

Модели формирования Ti-Fe-оксидной минерализации постостроводужных габброидных комплексов северной части Западно-Магнитогорской зоны (Южный Урал)

И.Р. Рахимов^{1*}, А.В. Вишневский²

¹Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа, Россия

²Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

Проведены детальные минералого-геохимические исследования Ti-Fe-оксидов из габброидов наурузовского и утлыкташского постостроводужных комплексов Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала. Установлена полигенная природа Ti-Fe-минерализации в породах Наурузовского силла, Утлыкташского расслоенного лополита и Уразовской интрузии. В Наурузовском массиве преобладает титаномагнетит, кристаллизовавшийся как из Ti-Fe-оксидной жидкости на раннемагматической стадии, так и из остаточного Ti-Fe-обогащённого силикатного расплава на промежуточной и позднемагматической стадиях (~970–800 °C). Наиболее богата Ti-Fe-оксидами (Fe₂O₃* – до 20.1 мас. %, TiO₂ – до 1.6 мас. %, V – до 430 г/т) средняя зона силла, связанная с внедрением магмы, богатой вкрапленниками ортопироксена. В Утлыкташском лополите широко развиты и титаномагнетит, и ильменит, образующие наиболее богатые скопления в нижней части массива (Fe₂O₃* – до 18.1 мас. %, TiO₂ – до 2.9 мас. %, V – до 545 г/т) благодаря гравитационному осаждению кристаллизующихся фаз. Габброиды Уразовской интрузии схожи по минеральному и химическому составу, но отличаются от Утлыкташского лополита закономерностями формирования Ti-Fe-минерализации, что требует отдельного изучения. В целом геологические условия формирования Наурузовского силла и Утлыкташского лополита достаточно благоприятны для формирования кондиционных Fe-Ti-руд.

Ключевые слова: геология, петрохимия, расплав, кристаллизация, титаномагнетит, ильменит, термометрия, оксидометрия

Для цитирования: Рахимов И.Р., Вишневский А.В. (2023). Модели формирования Ti-Fe-оксидной минерализации постостроводужных габброидных комплексов северной части Западно-Магнитогорской зоны (Южный Урал). *Георесурсы*, 25(3), с. 175–190. <https://doi.org/10.18599/grs.2023.3.21>

1. Введение

В Западно-Магнитогорской зоне (ЗМЗ) Южного Урала широко развиты девонские вулканогенно-осадочные комплексы, традиционно относимые к продуктам островодужной геодинамической стадии (Серавкин и др., 1992; Пучков, 2000). Они вмещают многочисленные рудные месторождения и проявления, среди которых особой известностью пользуются колчеданно-полиметаллические и золотоносные (Прокин, 1976; Знаменский, 2009). Кроме того, в ЗМЗ распространены многочисленные мелкие и средние по размерам интрузии постостроводужной стадии (D₃–C₂), характеризующиеся разнообразным вещественным составом и металлогенической специализацией (Fe, Fe-Ti, PGE-Cu-Ni, Au) (Салихов и др., 2019). На севере ЗМЗ выделяются наурузовский габброноритовый, утлыкташский габбро-диоритовый и улугуртауский лампрофир-долеритовый комплексы. Первые два характеризуются наличием довольно крупных конформных тел габброидов, относительно богатых Fe-Ti-оксидами, а последний включает многочисленные маломощные дайки, секущие более

ранние интрузии. С Утлыкташским массивом связано мелкое Канакайское скарново-магнетитовое месторождение (Рахимов и др., 2023), отработывавшееся на рубеже XIX–XX вв. и в 2014–2020 гг.

Согласно общим представлениям генезис Ti-Fe-оксидной минерализации в габброидах связан либо с кристаллизацией ферробазальтовой магмы, либо несмешанного высокожелезистого расплава (Hurai et al., 1998; Zhou et al., 2013; Шарков и др., 2018). Реже происхождение Ti-Fe-оксидов связывается с гидротермальными процессами (Zeng et al., 2022). Для обоснования моделей формирования Ti-Fe-минерализации подробно изучаются типы парагенетических минеральных ассоциаций, морфология выделений, особенности их распределения внутри интрузии, а также геохимические характеристики руд и отдельных минералов (Abdel-Karim, 2009; Howarth et al., 2013; Tan et al., 2016; Козлов и др., 2022). Нередко в одних и тех же породных ассоциациях выделяют несколько генераций Ti-Fe-оксидов, связанных с различными процессами, такими как степень дифференциации, дегазации или контаминации расплава (Hurai et al., 1998; Clynne, 1999; Ryabchikov et al., 2012; Liu et al., 2014). Иногда при уточнении условий формирования Ti-Fe-оксидной минерализации особое значение придается изучению степени разнообразия минеральных фаз в структурах распада первичных Ti-Fe-оксидов, величине

