

**ВОЗРАСТ ГАББРО-УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАГМАТИЗМА,
ЗАВЕРШАЮЩЕГО ОБДУКЦИЮ ОФИОЛИТОВ В САКМАРСКОЙ ЗОНЕ
ЮЖНОГО УРАЛА ПО ДАННЫМ Sm-Nd ИЗОТОПИИ**

Е.В. Пушкарев, Р. Чант, Р. Тэйлор

Сакмарская зона на западном склоне Южного Урала является одной из ключевых структур для понимания истории геологического развития всего складчатого пояса. В покровно-надвиговом строении зоны принимают участие структурно-вещественные комплексы,

формировавшиеся при различных геодинамических режимах и в разное время, охватывающее интервал, по крайней мере, от кембрия до мезозоя включительно. До сих пор не исключена вероятность обнаружения здесь также фрагментов докембрийских ассоциаций, принадле-

жащих фундаменту Восточно-Европейской платформы (ВЕП), или гипотетического микроконтинента, эксгумированных во время коллизии с островной дугой в девонско-каменноугольное время. Особый интерес представляют собой гигантские офиолитовые аллохтоны Кемпирсайского, Хабарнинского и Халиловского массивов, которые рассматриваются как фрагменты коры и мантии уральского палеоокеана, надвинутые на край континента.

Обширный геологический и геохронологический материал надежно обосновывает время существования этого океана как средний ордовик-средний девон [Иванов, 1998; Пучков, 2000 и др.], хотя острая дискуссия по этому кардинальному вопросу до сих пор продолжается и даже приобретает новое звучание [Руженцев, Самыгин, 2004]. Наименее ясным остается вопрос о времени обдукции офиолитов на ВЕП, а также, сопровождаются ли эти тектонические процессы какой-либо эндогенной активностью и магматизмом. Очевидно лишь то, что обдукция офиолитов предшествует началу развития зилаирского флиша, то есть заканчивается до верхнего девона.

В этой статье мы возвращаемся к вопросу о времени формирования дифференцированных клинопироксенит-габбро-гранитных интрузий, так называемого молостовского комплекса, прорывающих гарцбургиты Хабарнинского массива и метаморфические породы в его обрамлении, что дает основание рассматривать эти интрузии как образования, запечатывающие тектонические надвиги и, как следствие, определяющие верхний возрастной предел обдукции офиолитов. Эти интрузии подробно описаны нами ранее [Эвгеосинклинальные..., 1984].

На основе значительного сходства химического состава пород, с молостовским комплексом нами также сопоставляется восточно-хабарнинский дунит-клинопироксенит-вебстерит-габброноритовый комплекс (ВХК), подстилающий с востока перидотиты Хабарнинского массива [Петрология постгарцбургитовых..., 1991]. Мы рассматриваем последний как плутонический эквивалент молостовского комплекса. Сравнительно недавно было установлено, что дайки вебстеритов ВХК одновременно прорывают и перидотиты, и метаморфические породы экзоконтакта массива. Следовательно, они имеют точно такую же геологическую позицию, как и породы молостовского комплекса. Кроме того, многочисленные дайки амфибол-пироксе-

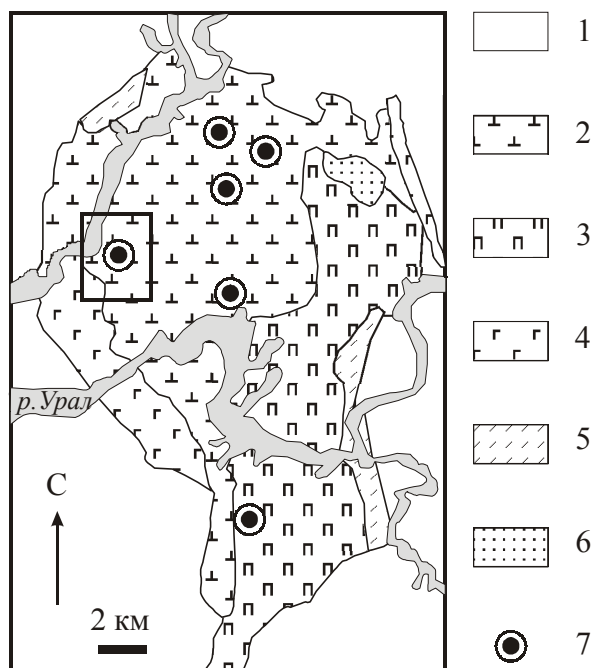
новых габбро и гранитоидов, близкие по составу к молостовским, прорывают ультрамафиты и окружающие метавулканы Кемпирсайского и Халиловского массивов [Эвгеосинклинальные..., 1984]. Следовательно, можно уверенно утверждать, что на завершающей стадии обдукции офиолитов на край ВЕП проявился мантийный габбро-ультрамафитовый магматизм, сформировавший малые интрузии, «запечатавшие» офиолитовые надвиги.

