

УДК 551.24+550.93(470.5)

ИЗОТОПНЫЕ Sm–Nd-ДАННЫЕ О РАННЕДЕВОНСКОМ ВОЗРАСТЕ ДИНАМОМЕТАМОРФИЗМА В ОСНОВАНИИ ОФИОЛИТОВЫХ АЛЛОХТОНОВ В САКМАРСКОЙ ЗОНЕ ЮЖНОГО УРАЛА

© 2007 г. Е. В. Пушкарев, П. А. Серов, А. П. Бирюзова

Представлено академиком Ф.П. Митрофановым 14.03.2006 г.

Поступило 12.04.2006 г.

Большинство офиолитовых комплексов залегают в современных структурах в виде аллохтонных пластин, надвинутых на слабометаморфизованные осадочно-вулканогенные отложения континентальных окраин [10]. Подошва таких надвигов обычно представлена комплексом метаморфических пород высоких ступеней метаморфизма, вплоть до гранулитовой фации. Метаморфическая зональность в основании шарьяжей имеет инвертированный характер, отражающий нарастание градиентов PT -условий снизу вверх по направлению к ультрамафитам. Другим важным элементом строения подобных комплексов является широкое развитие пликтивных деформаций в виде лежащих, изоклинальных и дисгармоничных складок волочения. Мощность метаморфических пород в подошве аллохтонов не бывает значительной и не превышает 1–2 км. При условии, что в надвигах участвует сравнительно молодая и, соответственно, еще горячая океаническая кора, термические градиенты в метаморфической подошве достигают $1000^{\circ}\text{C}/\text{км}$ и более. Есть все основания предполагать, что время проявления высокоградиентного динамометаморфизма в подошве аллохтонов должно совпадать с возрастом самих шарьяжей. Поскольку изотопно-геохронологическое датирование офиолитовых ультрамафитов сопряжено с известными геохимическими и методическими трудностями, определить время образования шарьяжей можно по метаморфическим породам в их подошве. Именно такая задача была поставлена и решена при изучении метаморфического ореола в подошве Хабаровинского мафит-ультрамафитового аллохтона в Сакмарской зоне Южного Урала.

Хабарнинский и Кемпирсайский массивы являются одними из крупнейших офиолитовых аллохтонов Южного Урала, входящих в структуру Сакмарской зоны, расположенной западнее Главного уральского глубинного разлома (рис. 1). По данным разных исследователей [4, 9, 10 и др.], Сакмарская зона представляет собой сложный пакет тектонических пластин, надвинутый с востока на запад на край Восточно-Европейского палеоконтинента. Офиолиты занимают в нем наиболее верхнее положение. Хабаровинский мафит-ультрамафитовый аллохтон расположен примерно в 30 км западнее Орска. Площадь его составляет около 400 км^2 . В разрезе массив представляет собой синформу мощностью до 1.5 км. Динамометаморфические породы, подстилающие ультрамафиты и входящие в состав аллохтона, обнажаются на поверхности в северо-западном, северо-восточном и восточном блоках (рис. 2). Амфиболиты северо-западного блока были детально изучены С.Ф. Соболевым и Н.А. Панеях [12], которые показали, что породы соответствуют эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма ($T = 400\text{--}450^{\circ}\text{C}$, $P = 3\text{--}4 \text{ кбар}$) и сформировались по субщелочным океаническим базальтам, однако возраст проявления этого метаморфизма не обсуждается из-за отсутствия прямых определений. Метаморфический комплекс, подстилающий аллохтон с востока, до последнего времени практически не был изучен. По нашим данным он имеет двучленное строение и состоит из рассланцованных однородных амфиболитов в лежащем боку и сложной гнейсово-амфиболитовой толщи в висячем боку (рис. 3). Изменение PT -параметров по разрезу свидетельствует о развитии здесь типичной инвертированной зональности с ростом градиента метаморфизма снизу вверх (с востока на запад) по направлению к габброидам и ультрамафитам. Степень деформаций пород также нарастает в этом направлении.

