



**СТРУКТУРА, ВЕЩЕСТВО,
ИСТОРИЯ ЛИТОСФЕРЫ
ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО
СЕКМЕНТА**

26

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии имени академика Н. П. Юшкина
Коми научного центра
Уральского отделения
Российской академии наук

СТРУКТУРА, ВЕЩЕСТВО, ИСТОРИЯ ЛИТОСФЕРЫ ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА

Материалы 26-й научной конференции
Института геологии Коми НЦ УрО РАН

28–30 ноября 2017 г.

Сыктывкар



2017

УДК 5±549 (470.1)

Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 26-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2017. 304 с.

В сборнике представлены материалы 26-й научной конференции «Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента». Обсуждаются вопросы общей геологии, геологии нефти и газа, стратиграфии, палеонтологии, минералогии, петрологии, технологии минерального сырья, геофизики.

*Тексты докладов воспроизведены с авторских оригиналов
с незначительной правкой*

Программный комитет:

Асхабов Асхаб Магомедович
Бурцев Игорь Николаевич
Козырева Ирина Владимировна

Организационный комитет:

Матвеев Владимир Анатольевич (председатель)
Антропова Евгения Викторовна (заместитель председателя)
Котик Иван Сергеевич (секретарь)
Каблис Григорий Николаевич,
Кряжев Алексей Александрович,
Кряжева Инна Владимировна,
Магомедова Александра Шамильевна,
Соколова Любовь Вячеславовна,
Шадрин Андрей Николаевич,
Шайбеков Ренат Ирекович,
Соболева Марина Анатольевна,
Матвеева Наталья Александровна,

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb SIMS ДАТИРОВАНИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ЦИРКОНОВ ИЗ МОНЦОДИОРИТОВ КОНГОРСКОГО МАССИВА, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ

И. Д. Соболев^{1,2}, А. А. Соболева³,
М. А. Кобл⁴, Д. А. Варламов⁵

¹ГИН РАН, Москва

²ИГЕМ РАН, Москва

³ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

⁴Стэнфордский Университет, Стенфорд

⁵ИЭМ РАН, Черноголовка

sobolev_id@mail.ru

В Восточно-Уральской мегазоне Полярного Урала (в пределах Войкарской зоны), к востоку от крупнейших на Урале офиолитовых массивов Рай-Из и Войкаро-Сыньинский, распространены многочисленные интрузивы среднепалеозойских гранитоидов, габброидов и монцонитоидов, которые слагают вытянутый в ССВ направлении на 240 км Собский (Лагортинско-Кокпельский) батолит [8]. Породы, слагающие батолит, относят к трём плутоническим комплексам. Наибольший объем слагают плагиогранитоиды ранне-среднедевонского собского комплекса, в меньшем количестве присутствуют более поздние, предположительно средне-позднедевонские, монцонитоиды конгорского комплекса и гранитоиды средне-позднедевонского янаслорского комплекса [8, 4].

Интрузивные образования Собского батолита прорывают позднеордовикско-среднедевонские островодужные вулканогенные, терригенно-вулканогенные и осадочные образования. Силурийско-девонские вулканические и девонские плутонические породы генетически связаны между собой, интрузивные образования представляют собой глубинные части Малоуральской островной дуги.

Наиболее дискуссионными вопросами являются возраст и тектонические условия формирования пород конгорского комплекса. Согласно одной из точек зрения [8], породы конгорского комплекса сформировались на заключительном (позднедевонско-раннекаменноугольном) этапе магматизма западной (в современных координатах) активной континентальной окраины Сибирского палео-

континента. По другим представлениям [4], эти породы образовались в среднедевонско-раннекаменноугольное время в глубинных частях энциалической островной дуги, которая располагалась в палеоокеане недалеко от восточной окраины Восточно-Европейского континента. В более поздних работах [5, 6] Д. Н. Ремизов с соавторами относят габброиды и монцонитоиды конгорского комплекса к эндоконтактовым разностям ранне-среднедевонского собского комплекса. Согласно концепции, изложенной в работе Н. Б. Кузнецова и Т. В. Романюк [3], монцонитоиды конгорского комплекса формировались на заключительном раннекаменноугольном этапе развития энциалической островной дуги. Развитие современных методов изотопного датирования позволило уточнить возраст пород конгорского комплекса. При составлении последнего варианта геологической карты масштаба 1:200000 было принято [2], что породы конгорского комплекса образовались в средне-позднедевонское время в условиях зрелой островной дуги [1].