Для проведения геохронологических исследований был выбран Губерлинский клинопироксенит-габбровый интрузив (рис 1, 2), прорывающий гарцбургиты Хабарнинского массива в 5 км к востоку северо-востоку от пос. Губерля [Эвгеосинклинальные..., 1984]. Лабораторные и аналитические работы были выполнены Робином Чантом в лаборатории изотопной геохимии Школы наук о Земле и океане университета Саутхэмптона (Англия) под руководством доктора Рекса Тэйлора (OA496 research project 2002/2003). Эта работа не является в чистом виде исследовательским проектом, а представляет собой квалификационную работу для присуждения научной степени, поэтому она изобилует материалами методического характера, сравнительными оценками применяемых методик и используемой аппаратуры, обсуждением полученных ошибок и другой информацией, останавливаться на которой сейчас нет необходимости. Исследования проводились Sm-Nd методом по 5 образцам. Три образца были предоставлены Е.В.Пушкаревым, а другие две пробы были отобраны совместно с Рексом Тэйлором при посещении Губерлинского интрузива. По составу эти пробы соответствуют оливиновому клинопироксениту (2 пробы), амфибол-клинопироксеновому меланогаббро (1 проба) и амфибол-биотитовому габбро (2 пробы). Геологическое положение, изученных образцов показано на рис. 2.

Для каждого образца были получены минеральные фракции, которые также подверглись изотопным исследованиям. В некоторых случаях, когда количество материала было достаточным, весь цикл растворения, обогащение изотопов и определение изотопных отношений для одной пробы, повторялся дважды. Процедура пробоподготовки, растворения образцов и сепарации изотопов на ионообменных колонках подробно описана Робином Чантом в его работе и здесь опускается. Отметим только, что часть подготовленных проб анализирова-

Рис. 1. Схема геологического строения Хабаровинского габбро-гипербазитового массива.

1 – вмещающие вулканогенно-осадочные и метаморфические породы Палеозоя; 2 – дунит-гарцбургитовый (офиолитовый) комплекс; 3 – дунит-клинопироксенит-вебстерит-габбро-норитовый (восточно-хабарнинский) комплекс; 4 – дунит-верлит-габбро-плагиогранитный (аккермановский) комплекс; 5 – экзоконтактовые амфиболиты; 6 – метаморфические породы тектонического окна; 7 – интрузии молостовского комплекса, рамкой обведен Губерлинский интрузив.



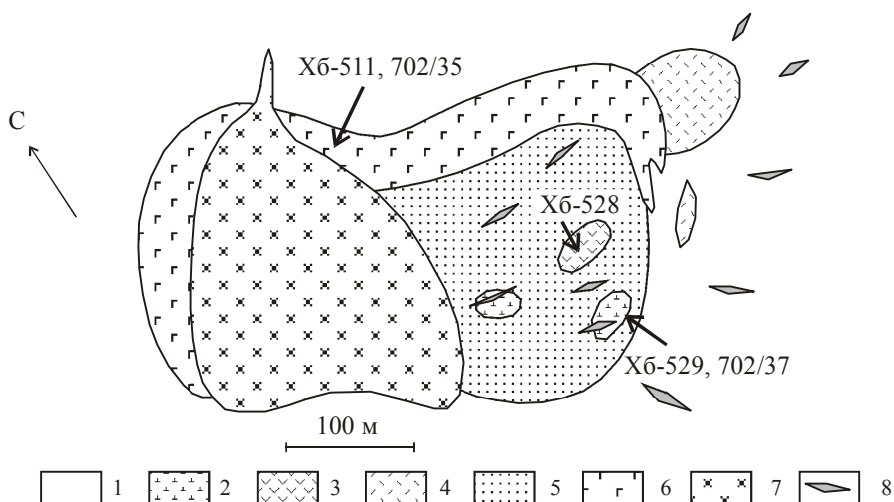
лась одновременно и на термоионизационном масс-спектрометре (TIMS – VG-Micromass Sector 54), и методом ICP-MS (VG Plasma Quad 2+), и методом MC-ICP-MS (Micromass IsoProbe). Для этого, там, где это позволял объем проб, были произведены серии параллельного растворения образцов с использованием разных реагентов и различных объемов изотопного трассера. Сходимость между всеми этими методами в отношении определения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношения показана на рис. 3.

