Докл. РАН. 2015. Т. 461, № 3. С. 312–315.

Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Хиллер В.В. и др. К проблеме докембрия восточного склона Урала (о возрасте и природе селянkinской толщи Ильменогорской зоны) // Региональная геология. 2016. № 68. С. 21–29.

Краснобаев А.А., Давыдов В.А., Шулькин Е.П., Черденченко Н.В. Цирконология селянkinского блока Ильменских гор // Докл. РАН. 2001. Т. 379, № 6. С. 807–811.

Левин В.Я. Щелочная провинция Ильменских-Вишневых гор. М.: Наука, 1974. 221 с.

Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.С. и др. Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 274 с.

Ленных В.И., Вализер П.М. К геологической схеме ильменогорского комплекса. Геология Ильменских гор: ситуация и проблемы. Миасс: ИГЗ УрО РАН, 2006. С. 20–27.

Медведева Е.В., Вализер П.М. Новые данные по минералогии метapelитов и амфиболитов Селянkinского блока (ильмено-вишневогорский комплекс, Южный Урал) // Уральский минерал. сб. № 11. Миасс: ИГЗ УрО РАН, 2001. С. 65–79.

Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород. М.: Недра, 1980. 100 с.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2010. 279 с.

Рассказова А.Д. Геологическое строение Ильменских-Вишневых гор // Уфимская широтная структура Урала. Миасс, 1992. С. 18–32.

Русин А.И., Краснобаев А.А., Вализер П.М. Геология и минералогия Ильменогорского комплекса. Геология Ильменских гор: ситуация, проблемы. Миасс: ИГЗ УрО РАН, 2006. С. 3–19.

Bludny J.D., Holland T.J.B. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. Т. 104. Р. 208–224.

Frost B.R., Chacko T. The granulite uncertainty principle: limitations on thermobarometry in granulites // J. Geol. 1989. Vol. 97, N 4. Р. 435–450.

Hoskin P.W.O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2005. Vol. 69, N 3. Р. 637–648.

McDonagh W.F., Sun S.S. The composition of the Bauth // Chem. Geol. 1995. Vol. 120. Р. 223–253.

Perchuk L.L. Derivation of thermodynamically consistent system of geothermometers and geobarometers for metamorphic and magmatic rocks. Cambridge Univ. Press, 1990. Р. 93–112.

Ravna E.J., Paquin J. Thermobarometric methodologies applicable to eclogites and garnet ultrabases // EMU Notes in Mineralogy. 2003. Vol. 5, N 8. Р. 229–259.

Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. Vol. 151. Р. 413–433.

Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe. In: Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Rev. in Econ. Geol. 1998. N 7. Р. 1–35.

Поступила в редакцию 27.03.2019

Поступила с доработки 00.00.2020

Принята к публикации 00.00.2020