* Ответственный автор: Ильдар Рашитович Рахимов
e-mail: rigel92@mail.ru

© 2023 Коллектив авторов

Контент доступен под лицензией Creative Commons Attribution 4.0 License (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>)

соотношения одной фазы к другой, особенностям их метасоматических изменений (Turner et al., 2008; Xu et al., 2022; Шабашев, 2022).

На Урале известны крупные титаномagnetитовые и титаномagnetит-ильменитовые месторождения (Качканарская группа, Кусинско-Копанская группа, Первоуральское) рифейского и палеозойского возраста (Иванов, 1997; Холоднов, 2006; Бузмаков, Володина, 2022), приуроченные к рифтогенным расслоенным и концентрически-зональным массивам. В Магнитогорской мегазоне известно крупное месторождение Малый Куйбас, включающее как метасоматические скарново-magnetитовые, так и магматические титаномagnetитовые руды, и связанное с рифтогенной габбро-гранитной интрузией (Холоднов, 2006). Примеры Ti-Fe месторождений, связанных с постсубдукционной перестройкой геологических структур на Урале, авторам неизвестны. В настоящей статье впервые рассматриваются особенности происхождения Ti-Fe-оксидной минерализации в двух постостроводужных габброидных комплексах северной части Западно-Магнитогорской зоны – наурузовском и утлыкташском. На основе минералого-геохимических исследований обсуждаются модель её формирования и перспективы.

2. Геологическое строение и петрографическая характеристика постостроводужных габброидов Западно-Магнитогорской зоны

Наурузовский комплекс представлен несколькими варьирующими по мощности силлами, приуроченными к западному крылу Верхнеуральской синклинали (рис. 1а). По геологическим данным его возраст принят за D_3 fm. Всего насчитывается не менее трёх силлов, расположенных в направлении с востока на запад. Крупнейшим является Наурузовский массив, который раньше интерпретировался как лакколлит (Рахимов, 2017). Он пересечён р. Урал и, по нашим новым наблюдениям, представляет собой силл протяжённостью 9–10 км по азимуту СВ 30° с мощностью 0.3–0.5 км (рис. 1а). Силл размещается в кремнистых отложениях бугулыгирской свиты (D_2) между толщами туфов карамалыташской свиты (D_2) (с запада) и алевропесчаников улутауской свиты (D_{2-3}) (с востока). Восточный контакт силла с алевропесчаниками чёткий, угол его падения 57° , падение юго-восточное.

Основной объём Наурузовского силла выполнен порфировидными норитами и габброноритами (рис. 2б) с мелко-среднезернистой габбровой, реже долеритовой структурой (рис. 2а). Долериты развиты вблизи контактов массива с вмещающими породами, а нориты встречены только на вершине холма у с. Науруз в западной части силла. Также в средней части массива в обнажении у дороги в с. Науруз встречено жилообразное тело рогово-обманковых долеритов мощностью около 15 м, которое, судя по его вещественному составу, может быть интрузией более молодого басаевского комплекса (Рахимов, 2017). Главными минералами пород Наурузовского силла являются плагиоклаз (до 80–85 об. %, обычно 70–75%) и ортопироксен (до 60–65 об. %, обычно 15–20%). Количество клинопироксена редко превышает 5 %, а титаномagnetита