По результатам определения изотопов самария и неодима тремя описанными выше методами и в различных сериях растворенных образцов, Р. Чантом был построен целый ряд корреляционных $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ диаграмм (13 диаграм), охватывающих возрастной интервал от 399 до 357 млн лет. Этот разброс связан с различными причинами, в частности с

некорректным подбором (в некоторых случаях) изотопного трассера, приведшего к появлению искусственных изотопных отношений, что подробно обсуждается в работе автора. Другой причиной разброса модельных возрастов послужило объединение на диаграммах проб, которые имели, как это выяснилось в процессе изучения, различные первичные отношения изотопов неодима (рис. 4), что может являться следствием разных причин, одна из которых – различная степень контаминации расплавов коровым веществом. Однако анализ достаточно обшир-

Рис. 2. Упрощенная схема геологического строения Губерлинского ультраафит-габбрового интрузива.

1 – вмещающие гарцбургиты; 2 – флогопит-амфибол-оливиновые клинопироксениты; 3 – порфирировидные амфибол-клинопироксеновые меланогаббро; 4 – мелкозернистые амфиболовые меланогаббро (горнблендиты); 5 – амфиболовые габбро, обогащенные сульфидами; 6 – биотит-амфиболовые габбро; 7 – биотит-амфиболовое лейкогаббро и диориты; 8 – жилы и дайки диоритов и гранодиоритов. На рисунке отмечено место отбора проб.



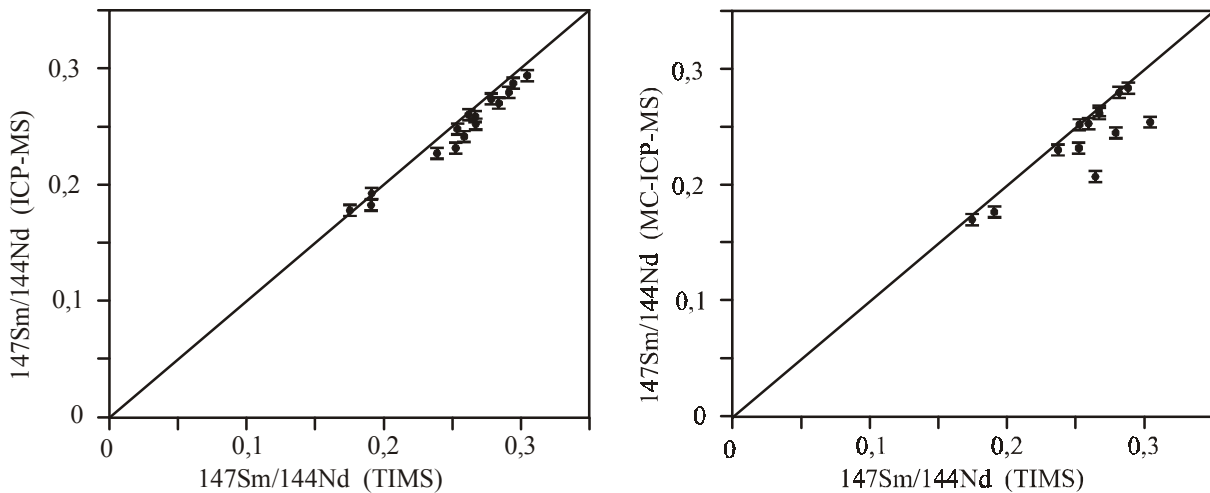


Рис. 3. Сравнение изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, определенных разными методами.

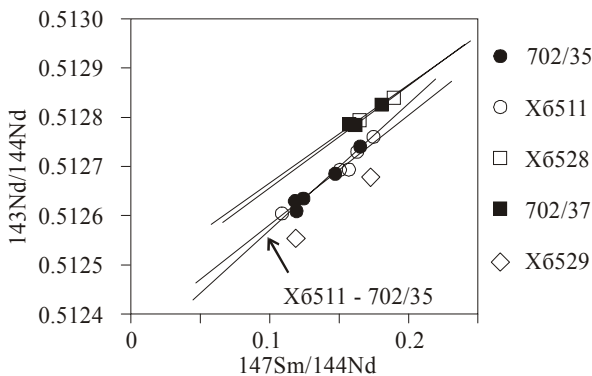


Рис. 4. Измеренные (TIMS) отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в 5 валовых пробах пород и монофракций из них.