В качестве объекта для изотопно-геохронологических исследований были выбраны гранатовые амфиболиты в верховьях балки Холодный ключ, примерно в 6 км к юго-западу от пос. Ха-

Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого
Уральского отделения Российской Академии наук,
Екатеринбург

Геологический институт
Кольского научного центра
Российской Академии наук,
Апатиты Мурманской обл.

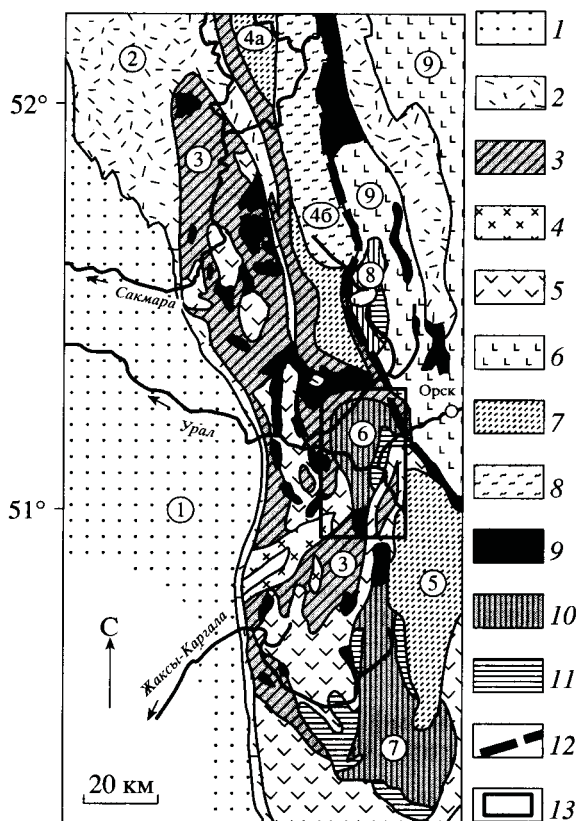


Рис. 1. Схема геологического строения Сакмарской зоны Южного Урала [4]. 1 – терригенно-карбонатные толщи и молассы (C_1 – P); 2 – граувакковый флиш (зилайрская серия, D_3 – C_1^1); 3 – терригенно-кремнистые отложения континентального склона (O – C_1^1); 4 – щелочные базальтоиды (D_1^3); 5 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи (вулканогенный и туфогенный типы разрезов Сакмарской зоны, O – D_2); 6 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи (D) западного крыла Магнитогорской зоны; 7, 8 – метаморфические толщи: 7 – кварциты, сланцы, 8 – зоны глаукофансланцевого метаморфизма; 9 – меланжированные серпентиниты; 10 – дунит-гарцбургитовые аллохтонные массивы; 11 – габброиды и амфиболиты; 12 – Главный уральский глубинный разлом; 13 – район Хабарнинского мафит-ультрамафитового аллохтона. Цифрами в кружках обозначены: 1 – Предуральский краевой прогиб, 2 – Зилайрский синклиорий (южная часть), 3 – Сакмарская зона, 4 – зона Уралтау (4а – суваянский кварцито-сланцевый комплекс фации зеленых сланцев, 4б – максютковский эклогит-глаукофансланцевый комплекс), 5 – Эбетинская антиклиналь, 6–8 – Хабарнинский (6), Кемпирсайский (7) и Халиловский (8) габбро-гипербазитовые комплексы, 9 – Магнитогорская мезагона (западный край).

барный. Гранатовые амфиболиты залегают в верхнем, висячем боку метаморфического комплекса и переслаиваются здесь с обычными амфиболитами и кварцито-гнейсами (рис. 3). В этой зоне можно наблюдать признаки анатексиса по-

