

**К ВОПРОСУ О ЗАВИСИМОСТИ СОСТАВА РУДНЫХ АССОЦИАЦИЙ
ОТ ГЛУБИНЫ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ
И ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫХ УСЛОВИЙ
(на примере железорудных месторождений Тагило-Кушвинского рудного района)**

Ю.А. Полтавец, З.И. Полтавец, Г.С. Нечкин

Характер и тип железорудения, его состав и структурно-морфологические особенности, интенсивность и масштабность в значительной степени определяются как формационной принадлежностью рудовмещающих магматитов, так и его положением в вулcano-плутонической структуре. Сейчас совершенно ясно, что пространственная связь оруденения с вулcano-плутоническими комплексами в большинстве своем является генетической, вследствие чего основные петро-геохимические и минералогические особенности руд и околорудных пород коррелируют с петрографическим составом продуктивных комплексов. Одним из важных факторов, обуславливающих эту коррелируемость, является глубина формирования периферических флюидно-магматических очагов; различаются приповерхностный, субвулканический и гипо-мезоабиссальный уровни глубинности [Дымкин и др., 1990; Полтавец и др., 2003 и др.]. В настоящей работе предпринята попытка сопоставить особенности составов рудных ассоциаций ряда месторождений, относящихся к одному рудному узлу (Тагило-Кушвинскому) и сформированных в условиях различных фаций глубинности, и на основе сравнительного анализа их особенностей, с учетом соответствующих экспериментальных данных, получить приближенно-количественную оценку физико-химических условий образования мес-

орождений. По геологическим данным такой ряд может быть представлен рудами следующих месторождений (в порядке увеличения глубины их формирования): скарновые руды Гороблагодатского, Лебяжинского месторождений – руды пироксен-плаггиоклазовых роговиков Естюнинского месторождения – титаномагнетитовое оруденение в габброидах Волковского месторождения – титаномагнетитовое оруденение в пироксенитах Баронского месторождений. Геологическое строение и минералого-геохимические особенности состава руд этих месторождений достаточно полно освещены в литературе [Овчинников, 1960; Овчинникова, 1976; Скарновые..., 1985; Формации..., 1984 и др].

Известно, что для интерпретации вероятных P-T-условий образования магматических пород наиболее информативными минералами являются клинопироксен и сосуществующий с ним титаномагнетит (магнетит) [Фролова и др., 1989]. В связи с этим нами по литературным данным было изучено изменение состава синтезированных клинопироксенов от давления в экспериментах из расплавов базальтового и диоритового составов в широком интервале давлений 1 атм- 10 кбар [Грин Д.Х. и др., 1968; Meen James K., 1990; Sisson T.W. and Grove T.L. 1993]. Выполненный нами корреляционный анализ (табл.1) между содержаниями главных компонентов клинопироксенов и давлением показал,

Таблица 1

Коэффициенты парной корреляции между давлением и содержаниями главных компонентов синтезированных клинопироксенов (при уровне значимости 0.05).

Компоненты	P, kb	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	SiO ₂	CaO/Al ₂ O ₃	Fe/FeMg	Di
P, kb		0.95			-0.77	-0.91		
SiO ₂	-0.77							
Al ₂ O ₃	0.95		0.63	-0.58		-0.88		-0.69
MgO		0.63		-0.60		-0.64	-0.56	-0.51
CaO		-0.58	-0.60			0.59		0.96
CaO/Al ₂ O ₃	-0.91	-0.88	-0.64	0.59				0.65
f			-0.56					
Di		-0.69	-0.51	0.96		0.65		

Примечание. $f = (0.9\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) / (0.9\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})$, мас.%, Di – диопсидовый минал.

что наиболее сильная зависимость от давления наблюдается для Al_2O_3 ($r=0.95$) и отношения CaO/Al_2O_3 ($r = -0.91$).