В бассейне рр. Макарузь и Хараматолоу породы конгорского комплекса слагают одноимённый петротипический массив. Это наиболее крупный интрузив, сложенный породами конгорского комплекса. Он имеет штокообразную форму и размеры в плане 7.5Ч10 км при вертикальной мощности более 3 км. На севере, западе и востоке породы массива тектонически контактируют с раннедевонскими диоритоидами и габброидами собского комплекса. На юге породы Конгорского массива прорывают метаморфизованные и интенсивно дислоцированные позднеордовикско-раннесилурийские вулканы устьконгорской свиты. Главная интрузивная фаза массива сложена преимущественно порфиroidными породами среднего состава нормальной и повышенной щёлочности. Они рассечены дайками порфиroidных монцонитоидов.

Нами в пределах Конгорского массива были изучены дайки монцодиорит-порфиоров, кварцевых монцодиорит-порфиоров и монцогаббро. Дайки, хорошо выраженные в рельефе, образуют скальные выходы, возвышающиеся на фоне вмещающих пород главной интрузивной фазы. Мощность даек от 1 до 20 метров, для них характерно СЗ, СЗЗ и З падение с различными углами наклона (от 40 до 90°). Контакты с вмещающими диоритами и монцодиоритами — резкие, секущие, с выраженными зонами закалки.

Среди пород дайковой фазы Конгорского массива преобладают монцодиорит-порфиры. В центральных частях даек они имеют резко порфиroidную структуру, часто с признаками динамометамор-

фических преобразований и такситовую текстуру. Порфирировидные выделения (15–40 об.%) представлены крупными (7–20 мм) ориентированными субидiomорфными зональными кристаллами плагиоклаза (An_{32-17}) и небольшими (0.5–1.0 мм) зёрнами и гломеропорфирировыми сростками интенсивно амфиболизированного диопсида ($Wo_{50-52}En_{36-38}Fs_{11-14}$), которые заключены в основную мелко-тонкозернистую биотит-кварц-плагиоклаз-калишпатовую массу. Среди аксессуарных минералов встречаются апатит, ильменит, магнетит и титаномагнетит, зерна последнего по краям и трещинам часто бывают замещены титанитом. Кварцевые монцодиорит-порфиры содержат больше кварца (до 15 %) при меньших количествах темноцветных минералов.

Породы, слагающие дайки Конгорского массива, относятся к субщелочному петрохимическому ряду, характеризуются калий-натриевым и, в меньшей степени, калиевым типами щёлочности и классифицируются как монцодиориты, кварцевые монцодиориты и монцогаббро. Составы пород попадают в поля шошонит-латитовой и высококалиевой известково-щелочной серий и для них характерны следующие вариации состава (мас. %): SiO_2 (51.2–59.6), TiO_2 (0.6–0.7), Al_2O_3 (14.3–17.4), $FeO_{общ.}$ (5.5–7.5), MgO (3.0–7.7), CaO (4.9–7.9), Na_2O (2.4–3.6), K_2O (2.8–3.6 мас. %).

Концентрации и характер распределения элементов-примесей во всех исследованных породах похожи и типичны для надсубдукционных образований. При умеренных суммарных содержаниях редкоземельных элементов (РЗЭ) от 78.7 до 108.8 г/т отмечается заметное обогащение лёгкими РЗЭ относительно тяжёлых (La_N/Yb_N 6.5–8.9). Породы обогащены крупноионными литофильными элементами-примесями (Cs, Rb, Ba, Sr, Pb), а также Th и U, относительно высокозарядных элементов (Y, Zr, Hf, Nb, Ta), также для них характерны хорошо проявленные положительные аномалии по Pb, Sr, U и отрицательные — по Nb и Ta.

Возраст главной интрузивной фазы Конгорского массива в последние годы неоднократно определялся с применением современных методов датирования. В результате U-Pb SIMS датирования индивидуальных зерен циркона из монцодиоритов Конгорского массива, отобранных А. П. Прямоносным, были получены две группы возрастов — 396–402 и 363–380 млн лет [2], более молодая из которых интерпретируется как возраст конгорского комплекса, а более древняя связывается с захватом цирконов из прорываемых пород собско-го комплекса. Тем же методом нами [7] также были получены две по-