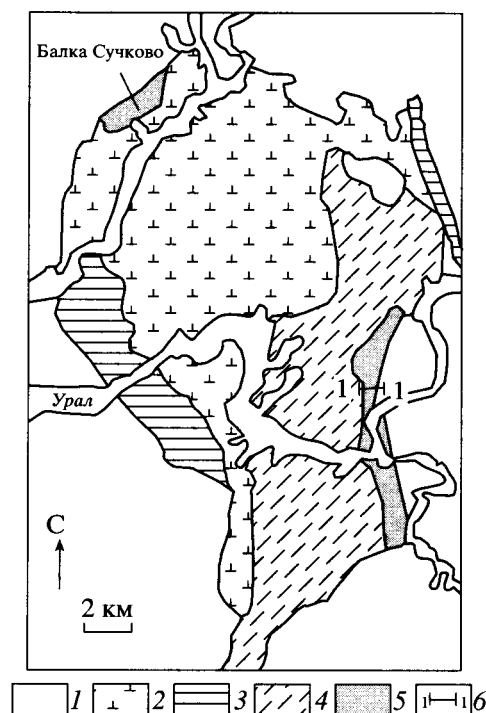


Рис. 2. Схема геологического строения Хабарнинского мафит-ультрамафитового массива (аллохтона) по материалам ПГО «Оренбурггеология». 1 – палеозойские вулканогенно-осадочные и метаморфические толщи обрамления; 2 – офиолитовый дунит-гарцбургитовый комплекс; 3 – комплекс параллельных диабазовых даек и расслоенная мафит-ультрамафитовая серия (аккермановский комплекс); 4 – восточно-хабарнинский дунит-клинопироксенит-вебстерит-габбро-норитовый комплекс (ВХК); 5 – амфиболиты и другие метаморфические породы в подошве аллохтона; 6 – изученный геологический разрез с гранатовыми амфиболитами (рис. 3).

род, с обособлением кварц-полевошпатовых мигматитов в амфиболитах и формированием секущих плагиогранитных жил. Главные породообразующие минералы амфиболитов представлены: высокожелезистым ($f = 0.8$ – 0.85) синевато-зеленым гастингситом (30–50%), буровато-красным, существенно, альмандиновым гранатом (10–20%), андезином (20–30%), кварцем (5–10%) и ильменитом (4–5%). Акцессорные минералы представлены апатитом и цирконом. В качестве более ранней, реликтовой ассоциации были установлены ферроавгит и грюнерит, образующие включения в гастингситах. Грюнерит, как известно, легко замещает железистый ортопироксен при диафорезе гранулитов в условиях амфиболитовой фации. Это дает основание предполагать, что гранатовые амфиболиты образовались на месте двупироксеновых кристаллических сланцев.

По химическому составу гранатовые амфиболиты не соответствуют магматическим породам основного состава. Они характеризуются повы-

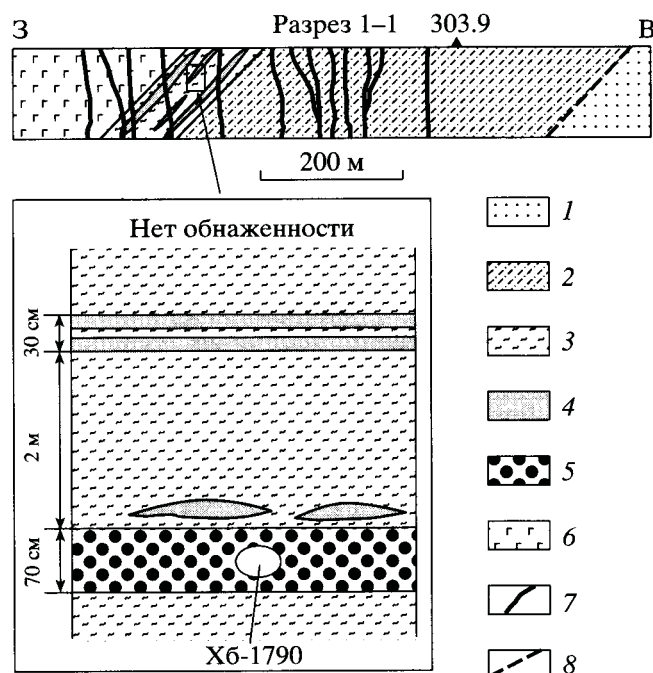


Рис. 3. Упрощенный геологический разрез по линии 1-1 (рис. 2) с детальной зарисовкой обнажения с гранатовыми амфиболитами (Х6-1790). 1 – аркозовые песчаники и конгломераты кидрясовской свиты, O_1 (автохтон); 2–5 – подошва аллохтона: 2 – амфиболиты рассланцованные, 3 – амфиболиты тонкополосчатые, деформированные, переслаивающиеся с кварцитами и кварцито-гнейсами, 4 – амфибол-гранатовые кварциты и кварцито-гнейсы, 5 – гранатовые амфиболиты; 6 – габбро-нориты ВХК; 7 – дайки габбро-диабазов; 8 – след надвига.

