

УДК 551.25

ПОЗДНЕДЕВОНСКИЙ ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫЙ КОМПЛЕКС ЮЖНОГО УРАЛА

© 2003 г. К. Е. Дегтярев, К. Н. Шатагин, Е. Б. Сальникова,
А. Б. Котов, М. В. Лучицкая, О. В. Астраханцев

Представлено академиком Ю.Г. Леоновым 29.01.2003 г.

Поступило 17.02.2003 г.

Поздний девон является переломным рубежом в эволюции Уральской активной окраины Восточно-Европейского кратона. В это время начинается коллизия Восточно-Европейского континента с Магнитогорской островной дугой и закрытие разделявшего их окраинного бассейна с океанической корой. Выражением этих событий стало формирование в Зилаирской, Сакмарской и Присакмарско-Вознесенской зонах мощных флишевых и олистостромовых толщ, связанных с шарьированием ордовикско-девонских кремнисто-туфогенно-вулканогенных комплексов. С этими же процессами, вероятно, связан и позднедевонский высокobarический метаморфизм палеозойских и более древних образований Уралтауской зоны [9].

Позднедевонское сучивание отчетливо фиксируется в западных зонах Урала, где метаморфизм палеозойских комплексов либо отсутствует, либо приурочен к узким протяженным зонам. Восточнее, в Сысертско-Ильменогорской, Восточно-Уральской и Зауральской зонах, также установлено широкое распространение сложнодислоцированных палеозойских вулканогенно-кремнистых образований, шарьированных на докембрийские комплексы микроконтинентов [3]. Однако для этих зон характерен проявленный на значительных площадях зональный метаморфизм, достигающий амфиболитовой фации, и широкое распространение гранито-гнейсов.

Таким образом, как для западных, так и для восточных зон Урала характерна покровно-складчатая структура, в которой принимают участие ранне-среднепалеозойские кремнисто-вул-

каногенные, олистостромовые и флишевые комплексы. Однако если в западных зонах позднедевонский возраст ее формирования доказан, то на востоке Урала этот возраст неизвестен и в большинстве работ оценивается как позднепалеозойский.

Нами изучены сложнодислоцированные зонально метаморфизованные аллохтонные комплексы южной части Сысертско-Ильменогорской зоны. Здесь к нижней, наиболее метаморфизованной части аллохтона приурочены крупные гранито-гнейсовые массивы. Их формирование, как и в других областях подобного строения, вероятно, связано с процессами шарьирования различных палеозойских образований на докембрийский микроконтинент [6]. Задачей наших работ являлось датирование массивов гранито-гнейсов, призванное определить время формирования покровно-складчатой структуры в этом регионе и позволяющее провести сопоставление возраста сходных событий в западных и восточных зонах Урала.

Сысертско-Ильменогорская зона Южного Урала имеет сложное покровно-складчатое строение [3]. Автохтон представлен нижнепротерозойским полиметаморфическим комплексом пестрого состава (селяннинская толща) и занимающими более высокое структурное положение верхнедокембрийско-палеозойскими(?) метапелитами (вишневогорская толща). Среди автохтонных комплексов залегает пластинообразный Ильменогорский массив нефелиновых сиенитов (рис. 1).

Аллохтон образован пакетом тектонических пластин, сложенных метаморфизованными эффузивами основного состава и вулканогенно-осадочными породами (ильменогорская, кыштымская, саитовская свиты), черносланцевыми и обломочными образованиями (еланчикская, игишская, кундравинская свиты). Подошва аллохтона, а также отдельных тектонических пластин, маркируется метаморфизованными серпентинитами и серпентинитовым меланжем. Аллохтонный комплекс зонально метаморфизован вплоть до амфи-

*Геологический институт
Российской Академии наук, Москва
Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии
Российской Академии наук, Москва
Институт геологии и геохронологии докембрия
Российской Академии наук, Санкт-Петербург*