В условиях опытов с расплавами базальтового состава с увеличением давления на 1 кбар содержание Al_2O_3 в клинопироксенах возрастает примерно на 1,5 %. [Meen James K., 1990; Sisson .W. and Grove T.L. 1993; Грин Д.Х. и др., 1968]. Влияние температуры кристаллизации клинопироксенов в зависимости от водонасыщенности системы сказывается по-разному. Так, если в присутствии воды снижение температуры кристаллизации клинопироксена на 30-50° С приводит к уменьшению содержания Al_2O_3 в клинопироксенах приблизительно на 0.5%, то в сухих условиях – наоборот, к возрастанию глинозема примерно на 1.0%. Что же касается влияния субстрата, то здесь картина еще менее определена, поскольку практически все известные авторам данные относятся к опытам с расплавами базальтового состава, за исключением единичных опытов с расплавами кварц-диоритового состава. Так, например, в опытах с базальтовыми расплавами при 10 кбар в сухих условиях содержание Al_2O_3 в клинопироксенах варьирует в пределах 6-7,3%, а в расплавах кварц-диоритового состава и в присутствии водного флюида содержание Al_2O_3 составляет 5.2% при 9 кбар, то есть разница в содержаниях Al_2O_3 не так велика. По-видимому, влияние исходного расплава (субстрата) не имеет серьезного значения для интерпретации РТ-условий кристаллизации клинопироксенов природных объектов. Таким образом, из экспериментов следует, что в силикатных системах в процессе кристаллизации клинопироксенов в присутствии водного флюида в них должно происходить снижение содержания Al_2O_3 по сравнению с сухими ус-

ловиями (в условиях равного давления), что будет приводить к заниженной оценке давления процессов петро-рудогенеза, определяемой по глинозему. Поскольку кристаллизация природных пироксен-титаномагнетитовых (магнетитовых) ассоциаций происходит с участием водного флюида и в широком интервале температур, то в клинопироксенах должны наблюдаться значительные вариации в содержаниях Al_2O_3 и для получения достоверной оценки среднего содержания необходима репрезентативная совокупность данных. В целом можно констатировать, что клинопироксены, кристаллизация которых происходит в менее глубинных условиях и при меньшей температуре в присутствии водного флюида, будут содержать меньше глинозема по сравнению с высокobarными условиями их кристаллизации.

Для того, чтобы выяснить, как согласуются эти зависимости с таковыми в природных условиях, нами были изучены клинопироксены из пород и руд месторождений различных фаций глубинности. Их составы отражены в таблице 2.

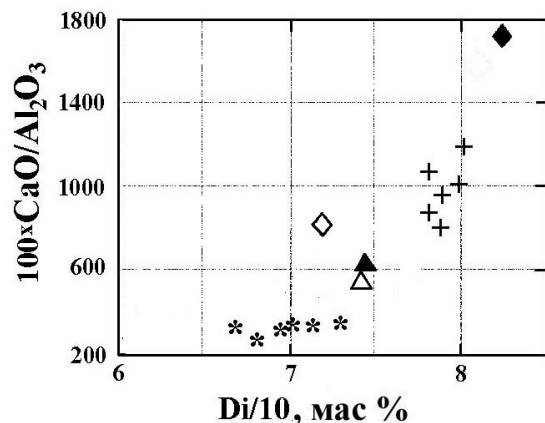
На трехкомпонентной диаграмме Mg – Ca – Fe (атом.%) [Дир и др., 1966] клинопироксены занимают различное положение: составы моноклинных пироксенов Волковского и Баронского месторождений находятся в пограничной зоне между полем салита и авгита, а клинопироксены Естюнинского и Лебяжинского месторождений тяготеют к верхней границе поля салита и нижней фассаита.

На рис.1 и 2 показаны средние составы клинопироксенов изученных месторождений в сопоставлении с экспериментальными данными [Meen, 1990].

На приведенных диаграммах видно, что

Рис.1. Соотношение Al_2O_3 и MgO в клинопироксенах из рудоносных пород месторождений.

1 – из рудных габброидов Волковского месторождения (14 анализов), 2 – из рудных пироксенитов Баронского месторождения (9 анализов), 3 – из пироксен-плаггиоклазовых роговиков Естюнинского месторождения (7 анализов), 4 – из скарнов Лебяжинского месторождения (13 анализов). 5-6 – экспериментальные данные [Meen, 1990]: 5 – при 1атм, 6 – при 10 кбар. Диаграмма составлена по данным табл. 2.