шенными содержаниями SiO_2 53–58%, высокими содержаниями титана и суммарного железа (3–4% TiO_2 и 20–22% $FeO_{\text{сум}}$), пониженными относительно базальтовой контектики концентрациями глинозема, кальция и магния (табл. 1). Железистость пород достигает 0.7–0.8 и явно выходит за пределы значений этого параметра, характерные для основных магматических пород. Гранатовые амфиболиты обладают субгоризонтальным распределением РЗЭ на уровне 50–70 хондритовых стандартов, что также выделяет их из сообщества магматических пород. Нормативный состав гранатовых амфиболов (CIPW) соответствует двупироксен-кварц-плагиоклазовым кристаллосланцам, содержащим до 20% кварца, около 40% среднего плагиоклаза (андезина), до 25% пироксенов и 4–5% ильменита, что подкрепляет предположение о гранулитовом субстрате амфиболитов, сделанное выше. Вероятно, протолитом гранатовых амфиболитов или более ранних двупироксеновых сланцев, по которым они образовались, могли послужить железистые осадочные породы типа мелановакк. Параметры метаморфизма соответ-

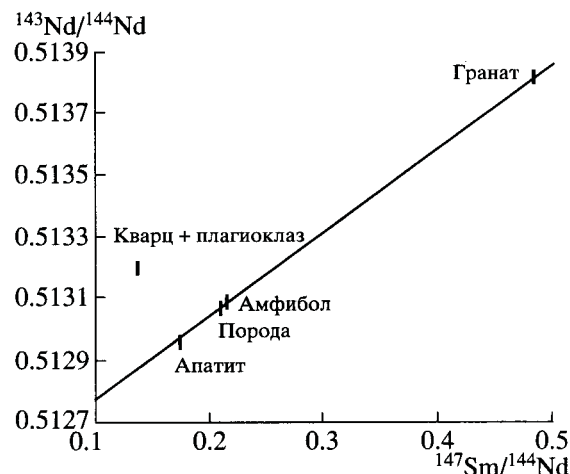


Рис. 4. Изохронная диаграмма $^{143}Nd/^{144}Nd$ – $^{147}Sm/^{144}Nd$ для гранатового амфиболита (Х6-1790) и мономинеральных фракций апатита, амфибола, граната и кварц-полевошпатового концентрата, выделенных из этой породы. $T = 415 \pm 8$ млн. лет, $СКВО = 1.3$, $\epsilon_{Nd}(T) = +7.7$.

ствуют верхам амфиболитовой фации умеренных давлений, $T = 650$ – $850^\circ C$, $P = 5$ – 6 кбар [2].

Изотопное Sm–Nd-датирование проведено в лаборатории Геологического института КНЦ РАН (г. Апатиты) на семиканальном термоионизационном масс-спектрометре “Finnigan MAT-262” (RPQ) в статическом режиме. Химическое разложение пород и минералов проводилось по методике [3]. В качестве ионизаторов использовались ренийевые ленты, а пробы наносились на танталовые ленты с микрокаплей разбавленной H_3PO_4 . Погрешность воспроизводимости определений изотопного состава Nd стандарта La Jolla, равного 0.511833 ± 6 (2σ , $N = 11$), не превысила 0.0024% (2σ). Такая же погрешность получена при измерениях параллельных анализов японского стандарта JNd1 = 0.512072 ± 2 (2σ , $N = 44$). Ошибка в $^{147}Sm/^{144}Nd$ -отношениях принята при статистическом обчете концентраций Sm и Nd в стандарте BCR-1 и составляет 0.2% (2σ) – среднее значение из семи измерений. Холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd равно 0.3 нг и по Sm равно 0.06 нг. Измеренные изотопные отношения Nd были нормализованы по отношению $^{148}Nd/^{144}Nd = 0.241570$, а затем пересчитаны на отношение $^{143}Nd/^{144}Nd$ в стандарте La Jolla = 0.511860. На Sm–Nd-изотопное датирование отобраны порода, монофракции граната, амфибола и апатита, а также кварц-полевошпатового концентрата (табл. 1). Минеральная Sm–Nd-изохрона, построенная по четырем точкам, отражает возраст, равный 415 ± 8 млн. лет при $СКВО = 1.3$ и $\epsilon_{Nd}(T) = +7.7$ (рис. 4). Можно отметить, что координата точки кварц-полевошпатового концентрата не взята в расчет изохроны

