

О КОЭФФИЦИЕНТЕ ОКИСЛЕНИЯ (F) ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД ВЕРХНЕ-КОНДОМСКОГО ГРАНОДИОРИТОВОГО МАССИВА

Б. Ф. НИФАНТОВ

(Представлена проф. докт. А. М. Кузьминым)

В настоящей статье сделана попытка рассмотреть поведение отношения $F = \text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$ в различных участках одного из гранодиоритовых массивов Горной Шории. При этом автором вычислены коэффициенты окисления (F) как для неизмененных послемагматическими процессами интрузивных пород, так и для метасоматических и дайковых образований, возникших в результате послемагматической деятельности изучаемого массива.

Вопрос о роли кислорода в процессе становления магматических пород изучался многими исследователями: Ф. Ю. Левинсон-Лессингом, А. Н. Заварицким, Н. Боуэном, В. М. Гольдшмидтом, Д. С. Коржинским, В. В. Щербиной, А. Г. Бетехтиным, Т. Бартом и другими. В последнее время петрологи продолжают изучать поведение кислорода и его изотопов [6] в процессе петрогенезиса. С. И. Щукин [5] изучал отношение

$$\omega = \frac{\text{Fe}^{+3}}{\text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3}}$$
 в вулканогенных породах Южного Тянь-Шаня и пришел

к выводу, что коэффициент окисления (ω) может применяться при классификации вулканогенных пород как основной генетический признак, указывающий на глубинность образования вулканогенных продуктов. Ю. С. Куцев [2] пришел к выводам, близким выводам С. И. Щукина, изучая поведение отношения $F = \text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$, названного им коэффициентом окисления в интрузивных и эффузивных породах некоторых регионов Советского Союза и зарубежных стран. По мнению Куцева, главным фактором, определяющим величину парциального давления кислорода и отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$ в горных породах, является фактор глубинности. Указывается [2], что в общем случае величина F растет при переходе от глубинных магматических пород к осадочным в следующей последовательности: породы интрузивные глубинные \rightarrow породы жильные \rightarrow породы излившиеся \rightarrow породы пирокластические \rightarrow породы осадочные (обломочные).

Коэффициент окисления F не остается постоянным, изменяясь с течением времени под действием тех или иных причин. F интрузивных пород может меняться под действием автосоматических, наложенных гидротермальных и других процессов послемагматической деятельности. С другой стороны, в современном срезе интрузии величина F меняется в зависимости от степени выветрелости горных пород. Необходимо учитывать при отборе образцов для химического анализа и селектив-

ность выветривания. Известно, что в первую очередь выветривание проникает в интрузивные породы вдоль трещиноватости и матрацевидной отдельности. При этом закись железа окисляется до Fe_2O_3 и численное значение коэффициента F увеличивается. Следовательно, при изучении F вскрытого эрозией интрузива необходимо отбирать для анализов только свежие не затронутые выветриванием образцы. Кроме того, коэффициент окисления зависит от глубины залегания пород, от степени воздействия продуктов радиоактивного распада и длительного действия солнечных лучей на исследуемые породы.

В данной работе делается попытка выяснить изменение численной величины F в зависимости от минералогического и химического состава интрузивных пород, расположенных приблизительно на одном топографическом уровне в современном эрозионном срезе.

Ниже автор приводит примеры изменения коэффициента окисленности для свежих интрузивных и дайковых пород Верхне-Кондомского массива различных фаз внедрения и для интрузивных пород, измененных послемагматическими метасоматическими процессами.

Верхне-Кондомский гранодиоритовый массив находится в южной части Горной Шории, в верховьях р. Кондомы и ее правого притока речки Таймет.

В поле интрузива выделяются две различные по составу и времени формирования фазы: главная гранодиоритовая и более молодая трондьемитовая, секущая интрузивные породы главной фазы [4]. Кроме того, выделены участки метасоматически измененных пород, среди которых различаются калишпатизированные разновидности, внешне похожие на сиениты и интрузивные породы, измененные процессами магнезиального метасоматоза. Последние представляют собой метасоматические габбро-диориты и гигантозернистые горнблендиты, возникшие в виде отдельных участков в кровле и эндоконтактах Верхне-Кондомского гранодиоритового массива.