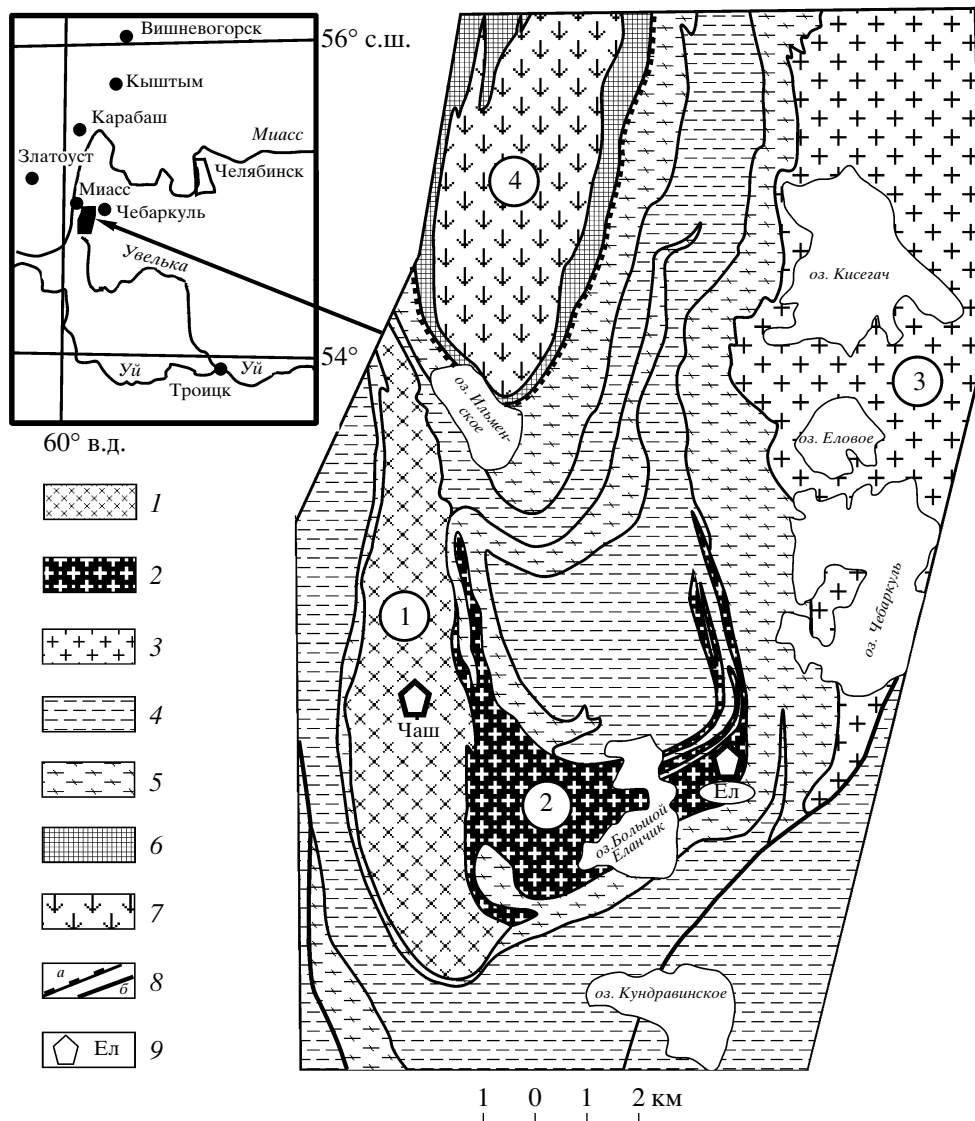


Рис. 1. Схема геологического строения южной части Сысертско-Ильменогорской зоны Южного Урала. 1–3 – гранито-гнейсы и граниты: 1 – очковые биотитовые гранито-гнейсы Чашковского массива, 2 – биотитовые и мусковитовые гранито-гнейсы Еланчикского массива, 3 – граниты и гранито-гнейсы Кисегачского массива; 4, 5 – зонально метаморфизованный аллохтонный комплекс (серпентиниты и меланж не показаны): 4 – черносланцевые и обломочные породы, 5 – эффузивы основного состава и вулканогенно-осадочные породы; 6 – автохтонный комплекс; 7 – нефелиновые сиениты; 8 – подошва аллохтонного комплекса (а), прочие разрывные нарушения (б); 9 – места отбора проб. Цифры в кружках: 1 – Чашковский, 2 – Еланчикский, 3 – Кисегачский, 4 – Ильменогорский массивы.