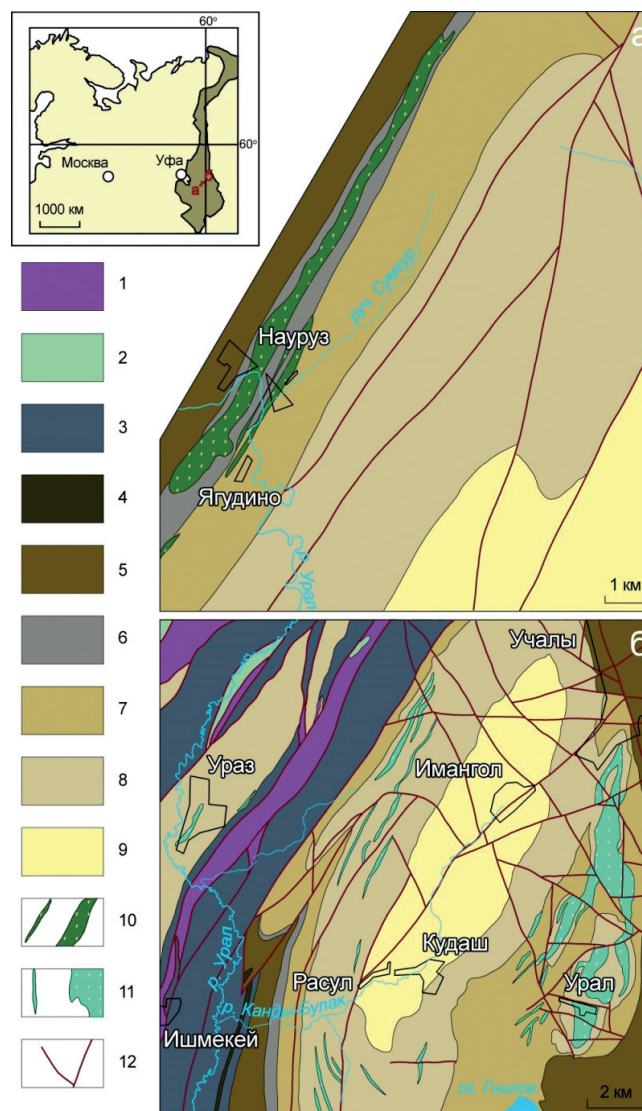


Рис. 1. Геологические карты ареалов распространения наурузовского (а) и утлыкташского (б) комплексов Западно-Магнитогорской зоны по (Анисимов и др., 1978; Кац и др., 1980): 1 – раннепалеозойские офиолиты; 2 – вулканогенно-осадочные комплексы ордовика-силура; 3–9 – вулканогенно-осадочные комплексы девона: 3 – ирендыкская свита (D_{1-2}), 4 – уразовская толща (D_2), 5 – карамалыташская свита (D_2), 6 – бугулыгирская толща (D_2), 7 – улутауская свита (D_{2-3}), 8 – мукасовская свита (D_3), 9 – зилаурская свита (D_3); 10 – наурузовский габброидный комплекс (D_3), 11 – утлыкташский габброидный комплекс (C_1), 12 – разрывные нарушения

варьирует от 1 до 10 об. %, в среднем ~3%. Породы подвержены метасоматизации, выраженной альбитизацией и сосюритизацией плагиоклаза, а также частичным или полным замещением ортопироксена серпентином (реже амфиболом), клинопироксена – хлоритом, титаномagnetита – лейкоксенном.

Утлыкташский комплекс представлен несколькими (не менее семи) субпластовыми интрузиями, локализованными в бортах Имангуловской мульды (рис. 1б). Предположительный возраст комплекса по геологическим данным C_1 t. Крупнейшим массивом является Утлыкташский лополит, вытянутый вдоль Восточно-Утлыкташского разлома, срезающего восточное крыло Имангуловской мульды, на 11 км при мощности не менее 0.2 км. Наиболее доступная для изучения южная часть

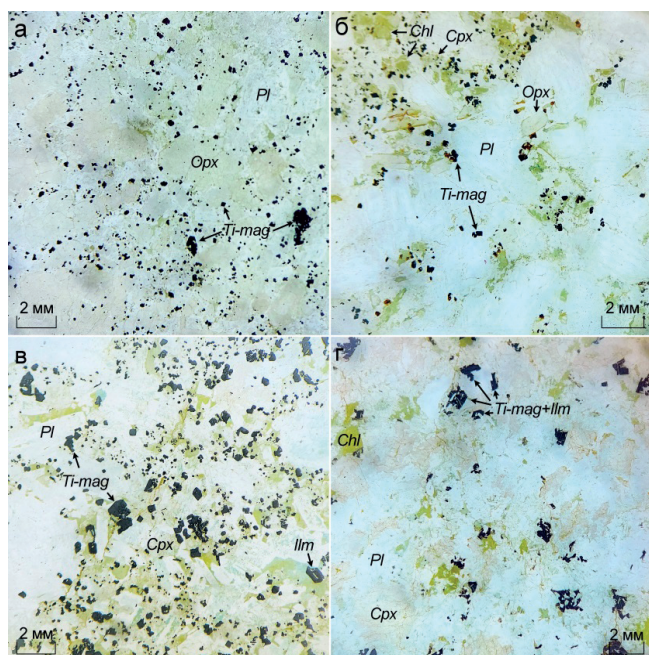


Рис. 2. Микрофотографии Ti-Fe-минерализованных пород наурузовского (а, б) и утлыкташского (в, г) комплексов: а – норит, б – габбронорит, в–г – габбро. Chl = хлорит, Cpx = клинопироксен, Ilm = ильменит, Orx = ортопироксен, Pl = плагиоклаз, Ti-mag = титаномagnetит