Коэффициент окисления интрузивных пород главной фазы внедрения

Интрузивные породы главной фазы внедрения представлены гранодиоритами, кварцевыми диоритами и диоритами, очень близкими друг другу по их химическому составу, отличающимися лишь некоторыми особенностями сложения и содержанием свободного кремнезема. Наиболее распространены в поле массива кварцевые диориты — макроскопически средне- и крупнозернистые породы слегка порфирировидные за счет наличия в их общей массе крупных 0,5—1 см выделений плагиоклазов, кварца или темноцветных минералов. При этом средние размеры породообразующих минеральных зерен, в основном слагающих породы, колеблются в пределах 0,2—0,4 см.

Под микроскопом породы главной фазы сложены олигоклазом № 21—23 (44—72%), кварцем (18—42%), ортоклазом (0,5—5%), роговой обманкой (3—11%), биотитом (1—7%). Акцессорные: магнетит, апатит, сфен, циркон. Минералогический состав интрузивных пород иллюстрируется табл. 1.

Породы главной интрузивной фазы характеризуются существенной изменчивостью по содержанию в отдельных точках массива плагиоклазов, кварца и обыкновенной роговой обманки.

По химическим особенностям кварцевые диориты и диориты главной фазы отличаются неравномерным содержанием кремнезема в анализах (46—69%), окиси магния (0,3—6,8%), окиси кальция (2,7—10,3%),

что обусловлено неравномерным распределением в массиве породообразующих минералов.

Значения F изменяются от 0,49 до 1,10, в среднем составляя 0,75. F не зависит от абсолютного количества темноцветных минералов в по-

Таблица 1

**Минералогический состав пород главной интрузивной фазы внедрения
Верхне-Кондомского гранодиоритового массива (в объемных процентах)**

№ п. н.	Номера образцов	Минералы									
		плагиоклаз	номер плагио-оклаза	кварц	ортоклаз	роговая обманка	биотит	магнетит	сфен	апатит	сумма
1	2022	68,0	22	17,7	4,6	4,2	—	2,5	1,5	1,5	100
2	2159	67,7	22	22,7	0,3	4,5	2,5	1,5	—	0,8	100
3	2156	71,9	22	20,1	3,3	2,8	1,1	0,8	—	—	100
4	2154/2	70,3	22	19,7	1,7	—	6,6	1,7	—	—	100
5	2153/3	44,5	22	42,3	—	11,9	—	—	1,3	—	100
Среднее		67,0	22	22	2,0	4,7	2,0	1,3	0,5	0,5	

роде, а отражает колебания количеств окиси и закиси железа в их составе (таблицы 2, 3).

Таблица 2

**Химический состав пород главной фазы внедрения
Верхне-Кондомского гранодиоритового массива (в весовых процентах)**

№ п.п.	Номера образцов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п. п. п.	F
1	2244/3	66,77	0,44	16,88	1,56	2,61	0,09	0,27	2,70	4,93	2,57	0,74	0,60
2	2263	69,26	0,35	16,12	1,25	2,25	0,07	0,66	2,37	4,95	2,50	0,41	0,56
3	96	68,43	0,36	15,98	1,83	1,66	0,08	0,80	3,12	4,42	2,52	0,35	1,10
4	2244	65,02	0,53	16,59	2,02	2,75	0,08	1,27	3,59	5,00	2,33	0,73	0,74
5	26	67,03	0,40	19,58	1,96	2,08	0,07	1,31	3,03	4,71	1,74	0,57	0,94
6	2243	65,69	0,49	16,22	2,05	2,64	0,06	1,33	3,69	4,91	2,08	0,45	0,78
7	2023	64,40	0,44	17,15	1,57	2,54	—	1,38	3,46	5,08	2,39	1,55	0,62
8	2173	57,98	0,83	18,75	2,86	3,94	0,12	2,25	5,52	4,53	1,83	0,50	0,72
9	46	59,05	0,86	18,69	2,12	4,10	0,15	2,46	2,91	5,06	2,34	1,62	0,52
10	48	58,37	0,79	17,11	3,31	3,48	0,06	3,30	5,40	4,03	2,32	0,88	0,95
11	2281	58,26	0,97	16,58	2,25	4,18	0,08	3,34	5,72	4,80	2,50	0,45	0,49
12	54	46,03	1,58	17,33	5,22	5,59	0,05	6,81	10,34	3,20	0,83	0,56	0,94

Среднее значение | 0,75

Химические анализы пород Верхне-Кондомского массива, приводимые здесь и ниже, выполнены химической лабораторией ЗСГУ.