болитовой фации [4]. На основании сборов органических остатков в слабометаморфизованных породах установлено, что наиболее молодым образованием аллохтона является среднедевонская терригенная толща, содержащая линзы криноидных известняков (кундравинская толща). Другие толщи аллохтонного комплекса, которые из-за высокой степени метаморфизма не содержат органических остатков, по сопоставлению с неметаморфизованными аналогами относятся в основном к силуру и ордовику [4, 7].

Чашковский и Еланчикский гранито-гнейсовые массивы структурно приурочены к самой нижней и наиболее метаморфизованной части аллохтонного комплекса, являющейся областью развития гранито-гнейсовых купольных структур. Эти массивы представляют собой сочетание антиформ различной морфологии, ядра которых сложены гранито-гнейсами, и узких межкупольных синформ, образованных мигматизированными амфиболитами, кварцитами и метаморфизованными ультрабазитами. Чашковский массив сложен преимущественно очковыми биотитовыми

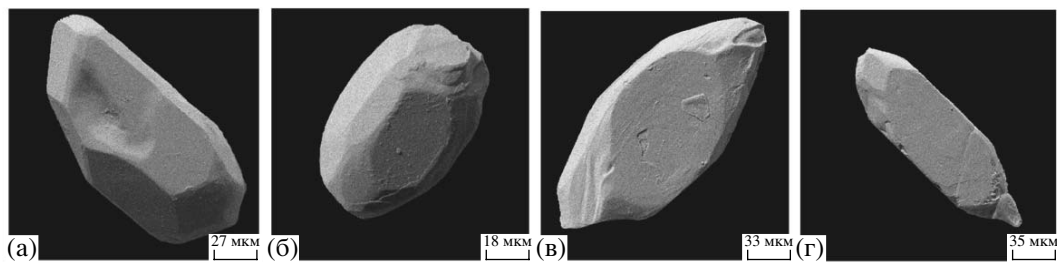


Рис. 2. Микрофотографии циркона из пробы Ел, выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ55 (ускоряющее напряжение 20 кВ).

гранито-гнейсами, среди которых реже встречаются мусковитовые и амфиболовые разности. Еланчикский массив образован чередующимися биотитовыми и мусковитовыми гранито-гнейсами. Оба массива относятся к чашковскому гранито-гнейсовому комплексу, а по последним данным представляют собой единый Чашковско-Еланчиковский массив [5, 8].

Достоверных данных о возрасте гранито-гнейсовых массивов южной части Сысертско-Ильменогорской зоны до настоящего времени не было получено. Возраст гранито-гнейсов этой зоны определялся на основании единичных Rb–Sr- и K–Ar-датировок, а также исходя из представлений о возрасте вмещающих метаморфических толщ. В различных работах гранито-гнейсы относились либо к позднему докембрию–раннему палеозою, либо к позднему палеозою [1, 2, 5, 8].

Изотопно-геохимическое изучение гранито-гнейсов позволяет предполагать, что их протолитом являлись коровые образования как докембрийского автохтона, так и палеозойские аллохтонные комплексы. Среди последних различаются средние и кислые магматические породы, а также породы осадочного происхождения, формировавшиеся при разрушении этих магматических образований. Имеющиеся данные о неодиловых модельных возрастах гранито-гнейсов показывают, что соотношение в их источнике автохтонных и аллохтонных комплексов сильно варьирует от массива к массиву (К.Н. Шатагин и др., 2000 г.).

Опробованные гранито-гнейсы Чашковского и Еланчикского массивов сложены кварцем, плагиоклазом кислого состава и K–Na-полевым шпатом. Из темноцветных минералов в породах Чашковского массива преобладает биотит, реже встречаются мусковит и амфибол, в гранито-гнейсах Еланчикского массива наиболее характерен мусковит, реже биотит и амфибол. K–Na-полевой шпат часто имеет пертитовое строение. Акцессорные минералы представлены сфеном, эпидотом, апатитом, цирконом, рудным минералом, реже присутствуют флюорит и ортит, в Еланчикском массиве часто встречается гранат.