массива выражена холмом с абсолютной отметкой 737 м. Лополит слабо дифференцирован: нижняя часть массива относительно богата клинопироксеном и рудными минералами, а кверху их количество убывает и в привершинной части развиты существенно плагиоклазовые разности. Вмещающими породами интрузий утлыкташского комплекса являются в основном кремнистые и глинистые сланцы мукасовской свиты (D_3), а также алевропесчаники и туфопесчаники улутауской свиты (D_{2-3}).

В нижней части Утлыкташского лополита развиты «классические» среднезернистые габбро с идиоморфным плагиоклазом (60–70 об. %), субидиоморфным клинопироксеном (15–25 об. %) и ксеноморфным рудным минералом (5–15 об. %). Большая часть массива выполнена мезократовыми габбро с габброофитовой структурой. В вершинной части развиты лейкократовые породы (плагиоклаз до 90 об. %) с офитовой структурой. Маломощные интрузии (силлы?), локализованные в западном борту Имангуловской мульды (Уразовская, Имангуловская группа), довольно однородны и сложены мезократовыми габбро с габброофитовой структурой. Породы комплекса метасоматизированы, что выражено в альбитизации плагиоклаза, хлоритизации клинопироксена и лейкоксенизации рудных минералов.

3. Методика

Геологические маршруты с описанием обнажений и проботбором проводились в 2013, 2018 и 2022 гг.

Состав пород определён рентгенофлуоресцентным методом в Институте геологии УФИЦ РАН (Уфа) для 51 пробы при помощи энергодисперсионного спектрометра X-Calibur (Израиль). Пределы обнаружений для петрогенных элементов составляли от 0.01 до 0.02 мас. %, для V, Ni и Cr – в диапазоне 5–10 г/т. Для построения

калибровочных графиков использовались аттестованные государственные образцы магматических пород.

Микроскопические исследования проводились с помощью оптического микроскопа Carl Zeiss Axioskop 40 (Германия) и электронного микроскопа Tescan Vega Compact (Чехия) в ИГ УФИЦ РАН. Определение состава минералов выполнено при помощи ЭДС-детектора Xplorer 15 Oxford Instruments (Великобритания). При съёмке использованы следующие установки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда в диапазоне 3–4 нА.

Микрозондовый анализ минералов проводился на приборе JXA-8230 (JEOL, Япония) в Аналитическом центре мультиэлементных и изотопных исследований на базе Института геологии и минералогии СО РАН (Новосибирск). Условия анализа: ток зонда – 50 нА, ускоряющее напряжение – 20 кВ, диаметр пучка 1 μ м. Для калибровки в качестве стандартов использовались: чистые металлы, оксиды металлов и синтетические соединения.