Химический состав клинопироксенов из месторождений Тагило-Кушвинского рудного района (мас.%)

Компоненты	Баронское (9)	Волковское (14)	Естюнинское (7)	Лебяжинское (13)
SiO ₂	<u>48.91</u> 47.40-51.54	<u>49.40</u> 48.02-51.94	<u>49.39</u> 48.72-49.86	<u>50.58</u> 48.34-52.40
TiO ₂	<u>0.64</u> 0.44-1.100	<u>0.59</u> 0.45-0.85	<u>0.25</u> 0.10-0.50	<u>0.22</u> 0.00-1.16
Al ₂ O ₃	<u>3.91</u> 2.44-5.30	<u>3.55</u> 2.45-5.45	<u>2.89</u> 2.34-3.60	<u>2.09</u> 0.75-3.49
Fe ₂ O ₃	<u>3.66</u> 1.88-6.23	<u>2.98</u> 1.73-4.87	<u>6.02</u> 4.48-7.36	<u>3.28</u> 1.25-5.30
V ₂ O ₅	<u>0.056</u> 0.01-0.13	<u>0.078</u> 0.04-0.13	<u>0.06</u> 0.03-0.09	-
FeO	<u>6.07</u> 4.23-8.66	<u>5.89</u> 3.69-7.58	<u>6.71</u> 5.03-9.62	<u>3.37</u> 1.40-8.90
MnO	<u>0.27</u> 0.07-0.43	<u>0.18</u> 0.03-0.34	<u>0.54</u> 0.38-0.67	<u>0.58</u> 0.42-0.99
MgO	<u>13.59</u> 12.43-14.3	<u>14.46</u> 12.90-15.73	<u>10.65</u> 10.24-11.06	<u>15.39</u> 13.33-18.43
CaO	<u>20.71</u> 20.33-21.55	<u>20.40</u> 19.14-21.95	<u>22.06</u> 21.37-22.49	<u>24.22</u> 23.58-25.34
Na ₂ O	<u>0.46</u> 0.23-0.60	<u>0.48</u> 0.30-0.98	<u>1.00</u> 0.80-1.27	<u>0.43</u> 0.14-0.74
K ₂ O	<u>0.08</u> 0.00-0.16	<u>0.18</u> 0.05-1.00	<u>0.02</u> 0.00-0.06	<u>0.08</u> 0.01-0.23
f	<u>0.41</u> 0.36-0.45	<u>0.37</u> 0.34-0.41	<u>0.53</u> 0.49-0.57	<u>0.32</u> 0.19-0.57
Fe ₂ O ₃ /FeO*	<u>0.39</u> 0.24-0.63	<u>0.35</u> 0.21-0.60	<u>0.51</u> 0.33-0.61	<u>0.50</u> 0.29-0.74

Примечание. $f = (0.9Fe_2O_3 + FeO) / (0.9Fe_2O_3 + FeO + MgO)$, $Fe_2O_3/FeO^* = Fe_2O_3 / (0.9Fe_2O_3 + FeO)$. В числителе – среднее арифметическое содержание компонента, в знаменателе – интервал колебаний его содержаний. В скобках – число проб. При составлении таблицы использованы материалы Я.П. Баклаева, Е.И. Клевцова, В.Г. Фоминых, а также Л.Н. Овчинникова [1960], В.Г. Фоминых [1963, 1979, 1984, 1987 и др.], Л.В. Овчинниковой [1976].

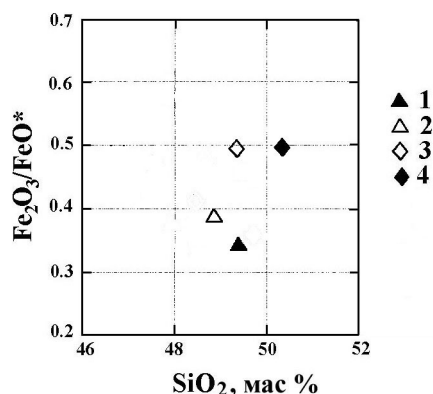


Рис.2. Диаграмма изменения отношения $100CaO / Al_2O_3$ в зависимости от диоксидового минала (Di/10) в клинопироксенах из рудоносных пород месторождений.

Условные обозначения – см. рис.1.