Для пород обоих массивов характерна гнейсно-видно-полосчатая текстура, выраженная чередованием полос кварцевого, кварц-плагиоклаз-калиевый полевой шпат-биотитового и гранат-кварц-плагиоклаз-калиевый полевой шпат-мусковитового составов. Лейкократовые разности гранито-гнейсов имеют бластогранитную структуру с идиоморфными кристаллами плагиоклаза и разноориентированным биотитом.

Выделение акцессорных цирконов проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Химическое разложение цирконов и выделение U и Pb выполнялось по модифицированной методике Т.Е. Кроу [10]. Изотопный анализ выполнен на многоколлекторном масс-спектрометре “Finnigan MAT-261”. Точность определения U/Pb-отношений составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 50 пг Pb и 5 пг U. Аэробразивная обработка циркона проводилась по методике Т.Е. Кроу. Процедура предварительной кислотной обработки (HF + HNO₃) циркона выполнялась с различной экспозицией при температуре 220°C [13]. Обработка экспериментальных данных проводилась по программам PbDAT [12] и ISOPLOT [11]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [15]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [14]. Все ошибки приведены на уровне 2σ.

Акцессорный циркон выделен из гранито-гнейсов обоих массивов. Циркон из мелкозернистых биотит-мусковитовых гранито-гнейсов Еланчикского массива (проба Ел) представлен субидиоморфными полупрозрачными, реже прозрачными, кристаллами короткопризматического и призматического облика. Габитус кристаллов представлен призмами {100} и {110} и дипирамидами {111} и {122} (рис. 2, 3). Для внутреннего строения циркона характерно наличие фрагментов магматической зональности в центральных частях кристаллов, тонкой трещиноватой оболочкой с низким двупреломлением, а также пылевидных минеральных включений. Некоторые полупрозрачные и непрозрачные кристаллы цир-

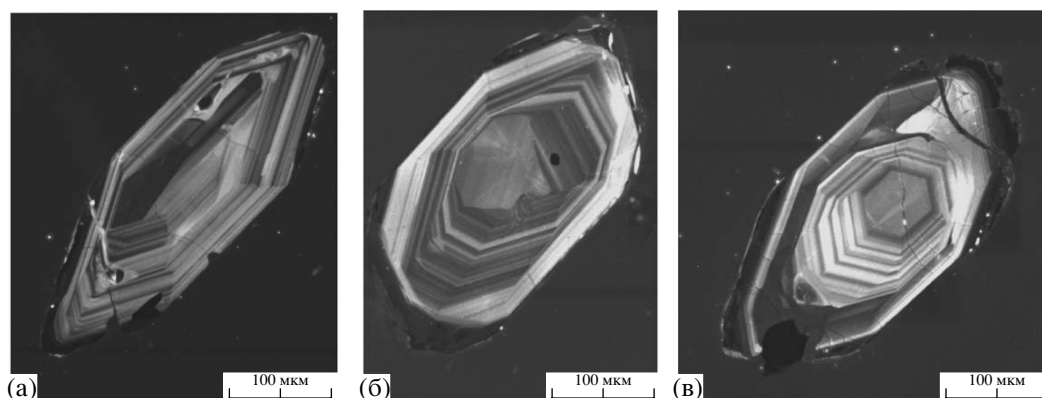


Рис. 3. Микрофотографии циркона из пробы Ел, выполненные с помощью катодолуминесцентного детектора на сканирующем электронном микроскопе "CamScan" (ускоряющее напряжение 15 кВ).

кона из этой пробы содержат ядра, характеризующиеся призматическим обликом и частично растворенными, корродированными поверхностями. Размер зерен циркона изменяется от 40 до 200 мкм; $K_{удл} = 2.0-3.2$. Аксессуарный циркон, выделенный из среднезернистых биотитовых гранито-гнейсов Чашковского массива (проба Чаш), по своим морфологическим характеристикам близок к исследованному циркону из пробы Ел, однако обладает худшей сохранностью. Более 50% кристаллов циркона в пробе Чаш интенсивно трещиноваты, замутнены, частично метамиктизированы. Исходя из качества циркона, эта проба не использовалась для изотопного датирования.