ного аналитического материала показал, что две, одинаковые по петрографическому составу пробы (одна из коллекции Е.В. Пушкарева, а другая из коллекции Р. Тейлора), обладающие также высоким сходством геохимических характеристик, включая концентрации редких и редкоземельных элементов, обладают и высокой гомогенностью изотопных параметров. Это пробы X6511 и 702/35, представляющие собой амфибол-биотитовое габбро Губерлинского интрузива. Именно эти две пробы и минеральные фракции из них и легли в основу дальнейших построений, показавших наилучшее соответствие изохронным зависимостям.

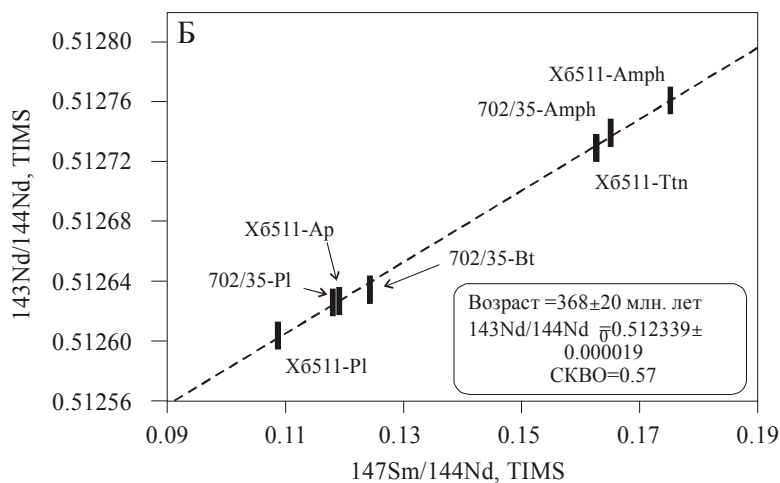
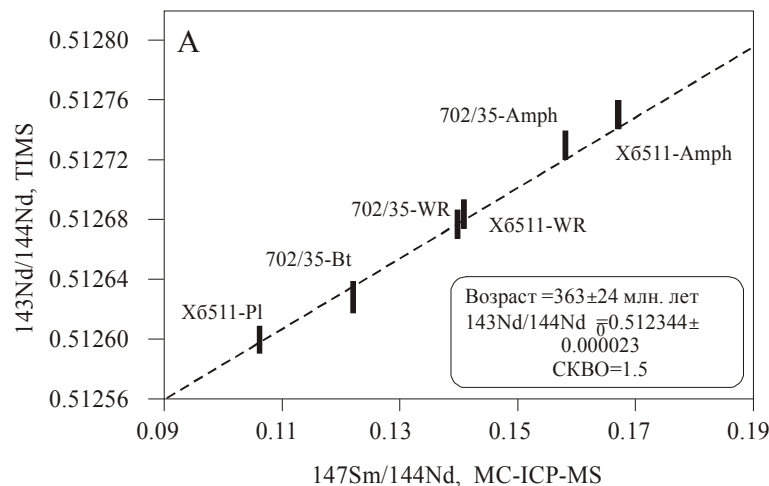
При построении изохронных диаграмм по этим двум пробам были использованы изотопные данные, полученные только с использованием TIMS (минералы), а также изотопные отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, полученные с помощью MC-ICP-MS (породы и другие монофракции), а также пробы, проанализированные и тем и другим методом. Согласно этим построениям, изохронный возраст габброидов Губерлинского интрузива в первом случае соответствует

363 ± 24 млн лет (породы и минералы), а во втором – 368 ± 20 млн лет (только минералы), то есть границе среднего и позднего девона (рис. 5). С учетом погрешности, можно принять эти возраста практически равными и говорить, что формирование габброидов соответствует возрасту 368-363 млн лет. Начальное $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ отношение равно соответственно 0.512344 ± 0.000023 и 0.512339 ± 0.000019 . Среднеквадратичное отклонение составляет соответственно 0.57 и 1.5. Эпсилон неодима в обоих случаях имеет величину +3.4, что указывает на заметную степень коровой контаминации. Величина ошибки при определении отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ равна 0.3%, а при определении $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ отношения равна 0.000009%.