фигуративные точки средних составов пироксенов рассматриваемых месторождений по отношению к экспериментальным данным располагаются по-разному: клинопироксены Лебяжинского месторождения расположены в области малых давлений ($\ll 1$ кбар), клинопироксены Баронского и Волковского месторождений соответствуют более высоким значениям давления (около 5 кбар), а пироксены Естюнинского месторождения занимают промежуточное положение (1-2 кбар). Поэтому с достаточным основанием можно сделать вывод об образовании клинопироксенов из рудоносных пород рассматриваемых месторождений при разных давлениях: пироксены Лебяжинского месторождения

Химический состав титаномагнетитов и магнетитов из месторождений Тагило-Кушвинского рудного района (мас.%)

Компоненты	Баронское (5)	Волковское (13)	Естюнинское (8)	Лебяжинское (12)
O ₂	<u>2.60</u> 1.35-3.85	<u>6.40</u> 3.75-8.25	<u>0.80</u> 0.20-1.51	<u>0.51</u> 0.21-0.94
Al ₂ O ₃	<u>1.17</u> 0.46-1.88	<u>1.47</u> 0.26-3.06	<u>1.16</u> 0.47-2.20	<u>1.59</u> 0.33-2.27
Fe ₂ O ₃	<u>61.9</u> 59.65-64.18	<u>56.41</u> 48.90-61.67	<u>66.20</u> 63.00-68.10	<u>66.88</u> 64.93-68.50
V ₂ O ₅	<u>0.385</u> 0.38-0.39	<u>1.14</u> 0.90-1.54	<u>0.24</u> 0.18-0.30	<u>0.23</u> 0.06-0.32
Cr ₂ O ₃	<u>0.495</u> 0.49-0.50	<u>0.21</u> 0.13-0.46	<u>0.07</u> 0.01-0.27	<u>0.09</u> (1)
FeO	<u>28.79</u> 28.47-29.12	<u>30.12</u> 28.46-32.87	<u>29.55</u> 26.0-32.82	<u>28.11</u> 26.69-29.15
MnO	<u>0.21</u> 0.14-0.28	<u>0.33</u> 0.14-0.61	<u>0.21</u> 0.03-0.40	<u>0.30</u> 0.05-0.51
MgO	<u>1.09</u> 0.86-1.33	<u>0.88</u> 0.00-1.61	<u>0.39</u> 0.11-0.78	<u>0.61</u> 0.15-0.93
Fe ₂ O ₃ /FeO*	<u>0.71</u> 0.66-0.74	<u>0.70</u> 0.65-0.73	<u>0.74</u> 0.70-0.78	<u>0.76</u> 0.74-0.77

Примечание. См. табл. 2.

образовались в условиях малых приповерхностных глубин, Естюнинское соответственно в условиях большей глубинности, а наиболее глубинными являются клинопироксены Волковского и Баронского месторождений.

Кроме условий глубинности, большое значение для формирования рудных ассоциаций имеет также режим окислительно-восстановительных и температурных условий среды минералообразования [Фоминых, 1979; Полтавец и др., 2003 и др.], в частности это относится к железистости (f) и степени окисленности (Fe₂O₃/FeO*) железа в клинопироксенах, титаномагнетитах и магнетитах (табл. 2, 3).

Как видно на рисунке 3, наибольшей окисленностью железа в клинопироксенах характеризуются Естюнинское и Лебяжинское, а наименьшей – Волковское и Баронское месторождения. Степень окисленности железа в них при этом не обнаруживает какой-либо связи ни с масштабами оруденения, ни с фациями глубинности: вероятнее всего, она является отражением окислительно-восстановительных и температурных условий среды минералообразования. Известно, что показателем этих условий является также и состав ассоциирующих с

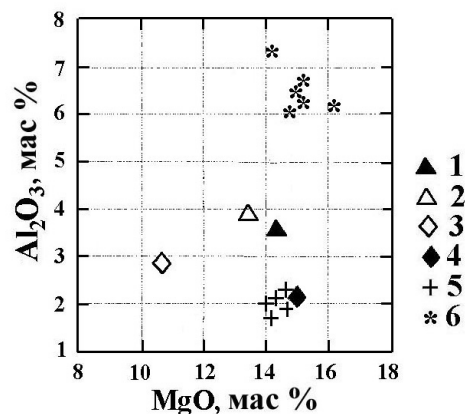


Рис.3. Соотношение (Fe₂O₃/FeO*) и SiO₂ в клинопироксенах из месторождений Тагило-Кушвинского рудного района.