Для проведения U–Pb-исследований использованы шесть навесок наиболее прозрачных кристаллов циркона (проба Ел), из размерных фракций >85 мкм и –85 + 60 мкм (табл. 1). При этом циркон трех навесок был подвергнут абразивной обработке (№ 2–4, табл. 1), а для циркона из двух других навесок проведена предварительная кислотная обработка в течение 1.5 и 2 ч (№ 5 и 6, табл. 1). Как видно из табл. 1 и рис. 4, точка изотопного состава остатка мелкого циркона (–85 + 60 мкм) после предварительной кислотной обработки (№ 5) располагается на конкордии, а величина его возраста ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) составляет 363.5 ± 4.6 млн. лет. Точки состава этого циркона, а также необработанного циркона и циркона по-

Таблица 1. Результаты U–Pb-изотопных исследований цирконов из пробы Ел

№ п.п.	Размер фракции (мкм) и ее характеристика	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн. лет		
			Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	>85	0.86	57.9	1183	1746	$0.05363 \pm \pm 3$	$0.1039 \pm \pm 1$	$0.3518 \pm \pm 7$	$0.0476 \pm \pm 1$	0.93	$306.1 \pm \pm 0.6$	$299.6 \pm \pm 0.6$	$355.5 \pm \pm 1.1$
2	–80 + 60, А 30%	0.15	45.7	840	509	$0.05382 \pm \pm 12$	$0.0801 \pm \pm 1$	$0.3734 \pm \pm 10$	$0.0503 \pm \pm 1$	0.53	$322.1 \pm \pm 0.8$	$316.4 \pm \pm 0.6$	$363.6 \pm \pm 4.9$
3	>85, А 30%	0.47	40.0	859	1055	$0.05356 \pm \pm 4$	$0.0478 \pm \pm 1$	$0.3440 \pm \pm 7$	$0.0466 \pm \pm 1$	0.84	$300.2 \pm \pm 0.6$	$293.5 \pm \pm 0.6$	$352.6 \pm \pm 1.8$
4	–80 + 60, А 50%	0.14	65.4	1352	1811	$0.05393 \pm \pm 6$	$0.0496 \pm \pm 1$	$0.3712 \pm \pm 7$	$0.0499 \pm \pm 1$	0.72	$320.5 \pm \pm 0.6$	$314.0 \pm \pm 0.6$	$368.3 \pm \pm 2.7$
5	>85, кисл. обр. 1.5 ч.	–	U/Pb* = 17.8		1435	$0.05382 \pm \pm 11$	$0.0653 \pm \pm 1$	$0.4256 \pm \pm 10$	$0.0573 \pm \pm 1$	0.53	$360.0 \pm \pm 0.9$	$359.5 \pm \pm 0.7$	$363.5 \pm \pm 4.6$
6	–80 + 60, кисл. обр. 2 ч.	–	U/Pb* = 16.7		599	$0.05505 \pm \pm 15$	$0.0753 \pm \pm 1$	$0.4366 \pm \pm 14$	$0.0575 \pm \pm 1$	0.48	$367.9 \pm \pm 1.2$	$360.5 \pm \pm 0.7$	$414.4 \pm \pm 6.2$

Примечание. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; А 30% – количество вещества, удаленного в процессе абразивной обработки циркона; кисл. обр. 1.5 ч. – остаток циркона после кислотной обработки. Величины ошибок соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