Значение F роговых обманок из различных районов СССР

№ п.п.	Списочный номер	Минерал	Весовые проценты		F	Район	Автор
			Fe ₂ O ₃	FeO			
1	2177	Роговая обманка ^{*)}	6,70	11,30	0,59	Ср. Урал. Амфиболитизированное габбро.	Н. В. Самойлова
2	2188	Роговая обманка ^{*)}	5,00	14,54	0,34	Ср. Азия ЮВ склон Кураминского хребта. Из гранодиоритов.	О. П. Елисеева
3	2130	Роговая обманка	4,69	6,31	0,74	Горная Шория. Верхне-Кондомский гранодиоритовый массив. . .	Б. Ф. Нифантов
4	—	Роговая обманка ^{**)}	7,92	17,05	0,46	Южный Урал. Кусинский массив	И. Д. Борнеман-Старынкевич. Н. И. Забавникова.
5	—	Амфибол ^{**)}	11,86	19,96	0,60	Южный Урал. Губенский массив.	Г. М. Виноградская
6	2208	Актинолиг ^{*)}	3,22	14,52	0,22	Казахстан. Из рудного тела . .	С. М. Прохоров
7	2225	Тремолит ^{*)}	1,13	4,21	0,27	Якутия. Из скарнов, гл. 109 м.	А. А. Маракушев

^{*)} Анализы роговых обманок взяты из справочника В. Ф. Морковкиной [3].

^{**)} И. Д. Борнеман-Старынкевич [1].

Коэффициент окисления интрузивных пород дополнительной фазы внедрения

Интрузивные породы дополнительной фазы внедрения представлены трондьемитами (плагиигранитами). Они довольно резко отличаются от пород главной фазы как по минералогическому, так и по химическому составу (табл. 4).

Внешне трондьемиты представляют собой белые или розоватые от выветривания среднезернистые слегка порфировидные породы за счет присутствия в их общей массе крупных 0,4—0,8 см выделений биотита, который составляет 5—7% от общего объема породы.

В шлифе трондьемиты сложены кварцем (25—33%), олигоклазом (№ 18—20)—65—70%, биотитом (1—3%), роговой обманкой (0,5—1%).

Ортоклаз в неизмененных фельдшпатизацией разновидностях содержится в количестве 0,3—1% (табл. 4).

По данным шести химических анализов трондьемиты Верхне-Кондомского гранодиоритового массива содержат закись железа в весовых процентах: 1,98; 1,09; 1,69; 1,27; 1,81; 1,84 и соответственно окись железа 1,09; 0,66; 0,69; 0,43; 1,34; 1,34. Коэффициенты F , вычисленные согласно этим данным, соответственно отвечают — 0,55; 0,60; 0,41; 0,34; 0,74; 0,73. Среднее значение коэффициента F равно для указанных трондьемитов 0,56.

Для трондьемитов из Южной Норвегии, изученных В. М. Гольшмидтом [7], среднее значение F из трех анализов 0,51.

Для биотитов из различных интрузивов СССР, по данным шести химических анализов из справочника В. Ф. Морковкиной, оно равно 0,42.

Следовательно, для пород, в которых темноцветные минералы представлены существенно биотитом, коэффициент F лежит в пределах 0,4—0,6. Значение его в отдельных случаях может повышаться или понижаться в зависимости от особенностей химического состава биотитов, в частности, от колебаний содержания в них окиси и закиси железа.

Т а б л и ц а 4

Минералогический состав трондьемитов дополнительной фазы внедрения
Верхне-Кондомского массива (в объемных процентах)

№ п п	Номер образца	Минералы								Сумма
		олиго- клаз	кварц	орто- клаз	роговая обманка	био- тит	сфен	апа- тит	магне- тит	
1	26	76,0	22,8	—	0,1	0,6	—	0,1	0,4	100
2	9—А	55,6	42,3	0,5	—	0,8	0,3	—	0,5	100
3	15	62,7	33,5	0,7	1,8	1,2	—	—	0,1	100
4	10	68,7	26,6	0,8	1,8	0,2	0,7	0,5	0,7	100
Сумма		63,0	31,3	0,5	0,9	0,7	0,3	0,2	0,4	100
5*	—	44,0	34,4	0,3	—	10,0	—	0,29	—	100

*) Трондьемит по В. М. Гольдшмидту [7]. В сумму анализа входят клиноцоизит — 5%, мусковит — 5%, гранат (альмандин) — 1%, пирит — 0,06%.