Условные обозначения – см. рис.1.

Среднее содержание MnO в сосуществующих пироксенах и титаномагнетитах (магнетитах) (мас.%)

Минерал	Месторождения			
	Волковское (5)	Баронское (3)	Естюнинское(5)	Лебяжинское(4)
Клинопироксен	0.35	0.39	0.51	0.55
Титаномагнетит	0.34	0.21	0.21	0.22
$K_d^{Mn/CPx}$	0.97	0.54	0.41	0.40

пироксенами рудных минералов (магнетита, титаномагнетита). Действительно, из табл. 3 видно, что сосуществующие с пироксенами титаномагнетиты Волковского и Баронского месторождений характеризуются в целом также меньшими значениями Fe_2O_3/FeO^* и, наоборот, более высокими концентрациями в них титана и ванадия по сравнению с магнетитами Естюнинского и Лебяжинского месторождений. Это обусловлено замещением этими элементами трехвалентного железа в структуре рассматриваемых минералов и более восстановительным режимом их формирования.

Особый интерес представляет анализ характера распределения марганца между сосу-

ществующими пироксенами, титаномагнетитами и магнетитами. Как видно из табл. 4, наблюдаются противоположно направленные тренды в изменении содержания марганца в этих минералах.

Особенности поведения Mn могут быть объяснены следующей схематической реакцией:

$$1/2 Mn_2SiO_4 + Fe_2SiO_4 + 1/2 O_2 = MnFe_2O_4 + 1.5SiO_2,$$

которая характеризуется следующими величинами изменения изобарного потенциала Гиббса ΔG для $T = 600$ и $900^\circ C$: $\Delta G^{600} = 21.07$ ккал, $\lg K_p^{600} = -5.28$ и $\Delta G^{900} = 11.01$ ккал., $\lg K_p^{900} = -2.07$. Расчет реакции проведен с учетом изменения объема твердых фаз, фугитивно-

Средние содержания благородных металлов (г/т) в рудных минералах месторождений

Месторождения	Pd		Pt		Au		Ag	
	n	X	n	X	n	X	n	X
Оксиды (магнетиты и титаномагнетиты)								
Лебяжинское	12	<u>0.076</u> 0.005-0.370	17	<u>0.012</u> 0.007-0.028	24	<u>0.35</u> 0.01-4.04	17	<u>0.88</u> 0.10-6.00
Естюнинское	9	<u>0.082</u> 0.006-3.300	8	<u>0.015</u> 0.010-0.088	8	<u>0.15</u> 0.01-0.67	7	<u>0.41</u> 0.33-0.44
Волковское	11	<u>1.215</u> 0.011-4.830	14	<u>0.029</u> 0.009-0.170	14	<u>0.36</u> 0.01-1.63	11	<u>2.18</u> 0.20-7.56
Сульфиды (борнит, халькопирит, пирит)								
Лебяжинское	19	<u>0.654</u> 0.005-4.000	20	<u>0.030</u> 0.007-0.099	56	<u>1.65</u> 0.03-5.96	20	<u>9.76</u> 0.25-53.84
Естюнинское	7	<u>1.650</u> 0.520-23.000	7	<u>0.210</u> 0.049-0.600	7	<u>0.23</u> 0.06-0.67	3	<u>1.38</u> 0.41-1.90
Волковское	26	<u>7.937</u> 0.042-25.200	25	<u>0.327</u> 0.010-1.600	29	<u>1.42</u> 0.03-8.00	23	<u>59.36</u> 0.43-168.84

Примечание. В числителе – среднее арифметическое содержание компонента, в знаменателе – интервал колебаний его содержания. n – число проб.