Таблица 1. Состав гранатовых амфиболитов (Хб-1790), представительные анализы амфибола и граната и измеренные в них содержания Sm и Nd и изотопные отношения

Компонент	Амфиболит (порода)	Гастингсит	Гранат	Апатит	Кварц + плагиоклаз
SiO ₂	52.52	42.39	37.69		
TiO ₂	3.24	1.87	0.07		
Al ₂ O ₃	9.00	9.86	20.82		
FeO*	19.36	26.63	30.86		
MnO	0.33	0.26	1.82		
MgO	2.92	4.19	1.96		
CaO	7.86	10.09	7.32		
Na ₂ O	2.2	1.86			
K ₂ O	0.40	0.35			
P ₂ O ₃	0.62				
П.п.п.	1.00				
Сумма	99.44	97.50	100.54		
Fe/(Fe + Mg)	0.79	0.78	0.90		
Sm, г/г	12.687	19.149	7.454	163.400	0.08
Nd, г/г	36.411	53.794	9.311	565.264	0.371
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0.210637	0.215187	0.483983	0.174745	0.129473
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.513069 ± 5	0.513090 ± 22	0.513812 ± 12	0.512966 ± 10	0.513205 ± 54

Примечание. FeO* – все железо в виде FeO. Состав породы определен рентгенофлуоресцентным методом на CPM-18, а минералов – на рентгеновском микроанализаторе JXA-5 в Институте геологии и геохимии УрО РАН. Содержания Sm и Nd и изотопные отношения определялись в Геологическом институте КНЦ РАН (Апатиты, см. текст).

вследствие, по-видимому, неполной замкнутости Sm–Nd-системы агрегата.

Полученный новый изохронный Sm–Nd-возраст, равный 415 ± 8 млн. лет, свидетельствует о раннедевонском возрасте гранатовых амфиболитов в подошве Хабаровинского мафит-ультрамафитового аллохтона. Этот результат хорошо сопоставляется с ранее полученным K–Ar-возрастом амфиболитов подошвы надвига (415 ± 5 млн. лет) [7]. Возраст, соответствующий раннему девону (410 ± 6 млн. лет), был определен недавно методом LA-ICP-MS по цирконам из мигматизированных амфиболитов урочища Жарлы-Бутак в юго-западном экзоконтакте Кемпирсайского офиолитового массива [5]. Известно также единичное определение возраста хабаринских амфиболитов K–Ar-методом по амфиболу, равное 427 млн. лет, приведенное в обзоре [6]. С учетом ошибки определений все эти результаты совпадают. Таким образом, можно уверенно говорить о раннедевонском возрасте динамометаморфизма, связанного с обдукцией гигантских офиолитовых аллохтонов в Сакмарской зоне Южного Урала.

Приведенные выше данные о времени формирования метаморфических пород в обрамлении офиолитовых массивов Сакмарской зоны близки к изотопно-геохронологическим определениям возраста

самых перидотитов, наиболее древние значения для которых не опускаются ниже 427 млн. лет [13]. Эти же геохронологические исследования показывают, что эндогенная активность в офиолитовых комплексах продолжалась вплоть до среднего девона (до 380–370 млн. лет), времени максимального проявления высокобарического метаморфизма в зоне Главного уральского глубинного разлома [9] и заключительных импульсов мантийного магматизма, “запечатывающего” офиолитовые надвиги [8,13]. Раннедевонский рубеж в 400 млн. лет рассматривается многими исследователями [1 и др.] как переход к эпохе коллизии более древних океанических и островодужных комплексов с краем Восточно-Европейского палеоконтинента и связанного с ней метаморфизма.