Вариации коэффициента окисления при фельдшпатизации

Фельдшпатизация интрузивных пород главной и дополнительной фазы Верхне-Кондомского гранодиоритового массива наблюдается [4] очень отчетливо. Этот процесс морфологически проявляется в виде сети тонких прожилков, образующих в изменяемых породах «ортоклазовые штокверки», в форме обильной метасоматической вкрапленности ортоклаза и почти сплошного замещения ортоклазом исходных пород. В последнем случае наблюдается интенсивное их покраснение, замещение роговой обманки биотитом и общее уменьшение количества темноцветных минералов вплоть до полного их исчезновения.

Естественно, что при этом валовое содержание железа в породах уменьшается и изменяется соотношение закиси и окиси железа. В зависимости от степени фельдшпатизации пород главной интрузивной фазы Верхне-Кондомского гранодиоритового массива полевыми и лабораторными исследованиями установлено постепенное изменение состава и количества темноцветных минералов, как это показано в табл. 5, т. е. чем сильнее порода подвергалась фельдшпатизации, тем меньше в ней осталось темноцветных компонентов.

С возрастаньем количества метасоматического ортоклаза происходит превращение роговой обманки в биотит, выпадение тонкой гематитовой пыли, придающей фельдшпатизированным породам мясо-красный цвет и изменение отношения $F = \text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$ в сторону уменьшения (табл. 6) при биотитизации роговых обманок. Затем F снова увеличивается за счет окисления FeO до Fe_2O_3 .

Таблица 5

Изменение состава интрузивных пород при фельдшпатизации

Цвет пород	Стадия фельдшпатизации	Содержание ортоклаза в %	Название темноцветного минерала	Среднее содержание темноцветного минерала в %
Серый	Неизмененные фельдшпатизацией породы	2—4	Преимущественно роговая обманка	10—15
Розовый	Слабая фельдшпатизация	5—10	Роговая обманка, биотит	10—15
Густо-розовый	Умеренная фельдшпатизация	10—15	Биотит, роговая обманка	5—10
Мясо-красный	Сильная фельдшпатизация	15—25	Биотит	3—5

Таблица 6

Вариации F при фельдшпатизации интрузивных пород главной интрузивной фазы Верхне-Кондомского массива

№ п.п.	Номер образца	Содержание окислов в процентах						F
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	K ₂ O	Na ₂ O	
1	2244	65,02	16,59	2,02	2,75	2,33	5,00	0,74
2	2244,2	66,16	16,41	1,27	2,82	3,27	4,53	0,45
3	343	57,23	17,76	1,93	3,93	4,07	3,67	0,49
4	2244,4	59,15	19,39	1,92	2,68	7,43	5,00	0,72

1. Неизмененный кварцевый диорит. 2, 3. Умеренно фельдшпатизированные кварцевые диориты. 4. Сильно фельдшпатизированный кварцевый диорит.

Вариации коэффициента окисления при магниальном метасоматозе

Как уже отмечалось [4], в пределах интрузивного поля наблюдаются метасоматические габбро-диориты и горнблендиты, образовавшиеся в эндоконтактах массива в результате прогрессивного привноса магния, кальция и железа и перекристаллизации исходных пород. Ниже приведены расположенные в порядке возрастания окиси магния анализы метасоматических габбро-диоритов, горнблендитов и расчет величины F .

Как видно из табл. 7, отношение F практически не меняется при магниальном метасоматозе в процессе увеличения количества роговой обманки и ее перекристаллизации при образовании гиганто-зернистых анхимономинеральных горнблендитов. При этом F метасоматических габбро-диоритов и горнблендитов (0,72) численно почти равняется значению F интрузивных пород главной фазы внедрения (0,75) Верхне-Кондомского массива. Это, по-видимому, свидетельствует об едином источнике вещества для образования метасоматических и магматических роговых обманок и указывает на приблизительно одинаковые физико-химические условия их кристаллизации, хотя в геологическом времени эти минералы являются разновозрастными.

Таблица 7

**Вариации F при магниальном метасоматозе эндоконтактных частей
Верхне-Кондомского массива**

№ п. п.	Номер образца	Содержание окислов, в %				F
		SiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	
1	2244	65,02	2,02	2,75	1,27	0,74
2	2284,1	55,83	2,15	4,70	3,30	0,46
3	2284,2	53,68	3,52	5,01	4,19	0,70
4	2072	45,34	5,07	6,33	5,25	0,80
5	2026	46,10	4,14	6,10	5,78	0,68
6	54	46,03	5,22	5,59	6,81	0,72
7	2284,3	46,30	2,48	6,87	10,88	0,36
8	2130	45,69	4,69	6,31	15,06	0,74

1. Кварцевый диорит. 2—6. Габбро-диориты 7—8. Горнблендиты.