4. Результаты

4.1. Химический состав пород

4.1.1. Наурузовский комплекс

В породах Наурузовского силла отмечается выдержанное содержание SiO_2 , в то же время существенно вариативны содержания других петрохимических компонентов (в мас. %): TiO_2 – 0.8–1.6; Al_2O_3 – 10.9–21.5; Fe_2O_3^* – 8.4–20.1 (где $\text{Fe}_2\text{O}_3^* = \text{FeO} \times 1.1114 + \text{Fe}_2\text{O}_3$); MgO – 2.0–8.8; CaO – 3.9–10.0; Na_2O – 1.1–4.3; K_2O – 0.4–2.0. Это обусловлено различными соотношениями между собой главных породообразующих силикатов – плагиоклаза, ортопироксена и клинопироксена, характеризующихся близким содержанием SiO_2 , но разным содержанием других элементов. По соотношению SiO_2 и суммы щелочных оксидов ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – 2.0–5.5 мас. %) – это нормально- и умереннощелочные габбро. Коэффициент фракционирования Уэйджера – Дира f (где $100 \times (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) / (\text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$) варьирует от 66 до 81 (т.е. достигает значений феррогаббро). Коэффициент титанистости $k^{\text{Ti}} = 100 \times \text{TiO}_2 / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$ варьирует от 6.7 до 13.1. Содержание TiO_2 не коррелирует с SiO_2 , отрицательно коррелирует с Al_2O_3 ($r = -0.79$) и CaO ($r = -0.74$), и положительно коррелирует с Fe_2O_3^* ($r = +0.69$), слабо положительно – с MgO ($r = +0.48$). Эти закономерности характеризуют обеднённость в TiO_2 пород, богатых плагиоклазом, и обогащённость – богатых пироксеном, но само количество титана в основном контролируется содержанием Ti-Fe-оксидов. На диаграмме Al_2O_3 – TiO_2 (рис. 3а) точки составов образуют один главный тренд и два побочных, резко отклоняющихся от него. В группу наиболее богатых TiO_2 и бедных Al_2O_3 входят нориты с высоким содержанием ортопироксена, они же образуют обособленное поле и на диаграмме Fe_2O_3^* – TiO_2 (рис. 3б). Эти породы также содержат самые высокие концентрации V (до 430 г/т), Cr (до 120 г/т), Ni (до 30 г/т) и имеют самые низкие значения $k^{\text{Ti}} = 6.7$ –10.9. Химический состав пород представлен в табл. 1.

4.1.2. Утлыкташский комплекс

В породах утлыкташского комплекса вариативны содержания всех петрогенных оксидов (в мас. %): SiO_2 – 45.3–61.8; TiO_2 – 0.8–2.9; Al_2O_3 – 12.2–17.6;

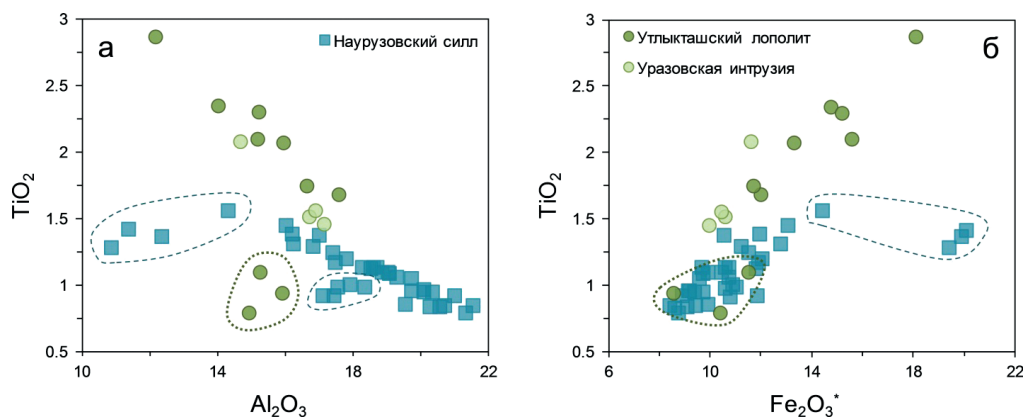


Рис. 3. Диаграммы Al_2O_3 – TiO_2 (а) и $Fe_2O_3^*$ – TiO_2 (б) для габброидов наурузовского (Наурузовский силл) и утыкташского (Утыкташский лополит, Уразовская интрузия) комплексов. Пунктирными линиями показаны точки, отклоняющиеся от общих трендов; $Fe_2O_3^* = FeO \times 1.1114 + Fe_2O_3$