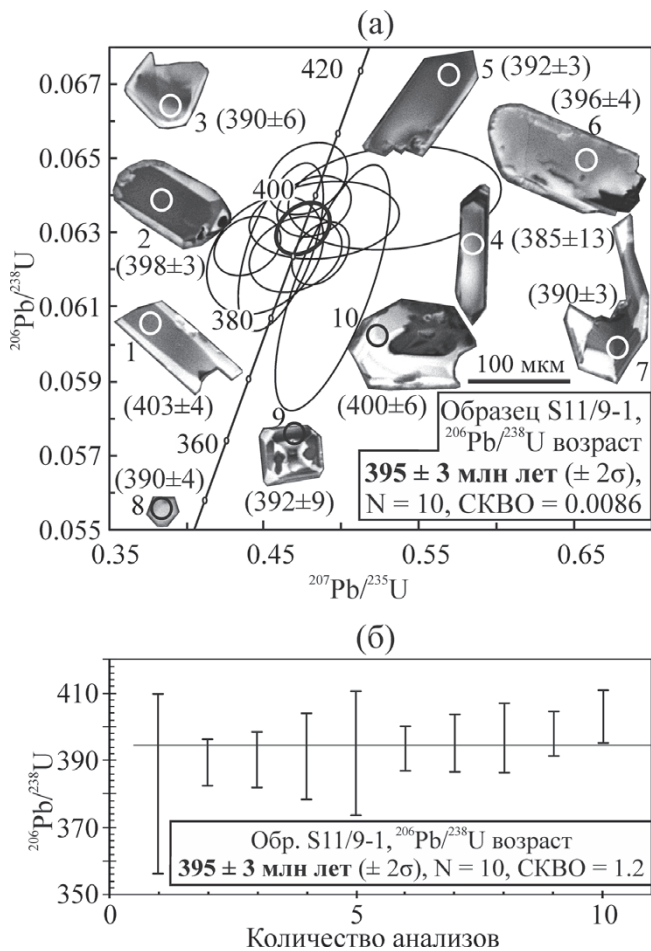


Рис. 1. Католюминесцентные изображения цирконов с номерами и возрастом датированных зерен, диаграмма с конкордией (а) и диаграмма для средневзвешенного возраста цирконов (б) из дайки монцодиоритов поздней фазы конгорского комплекса (обр. S11/9-1, Конгорский массив, среднее теч. р. Макарузь). Эллипсы погрешностей на уровне 2σ

добные группы возрастов — 392–400 и 360–384 млн лет. Мы думаем, что времени формирования пород конгорского комплекса соответствует группа с более древними возрастами, а более молодые цифры возраста отвечают этапу преобразования пород, возможно, при внедрении гранитоидов янаслорского комплекса.

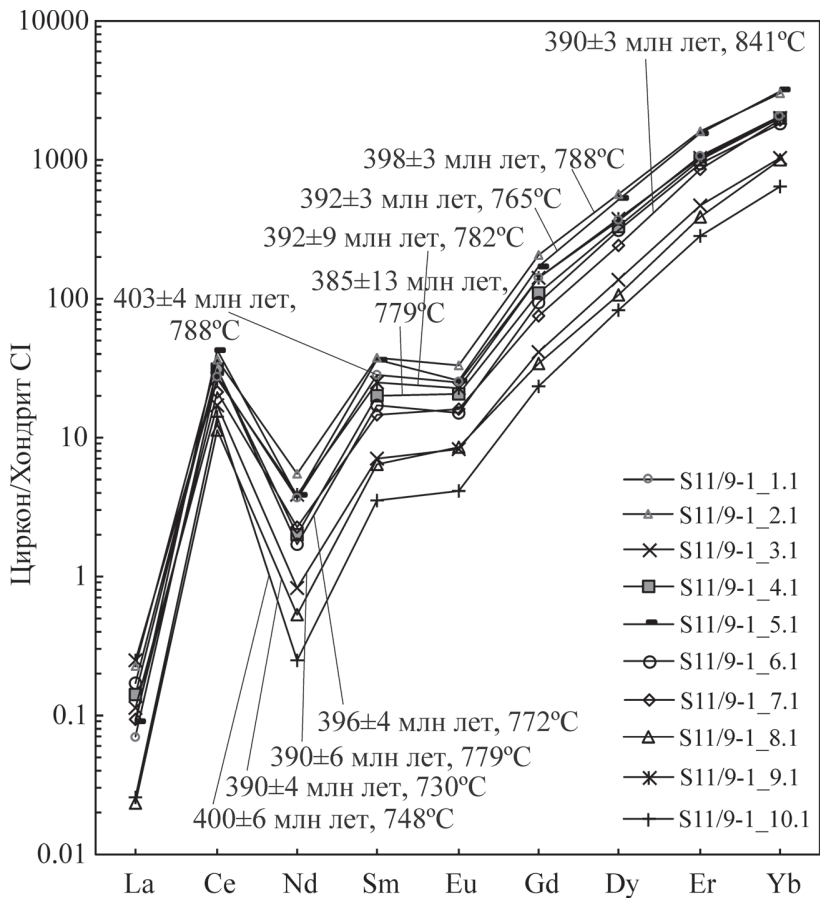


Рис. 2. Графики распределения РЗЭ для цирконов из дайки монцодиоритов поздней фазы конгорского комплекса (обр. S11/9-1, Конгорский массив, среднее теч. р. Макарузъ). Нормировано к хондриту CI [10]

Для пород дайковой фазы — наиболее поздних образований конгорского комплекса, определения U-Pb возраста отсутствовали. В связи с этим мы провели датирование пород одной из даек, расположенной в поле пород главной интрузивной фазы массива.