**Коэффициенты окисления дайковой фации Верхне-Кондомской
интрузии**

В поле Верхне-Кондомского интрузивного массива широким распространением пользуются дайки, различные по составу, структуре и возрасту. Среди дайковых пород выделяются аплиты, микродиориты, спесартиты и керсантиты, олигоклазиты лабрадоровые и пироксеновые порфириты. Значения коэффициента окисления для дайковых пород приведены в табл. 8.

Таблица 8

**Коэффициент окисления дайковых образований Верхне-Кондомского
гранодиоритового массива**

№ п.п.	Номер образца	Содержание окислов, в процентах				F
		SiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	
1	2082	75,96	0,18	1,52	0,04	0,12
2	2060	75,86	0,03	1,75	сл.	0,02
3	2153	75,35	0,34	1,55	0,29	0,22
4	2170	64,69	1,21	2,96	2,08	0,41
5	2163	62,84	2,29	3,18	1,96	0,72
6	2081,1	50,90	2,46	7,36	4,95	0,34
7	2039,2	57,85	0,40	0,96	0,20	0,42
8	2026,2	57,15	0,33	1,04	0,20	0,32
9	2063	51,40	2,75	7,52	5,63	0,37

1—3. Аплиты. 4—6. Диоритовые порфириты. 7—8. Олигоклазиты.
9. Пироксеновый лабрадорит.

Из вышеизложенного фактического материала следует, что коэффициент окисления F зависит от минералогического состава пород. С другой стороны, величина F пород Верхне-Кондомского гранодиоритового массива уменьшается от главной интрузивной фазы ($F = 0,75$) к допол-

нительной фазе внедрения ($F=0,5$) и к жильным образованиям ($F=0,1-0,4$). Таким образом, коэффициент окисления постепенно уменьшается от более ранних фаз внедрения к более поздним продуктам интрузивной деятельности — дайкам. Внутри самой дайковой группы отчетливо наблюдается уменьшение величины F от более ранних по времени образования основных даек к более поздним, молодым аплитам.

Более высокие численные значения коэффициента окисления в ранних фазах внедрения можно, по-видимому, объяснить магматической ассимиляцией свободного кислорода из вмещающих пород.

По мере внедрения магмы часть свободного кислорода, заключенного во вмещающих породах, под действием магматического тепла по трещинам перемещается в вышележащие породы. Оставшийся кислород может быть ассимилирован магмой. При этом некоторое количество закиси железа превратится в окись, т. е. коэффициент окисления первой (главной) фазы внедрения увеличится. Последующие порции магмы, отвечающие поздним фазам внедрения данного интрузива, получают из вмещающих толщ меньшее количество свободного кислорода, в связи с чем их породы будут отличаться численно меньшими значениями коэффициента окисления по сравнению с образованиями главной фазы. Следовательно, определение окисленности (F) интрузивных пород может быть в известной мере использовано как дополнительное средство для определения последовательности внедрения интрузивных образований.

ЛИТЕРАТУРА

1. И. Д. Борнеман-Старынкевич. Руководство по расчету формул минералов. Изд-во «Наука», М., 1964.
 2. Ю. С. Куцев. О некоторых сторонах петрогенетической роли отношения $Fe_2O_3:FeO$ в магматических горных породах. Изв. АН СССР, серия геологическая, № 11, 1964.
 3. В. Ф. Морковкина. Химические анализы изверженных горных пород. Изд-во «Наука», М., 1964.
 4. Б. Ф. Нифантов. О Верхне-Кондомском гранодиоритовом массиве. Изв. Томского политехнического института, т. 127, 1964.
 5. С. И. Щукин. О возможности применения коэффициента окисленности железа для классификации вулканогенных пород. Геохимия, № 8, 1963.
 6. Н. Р. Taylor, S. Epstein. Relationship between O^{18}/O^{16} ratios in coexisting minerals of igneous and metamorphic rocks. Bull. of the Geol. Soc. of America, vol. 71, № 4, vol. 73, № 6, 1962.
 7. V. M. Goldschmidt. Geologisch petrographische Studien im Hochgebirge des Südlichen Norwegens. Kristiania, 1921.
-