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Элемент	D ₂ -13	U ₁₈ -62	U ₁₈ -98	U ₁₈ -103	U ₁₈ -107	D ₁ -13	D ₁ -16	U ₁₈ -8	U ₁₈ -16	U ₁₈ -35
SiO ₂	51.73	51.67	48.94	51.58	52.38	61.76	47.21	45.27	48.40	54.41
TiO ₂	1.29	1.25	0.92	1.57	0.85	0.79	2.87	1.75	2.08	2.08
Al ₂ O ₃	10.87	17.40	17.41	14.29	21.51	14.90	12.15	16.63	15.95	14.67
Fe ₂ O ₃ *	19.37	11.49	10.76	14.37	8.39	10.38	18.07	11.67	13.27	11.61
MnO	0.25	0.17	0.18	0.24	0.12	0.24	0.26	0.17	0.24	0.21
MgO	8.79	3.30	5.48	3.36	1.98	0.71	4.29	8.11	4.59	3.53
CaO	5.72	6.98	9.43	7.17	9.42	2.47	8.72	9.27	7.29	5.79
Na ₂ O	1.12	3.19	2.37	4.28	2.74	4.91	2.77	2.85	4.19	4.58
K ₂ O	0.86	2.04	0.91	1.25	1.21	0.45	0.96	0.82	1.29	0.46
P ₂ O ₅	0.24	0.28	0.17	0.34	0.28	0.22	0.16	0.38	0.34	0.53
S*	<0.01	0.01	<0.01	0.01	0.07	0.01	0.02	0.10	0.01	0.08
ППП	0.43	2.61	3.90	2.08	1.34	2.17	1.90	3.73	2.27	2.27
Сумма	100.67	100.39	100.48	100.55	100.29	99.02	99.38	100.74	99.92	100.21
Cr	120	43	69	65	49	0	0	114	52	21
Ni	30	<10	29	<10	<10	<10	<10	101	<10	<10
V	430	197	132	246	110	89	545	234	300	256
Петрохимические индексы										
f	69	78	66	81	81	94	74	59	74	77
k ^{Ti}	6.7	10.9	8.6	10.9	10.1	7.7	15.6	15.0	15.6	17.9

Табл. 1. Представительные химические анализы габброидов наурузовского и утыкташского комплексов в мас. %, микроэлементы в г/т. Примечание: всё железо представлено в виде $Fe_2O_3^*$, вся сера представлена в виде S^* ; 1–5 – Наурузовский силл, 6–9 – Утыкташский лополит, 10 – Уразовская интрузия

$Fe_2O_3^*$ – 8.6–18.1; MgO – 0.7–8.1; CaO – 2.3–10.0; Na₂O – 2.0–5.9; K₂O – 0.3–1.5. Согласно соотношению SiO₂ и суммы Na₂O + K₂O (3.0–7.2 мас. %) они отвечают нормально- и умереннощелочным габбро и диоритам. Коэффициент f составляет 59–94, что частично соответствует феррогаббро, а величина k^{Ti} составляет 7.7–17.9. Вариации содержаний петрохимических компонентов в габбро Уразовской интрузии перекрываются диапазоном их содержаний в габброидах Утыкташского лополита, но коррелятивные отношения между TiO₂ и другими элементами в породах двух массивов сильно разнятся. Содержание TiO₂ в габбро–диоритах Утыкташского лополита слабо отрицательно коррелирует с Al₂O₃ ($r = -0.49$) и положительно коррелирует с $Fe_2O_3^*$ ($r = +0.93$), MgO ($r = +0.58$) и CaO ($r = +0.74$). В то же время в габбро Уразовской интрузии содержание TiO₂ четко отрицательно коррелирует с Al₂O₃ ($r = -0.99$), MgO ($r = -0.87$) и CaO ($r = -0.99$), положительно – с $Fe_2O_3^*$ ($r = +0.96$). Такие различия связаны с тем, что Fe–Ti-оксиды в Утыкташском

лополите в основном приурочены к донной более мафической части, а в Уразовской интрузии расслоенность не выявлена, и неоднородность содержаний TiO₂ и $Fe_2O_3^*$ зависит от других причин, которые предстоит выяснить. На диаграммах Al_2O_3 –TiO₂ и $Fe_2O_3^*$ –TiO₂ (рис. 3) точки составов габброидов Утыкташского лополита и Уразовской интрузии образуют единые тренды, однако наиболее кислые разности из верхней части лополита смещены от этих трендов, образуя обособленные поля. Самые высокие концентрации V (до 545 г/т), Cr (до 126 г/т), Ni (до 101 г/т) отмечаются обычно в высокотитанистых породах с $k^{Ti} = 14.6$ –17.9 и низкими значениями $f = 59$ –82.

4.2. Породообразующие минералы

4.2.1. Наурузовский комплекс

Состав пород Наурузовского силла определяется соотношениями плагиоклаза и ортопироксена, в меньшей степени оказывают влияние клинопироксен и титаномagnetит.