Определенный Sm-Nd методом возраст габброидов Губерлинского интрузива заметно отличается от возраста пород молостовского комплекса, полученного нами ранее K-Ar методом с использованием изохронной модели и имеющего значения 413 ± 11 млн лет, однако близок к средним оценкам возраста восточно-хабарнинского комплекса, соответствующего 380 ± 11 млн лет и полученного тем же методом [Пушкарев, Калеганов, 1993]. Данные Ю.Л. Рон-

Рис. 5. Изохронная Sm-Nd диаграмма для амфибол-биотитового габбро Губерлинского интрузива (Хабарнинский массив).

А – диаграмма для валовых составов пород и минералов. Изотопные отношения определены методами MC-ICP-MS и TIMS. Б – диаграмма для составов минералов. Все отношения определены методом TIMS. WR – порода, Pl – плагиоклаз, Ap – апатит, Bt – биотит, Amph – амфибол, Ttn – титанит.



кина о Rb-Sr изохронном возрасте молостовского комплекса также отражают его более древний возраст, соответствующий нижнему девону (405 ± 18 млн лет) [Ронкин, 1989]. Для того, чтобы объяснить эти различия, необходимо проведение дальнейших исследований. Однако отметим, что новые данные очень близки к результатам геохронологических исследований, проведенных в последнее время на массивах Платиноносного пояса Урала и нацеленных на датирование дунит-клинопироксенит-тылаитовых ассоциаций [Пушкарев и др., 2003; Bea et al, 2002; Pushkarev, Brugmann, 2002]. Эти результаты показывают, что, скорее всего, формирование ультрамафитов Платиноносного пояса происходило в интервале 360-340 млн лет, что соответствует верхнему девону и нижнему карбону. Сходство петрогеохимических особенностей пород этих двух ультрамафитовых ассоциаций [Петрология постгарцбургитовых..., 1991] делает вполне вероятной и синхронность их образования. Кроме этого, новые данные хорошо увязываются с возрастом эндогенной активности (365 млн лет), завершающей формирование хромитоносных ультрамафитов кемпирсайского офиолитового комплекса Ф.Мельхе [Melcher et al, 1999]. Нижнему и среднему девону (400-360 млн лет) соответствует также возраст проявления высокбарического метаморфизма на Урале, связанного с субдукцией и быстрой экзугумацией коровых комплексов [Иванов, 1998; Пучков, 2000; Шацкий и др., 1997; Glodny et al.,

2003; Matte et al., 1993 и др.]. Синхронность всех этих геологических событий, на наш взгляд, не является случайной.

Сегодня хорошо известно, что на рубеже среднего и верхнего девона на Урале происходит перестройка тектонического режима. На западном склоне начинают развиваться процессы шарьирования и обдукции офиолитов, связанные с закрытием палеоокеана и коллизией островной дуги и Восточно-Европейского континента [Иванов, 1998; Мизенс, 2002; Пучков, 2000; Руженцев, Самыгин, 2004 и др.]. Данные о Sm-Nd возрасте пород молостовского комплекса соответствуют именно этому периоду активности, который, как считалось ранее, характеризовался отсутствием или слабым развитием магматизма. Реологическая модель субдукции легких континентальных масс под более плотные островодужные комплексы многократно описывалась и обсуждалась в литературе [Константиновская, 2003; Chemenda et al, 1997; 2001]. При этом большинство исследователей специально уделяет внимание различным вари-

антам поведения фрагментов аккреционного клина и отмечает высокую вероятность разрыва пододвигаемой континентальной плиты (slab break off). Есть все основания предположить, что разогретое верхнемантийное вещество, подстилающее континентальную плиту, должно устремляться (выжиматься) в эти ослабленные зоны (slab window), по типу мантийных диапиров, приводить к возникновению ореолов высокотемпературного метаморфизма, достигающего гранулитовой фации, как в комплексах континентальной плиты, так и в погруженных фрагментах аккреционного клина. Магмы, которые формируются в процессе адиабатического плавления мантийных диапиров, могут формировать интрузии, прорывающие и «сшивающие» одновременно океанические или островодужные офиолитовые аллохтоны и метаморфические породы их обрамления. Возможно, поднимаясь к основанию обдуцируемого островодужного сооружения, они, с одной стороны, обеспечивают эффект андерплэйтинга с последующей генерацией гранитоидных магм, а с другой – контаминируются коровым материалом и приобретают «островодужную» геохимию.