сти кислорода по FMQ – буферу, коэффициента активности кислорода при $P = 5$ кбар в заданном интервале температур (Мельник, 1978). Из константы равновесия $K_p = (\alpha \text{Mn}_{\text{Mt}} / \alpha \text{Mn}_{\text{Px}}^{1/2}) / (\alpha \text{Fe}_{\text{Px}} * f\text{O}_2^{1/2} / \alpha Q^{1.5})$ следует, что в обменных реакциях в условиях равновесности активность (концентрация Mn) в оксидах железа будет возрастать с повышением температуры и фугитивности кислорода, при одновременном падении содержаний Mn в сосуществующих пироксенах, что приводит к росту константы распределения $K_d^{\text{Mt/cPx}}$ для пироксен-титаномагнетитовых ассоциаций, формирующихся в более высокотемпературных и, вероятно, более глубинных условиях. Уменьшение коэффициента распределения $K_d^{\text{Mt/cPx}}$ в ряду: рудные пироксениты – габбро – Rх-Pl роговики – Rх-Gr скарны связано, как следует из приведенной выше обменной реакции, с падением температуры и фугитивности кислорода среды минералообразования.

Кроме отмеченных выше элементов-примесей, нами было рассмотрено поведение Pd, Pt, Au и Ag в рудных ассоциациях (табл.5). Данные табл. 5 свидетельствуют о вполне закономерном поведении благородных металлов в месторождениях, сформированных на разных глубинах геологического разреза: от менее глубинных скарнов (Лебяжинское) к более глубинным пироксен-плагиоклазовым роговикам (Естюнинское) и титаномагнетитовым рудам в габброидах (Волковское месторождение), прослеживается явная тенденция к увеличению концентраций Pd и Pt в оксидах и сульфидах. При этом в указанном ряду проявлена общая для всех типов месторождений закономерность, заключающаяся в заметном преобладании Pd над Pt.

Таким образом, рассмотренные минералого-геохимические особенности рудных ассоциаций месторождений свидетельствуют о коррелируемости их составов с фациями глубинности, их формирование происходило в диапазоне глубинности от мезоабиссальной до субвулканической фаций.

Следует также отметить особенность Естюнинского месторождения: по своим главным минералого-геохимическим особенностям руды естюнинского типа безусловно близки к рудам скарнового типа и в связи с этим в рудно-формационном отношении должны относиться к группе скарновых месторождений, а не к титаномагнетитовой, как это иногда делается [Формации...,1984].

Список литературы

- Грин Т.Х. Экспериментальное исследование генезиса анортозитов при высоких давлениях // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 229-255.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Том 2. М.: Мир, 1965. 406 с.
- Дымкин А.М., Полтавец Ю.А., Холоднов В.В. и др. Скарново-магнетитовая система // Главные рудные геолого-геохимические системы Урала. М.: Наука, 1990. С. 119-177.
- Мельник Ю.П. Термодинамические свойства газов в условиях глубинного петрогенезиса. Киев: Наукова думка, 1978. 151 с.
- Овчинникова Л.В. Метасоматиты и руды Лебяжинского железорудного месторождения. М.: «Недра», 1976. 195 с.
- Овчинников Л.Н. Контактново-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. Свердловск, УФАН СССР, 1960. 495 с.
- Плошкина Е.А., Фоминых В.Г. О составе моноклинных пироксенов некоторых пород Урала // Магматизма, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, УФАН СССР. 1963. С. 463-466.
- Полтавец Ю.А. Возможные физико-химические параметры формирования габброидов Волковского массива // Ежегодник-2003. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН 2004. С. 187-189.
- Полтавец Ю.А., Полтавец З.И. Валерьяновский вулканоплутонический пояс: проблемы связи магматизма и рудообразования // Петрология. 2003. Том 11. N 2. С.179-195.
- Скарновые месторождения. Под ред. акад. Д.С. Коржинского. М.: Наука, 1985. 248 с.
- Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989. 261 с.
- Фоминых В. Г. Условия образования титаномагнетитовых месторождений Урала // Генезис оруденения в базитах и гипербазитах. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. С.57-69.
- Формации титаномагнетитовых руд и железистых кварцитов // Железорудные месторождения Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 264 с.
- Meen James K. Elevation of potassium content of basaltic magma by fractional crystallization: the effect of pressure // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. V. 104. № 3. P. 309-321.
- Sisson T.W. and Grove T.L. Temperatures and H₂O contents of low-MgO high-alumina basalts // Contrib. Mineral Petrol. 1993. V. 113. P. 167-184.