Раннедевонский возраст амфиболитового динамометаморфизма противоречит представлениям о том, что с конца ордовика до среднего девона включительно в Сакмарской зоне не происходило образования шарьяжей, поскольку в это время отмечается относительно спокойное осадконакопление в разных фациальных обстановках [4, 9]. Однако С.В. Руженцев [10] предполагал, что уже в позднем силуре на Южном Урале начинаются процессы сжатия, переходящие в позднем девоне в шарьирование океанических комплексов на

край Восточно-Европейской платформы. Исследования, проводимые А.В. Рязанцевым с коллегами в последние годы [11 и др.], убедительно показывают широкое проявление в Сакмарской зоне среднеордовикского вулканизма, который они связывают с активностью Губерлинской островной дуги. По мнению этих авторов, в силуре происходит отмирание Губерлинской дуги, восточнее которой закладывается новая субдукционная зона западной вергентности, приведшей к формированию Магнитогорской островодужной системы девонского возраста. Отметим, что вулканогенно-осадочные отложения губерлинской свиты развиты непосредственно в северном обрамлении Хабаровинского аллохтона и, согласно геологическим наблюдениям, погружаются под перидотиты. Принимая во внимание весьма пестрый состав метаморфических пород в подошве Хабаровинского аллохтона [2], присутствие здесь метатерригенных образований и туфогенно-осадочных комплексов островодужного типа, можно предположить, что мы имеем дело с фрагментом аккреционной призмы, на которую в раннем девоне были обдущированы офиолитовые аллохтоны Сакмарской зоны. Вероятно, что аккреционная призма входила в состав Губерлинской островной дуги, ордовикский возраст которой этому не противоречит.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 06-05-64795-а, 04-05-64179 и 04-05-96009-р2004урал_а), целевой программы междисциплинарных проектов УрО РАН, СО РАН 2005 г., гранта Фонда содействия отечественной науке и грантов Президента РФ по поддержке ведущих научных школ – НШ-4210.2006.5, НШ-2305.2003.5, а также Гос. контракта ОНЗ РАН-06.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев В.Л. Изотопная геохронология ультрамафит-мафитовых и гранитоидных ассоциаций восточного склона Полярного Урала. Сыктывкар: Геопринт, 2004. 44 с.
2. Бирюзова А.П., Пушкарёв Е.В. В сб.: Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2004. С. 99–103.
3. Журавлев А.З., Журавлев Д.З., Костицин Ю.А., Чернышов И.В. // Геохимия. 1987. № 8. С. 1115–1129.
4. Иванов К.С., Пучков В.Н. Геология Сакмарской зоны (новые данные). Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1984. 86 с.
5. Краснобаев А.А., Беа Ф., Ферштатер Г.Б., Монтеро П. В сб.: Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. С. 211–216.
6. Овчинников Л.Н., Степанов А.И., Краснобаев А.А., Дунаев В.А. В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: ИГиГ УФА АН СССР, 1969. С. 173–204.
7. Пушкарёв Е.В., Калеганов Б.А. // ДАН. 1993. Т. 328. № 2. С. 241–245.
8. Пушкарёв Е.В., Чант Р., Тэйлор Р. В кн.: Ежегодник-2004. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2005. С. 283–289.
9. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
10. Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны. (Тектоническая природа и структурное положение.). М.: ГИН АН СССР, 1976. 173 с.
11. Рязанцев А.В., Борисенко Д.В., Дубинина С.В. и др. В кн.: Очерки по региональной тектонике. Т. 1. Южный Урал. М.: Наука, 2005. С. 84–134.
12. Соболев С.Ф., Панях Н.А. // Изв. АН СССР., Сер. геол. 1992. № 1. С. 22–42.
13. Melcher F., Grum W., Thalhammer T.V., Thalhammer O.A.R. // Miner. deposita. 1999. V. 34. P. 250–272.