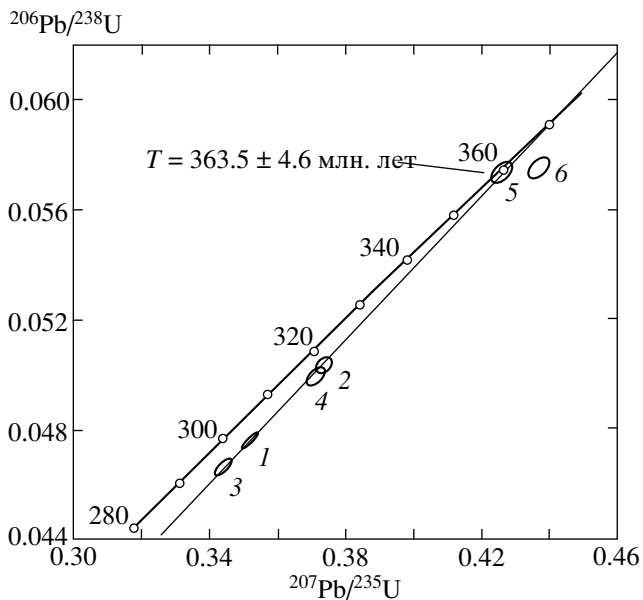


Рис. 4. Диаграмма с конкордией для циркона из пробы Ел. Номера точек соответствуют номерам в табл. 1. Верхнее пересечение 371 ± 33 млн. лет, нижнее – 69 ± 110 млн. лет, СКВО = 1.9.

сле аэробразии образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией составляет 371 ± 33 млн. лет, а нижнее близко к нулю (69 ± 110 млн. лет), СКВО = 1.9. В пределах погрешности оценка возраста, полученная для верхнего пересечения дискордии, совпадает с возрастом конкордантного циркона. Несколько правее этой дискордии располагается точка изотопного состава циркона из фракции >85 мкм, подвергнутого кислотной обработке с меньшей экспозицией (№ 6, табл. 1, рис. 4). Этот циркон характеризуется более древним значением возраста ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) 414.4 ± 6.2 млн. лет, что может быть связано с некоторой долей унаследованной компоненты радиогенного свинца, присутствующей в более крупных кристаллах циркона.

Циркон из гранито-гнейсов Еланчикского массива (проба Ел) имеет магматическое происхождение, о чем свидетельствуют его морфологические характеристики. Следовательно, в качестве наиболее точной оценки времени формирования Еланчикского массива следует принимать оценку возраста конкордантного циркона 363.5 ± 4.6 млн. лет. С учетом принадлежности Еланчикского и Чашковского массивов к одному ком-

плексу полученную оценку возраста следует распространить на весь чашковский комплекс.

Проведенные работы по датированию гранито-гнейсовых массивов Сысертско-Ильменогорской зоны показали, что основным этапом формирования покровно-складчатой структуры этого региона был позднедевонский. Таким образом, впервые удалось установить, что в позднем девоне во всех зонах Урала произошла значительная перестройка структуры, связанная с коллизией Восточно-Европейского континента с островными дугами и микроконтинентами и закрытием окраинно-морских бассейнов с океанической корой.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 00-05-64646).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дунаев В.А., Краснобаев А.А. // Тр. Ильмен. заповедника. 1971. В. 9. С. 148–157.
2. Краснобаев А.А., Ронкин Ю.Л., Степанов А.И. и др. Ежегодник-1977. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1978. С. 3–6.
3. Кузнецов Н.Б., Дегтярев К.Е. // ДАН. 1999. Т. 369. № 5. С. 653–658.
4. Панков Ю.Д. // Тр. Ильмен. заповедника. 1971. В. 9. С. 61–129.
5. Пермиков Б.Н. Чашковско-Еланчикский мигматит-гнейсогранитный массив (Южный Урал). Миасс: ИГЗ УрО РАН, 2000. 187 с.
6. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. М.: Науч. мир, 2001. 188 с.
7. Турбанов В.Ф., Панков Ю.Д., Милицина В.С. и др. // Тр. Ильмен. заповедника. 1971. В. 9. С. 23–32.
8. Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С., Рапопорт М.С. и др. Орогенный гранитоидный магматизм Урала. Миасс: ИГГ УрО РАН, 1994. 252 с.
9. Шацкий В.С., Ягоути Э., Козьменко О.А. // ДАН. 1997. Т. 352. № 6. С. 812–815.
10. Krogh T.E. // Geochim. et cosmochim. acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
11. Ludwig K.R. ISOPLOT. Vers. 2.50. U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 88–557. 1991a. 64 p.
12. Ludwig K.R. PbDat. Vers. 1.21. U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 88–542. 1991b. 35 p.
13. Mattinson J.M. // Contribs Mineral. and Petrol. 1994. V. 116. P. 117–129.
14. Stacey J.S., Kramers I.D. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
15. Steiger R.H., Jager E. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.