Данные по возрасту губерлинского интрузива молостовского комплекса, так же как дунит-клинопироксенит-тылаитовых серий Платиноносного пояса [Пушкарев и др., 2003; Bea et al., 2002; Pushkarev, Brugmann, 2002], позволяют рассматривать такой механизм как один из наиболее вероятных. Важнейшей особенностью этого эндогенного процесса является практически полное отсутствие сопутствующего вулканизма. Поскольку подъем разогретого мантийного материала приводит к растяжению перекрывающих толщ и хрупким деформациям в верхних горизонтах коры, то такие зоны обычно маркируются протяженными дайковыми поясами. Так, на Хабарнинском массиве широко развиты протяженные (до нескольких километров в длину) дайки высокотитанистых габбро-долеритов, секущих породы всех магматических комплексов (включая молостовский) и метаморфические породы обрамления.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ (грант 05-05-65183 и 04-05-96009-р2004урал_a) и гранта Президента РФ «Поддержка ведущих научных школ»: НШ-85.2003.5

Список литературы

- Иванов К.С.* Основные черты геологической истории (1.6-0.2 млрд лет) и строения Урала. Автореф. дис. доктора геол.-мин. наук (в форме научного доклада). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 252 с.
- Константиновская Е.А.* Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование // Труды ГИН РАН, 2003. Вып. 549. 224 с.
- Мизенс Г.А.* Сидиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне – ранней перми юга Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. 190 с.
- Петрология постгарцбургитовых интрузивов Кемпирсайско-хабарнинской офиолитовой ассоциации (Южный Урал) / Балькин П.А., Конников Э.Г., Кривенко А.П. и др. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 160 с.
- Пушкарев Е.В., Калеганов Б.А.* К-Аг датирование магматических комплексов Хабарнинского габбро-гипербазитового массива (Южный Урал) // Докл. АН. 1993. Т. 328. № 2. С. 241-245.
- Пушкарев Е.В., Ферштатер Г.Б., Беа Ф. и др.* Изотопный Rb-Sr возраст псевдолейцитовых тылаитов Платиноносного пояса Урала // Докл. АН. 2003. Т. 388. № 3. С. 373-377.
- Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
- Ронкин Ю.Л.* Изотопы стронция – индикаторы эволюции магматизма Урала // Ежегодник-1988. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. С. 107-110.
- Руженцев С.В., Самыгин С.Г.* Структура и тектоническое развитие области сочленения Восточно-Европейской платформы и Южного Урала // Геотектоника. 2004. № 4. С. 20-44.
- Шацкий В.С., Ягоуц Э., Козьменко О.А.* Sm-Nd датирование высокобарического метаморфизма максютовского комплекса (Южный Урал) // Докл. АН. 1997. Т. 352. № 6. С. 812-815.
- Эвгеосинклиналильные габбро-гранитоидные серии / Ферштатер Г.Б., Малахова Н.С., Бородин М.С. и др. М.: Наука, 1984. 264 с.
- Bea F., Fershtater G.B., Montero P. et al.* Recycling of continental crust into the mantle as revealed by Kytlym dunite zircons, Ural Mts, Russia // Terra Nova. 2002. V. 13. P. 1-7.
- Chemenda A., Matte P., Sokolov V.* A model of Paleozoic obduction and exhumation of high-pressure/low-temperature rocks in the southern Urals // Tectonophysics. 1997. Vol. 276. P. 217-227.
- Chemenda A.I., Yang R.-K., Stephan J.-K. et al.* New results from physical modelling of arc-continent collision in Taiwan: evolutionary model // Tectonophysics. 2001. Vol. 333. № 1-2. P. 159-178.
- Glodny J., Austrheim H., Molina J.F. et al.* Rb/Sr record of fluid-rock interaction in eclogites: the Marun-Keu complex, Polar Urals, Russia // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2003. Vol. 67. № 22. P. 4353-4371.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Matte Ph., Maluski H., Nicolas A. et al.
Geodynamic model and ^{39}Ar - ^{40}Ar dating for generation and emplacement of the high pressure metamorphic rocks in SW Urals// C.R.Acad.Sci.Paris. 1993. Vol. 317. Ser. II. P. 1667-1674.

Melcher F., Grum W., Thalhammer T.V., Thalhammer O.A.R. The giant chromite deposits at Kempirsai, Urals: constraints from trace element (PGE, REE) and isotope data// Mineralium Deposita. 1999. Vol. 34. P. 250-272.

Pushkarev E., Връгманн G. Evolution and emplacement of Alaskan-type intrusions in the Uralian fold belt, Russia. Evidence from Re-Os isotope systematics // High siderophile elements in terrestrial and meteoritic samples: Implications for planetary differentiation and igneous processes. Workshop. Nancy. France. 2002. P. 120.