Были проанализированы (SHRIMP-RG, Стэнфордский университет, США) 10 индивидуальных кристаллов циркона (рис. 1) из монцодиорит-порфиров (обр. S11/9-1, левый борт среднего теч. р. Макарузъ, N 66°43'42'', E 65°15'6''). В тех же зёрнах были определены содержания элементов-примесей (рис. 2).

Цирконы представлены идиоморфными бипирамидально-призматическими зёрнами размером 30–160 мкм, иногда имеющими слегка скруленные вершины. Кристаллы прозрачные, светло-желтые, в различной степени удлинённые ($K_{удл}$ — 2.5–6). В катодных лучах (рис. 1, а) цирконы имеют яркое и умеренно-яркое свечение. Преобладают зёрна с контрастной секториальной (зёрна № 1, 2, 7, 9, 10) и слабоконтрастной (часто размытой) осцилляционной (зёрна № 3, 4, 5) зональностью. В двух зёрнах зональность почти отсутствует (№ 6, 8).

Для цирконов характерны вариации суммарных концентраций РЗЭ (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb) от 190 до 998 г/т и похожий характер их распределения, демонстрирующий четко выраженную дифференциацию от легких к тяжелым РЗЭ (Yb_N/La_N — 8208-42361) и значительную по величине положительную Ce-аномалию (рис. 2). Сходство состава цирконов (рис. 2) свидетельствует о том, что все проанализированные зёрна имеют одинаковое происхождение, а по характеру распределения РЗЭ цирконы соответствуют типичным цирконам магматического генезиса [9]. По содержанию Ti в цирконе [11], оценена модельная температура кристаллизации, она варьирует в интервале 841–730 °С (при $a_{SiO_2}=1$ и $a_{TiO_2}=0.7$).

По 10 анализам получен диапазон $^{206}Pb/^{238}U$ возрастов 385–403 млн лет. Рассчитанный средний конкордантный возраст (рис. 1, а) — 395 ± 3 млн лет (2σ , СКВО=0.0086). Средневзвешенный возраст для этих же анализов (рис. 1, б) получился аналогичным — 395 ± 3 млн лет (2σ , СКВО=1.2).

Полученный возраст пород дайковой фазы, завершающей становление Конгорского массива (395 ± 3 млн лет), оказался близким к возрасту главной интрузивной фазы [7]. Это свидетельствует о том, что внедрение наиболее поздних монцонитоидов происходило в эмско-эйфельское время на фоне завершающегося формирования Конгорского массива, и они, вероятно, были продуктами кристаллизации самых последних порций магмы.

Изготовление петрографических шлифов, U-Pb датирование цирконов и определение в них элементов-примесей выполнены за счет средств гранта РФФИ «Мой первый грант» (проект № 16-35-00552). Определение минерального и химического состава пород произведено за счет средств гранта РНФ (№ 16-17-10251).

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист Q-41 Воркута.

Ред. В.П. Водолазская. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007. 541 с.

2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Лист Q-42-VII, VIII (Обской). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014, 384 с.

3. Кузнецов Н. Б., Романюк Т. В. Палеозойская эволюция Полярного Урала: Войкарский бассейн с корой океанического типа существовал не менее 65 млн лет // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел Геологический. 2014. №5. С. 56–70.

4. Ремизов Д. Н. Островодужная система Полярного Урала (петрология и эволюция глубинных зон). Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 221 с.

5. Ремизов Д. Н., Григорьев С. И., Петров С. Ю. и др. Магматизм Малоуральской островной дуги (Полярный Урал) // XV Геологический съезд республики Коми. Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России. Сыктывкар. 2009. Т. II. С. 322–324.

6. Ремизов Д. Н., Григорьев С. И., Ремизова С. Т. Войкарская островодужная система Полярного Урала // Материалы XI Всероссийского петрографического совещания. Екатеринбург, 2010. С. 172–173.

7. Соболев И. Д., Удоротина О. В., Ген Ц. Возраст и изотопно-геохимические характеристики диоритов конгорского комплекса (массив Диоритовый, Полярный Урал) // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий: Сборник статей V Всероссийской молодежной геологической конференции. Уфа ООО Альфа-реклама. 2017. С. 132–139.

8. Язева Р. Г., Бочкарев В. В. Войкарский вулcano-плутонический пояс (Полярный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 160 с.

9. Hoskin P. W. O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. Rev. Mineral. Geochem. 2003. V. 53. P. 27–62.

10. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geol. Soc. Spec. Publ. London. 1989. V. 42. P. 313–345.

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