Плагиоклаз встречается в виде таблитчатых фенокристов длиной до 10 мм в поперечнике и зёрен основной массы (обычно 0.2–0.6 мм). Также он образует включения с округлыми контурами в ортопироксене. Состав плагиоклаза варьирует от An_{91} в центре зёрен до An_{39} в каймах, большинство анализов отвечают битовниту и лабрадору (рис. 4а). Среди изученных зёрен встречаются обогащённые калием (количество ортоклазового минала 3.2–5.7 мол. %) и обеднённые (Or_{0-2}). Первые характеризуются пониженным содержанием FeO (0.58–0.75 мас. %) и повышенным TiO_2 (до 0.2 мас. %), а вторые – наоборот (FeO – до 2.3 мас. %, $TiO_2 \leq 0.05$ мас. %).

Ортопироксен образует призматические кристаллы размером до 6 мм, иногда встречаются ксеноморфные угловатые выделения в интерстициях кристаллов плагиоклаза. Кроме того, ортопироксен выполняет включения размером до 100 мкм в крупных зёрнах титаномагнетита (рис. 5ж). Основное количество анализов ортопироксена на классификационной диаграмме попадают в поле энстатита (рис. 4б). Количество энстатитового минала варьирует в диапазоне 43–64 мол. %, ферросилитового – 31–55 мол. %, а волластонитового не превышает 9 мол. %. Содержание TiO_2 и Al_2O_3 варьирует от 0.1 и 0.3 (в ферросилите) до 1.5 и 2.0 мас. % (в энстатите), соответственно.

Клинопироксен обычно образует субидiomорфные и ксеноморфные зёрна в интерстициях, по составу отвечая авгиту (рис. 3б): ($Wo_{38-43}En_{27-41}Fs_{20-30}$). Содержания TiO_2 и Al_2O_3 в нём варьируют в пределах 0.35–3.13 и 1.48–2.44 мас. %, соответственно.

4.2.2. Утлыкташский комплекс

В породах утлыкташского комплекса первичный плагиоклаз нацело альбитизирован, как в Утлыкташском лополите, так и в Уразовской интрузии. Это совершенно не отразилось на структуре породы, форма бывшего Саплагиоклаза отчётлива: это таблитчатые зёрна размером 0.3–8 мм, в среднем 1–2 мм. Все анализы минерала попадают в поле альбита, в небольшом количестве развиты анортоклаз и калишпат (рис. 4а). Клинопироксен образует два типа выделений: 1) субидiomорфные и реже

идиоморфные короткопризматические кристаллы размером от 0.1 до 5 мм, 2) резко ксеноморфные ойокристаллы в интерстициях кристаллов плагиоклаза размером 0.5–3 мм. При этом состав клинопироксена очень выдержан ($Wo_{43-48}En_{41-45}Fs_{8-16}$): на треугольной диаграмме точки образуют плотный рой в поле диопсида и на границе диопсида с авгитом (рис. 4б). Примесь TiO_2 в нём варьирует в пределах 0.68–1.77 мас. %, а Al_2O_3 – 1.43–4.08 мас. %.

4.3. Ti-Fe-оксидная минерализация

4.3.1. Наурузовский комплекс

В Наурузовском силле обнаружены следующие рудные минералы: титаномагнетит, ильменит, титанит, борнит, кобальтин, халькопирит. Первые два являются первичными и наиболее распространёнными, а третий – продукт их низкотемпературных изменений. Сульфиды рассеяны в породе в виде микронных зёрен (зёрна борнита иногда достигают 50–100 мкм в поперечнике) в силикатной матрице в ассоциации с вторичными минералами (кварцем, альбитом, пренитом). Борнит часто встречается и в виде включений в титаномагнетите, обычно локализуясь в трещинках.

Титаномагнетит является наиболее распространённым Ti-Fe оксидом Наурузовского силла, который образует три типа выделений: 1) мелкие округлые включения в первичных силикатах – Ti-mag-I, 2) субидiomорфные и реже идиоморфные кристаллы – Ti-mag-II, 3) крупные ксеноморфные зёрна – Ti-mag-III.

1) Ti-mag-I представлен сфероидными и эллипсоидными выделениями размером 10–30 мкм, которые чаще всего тяготеют к каймам кристаллов ортопироксена (рис. 5а–в). В большинстве случаев такие выделения однородны и не затронуты вторичными процессами. Изредка встречаются неоднородные выделения, в которых наблюдаются ламеллиевидные участки (рис. 5а), обогащённые Fe и Zn относительно матрицы. В целом общее количество Ti-mag-I относительно других типов ничтожно мало. Особенности его химического состава являются умеренная величина Ti/V (6–8) и относительная обогащённость Cr_2O_3 , Al_2O_3 , ZnO и NiO в сравнении с другими

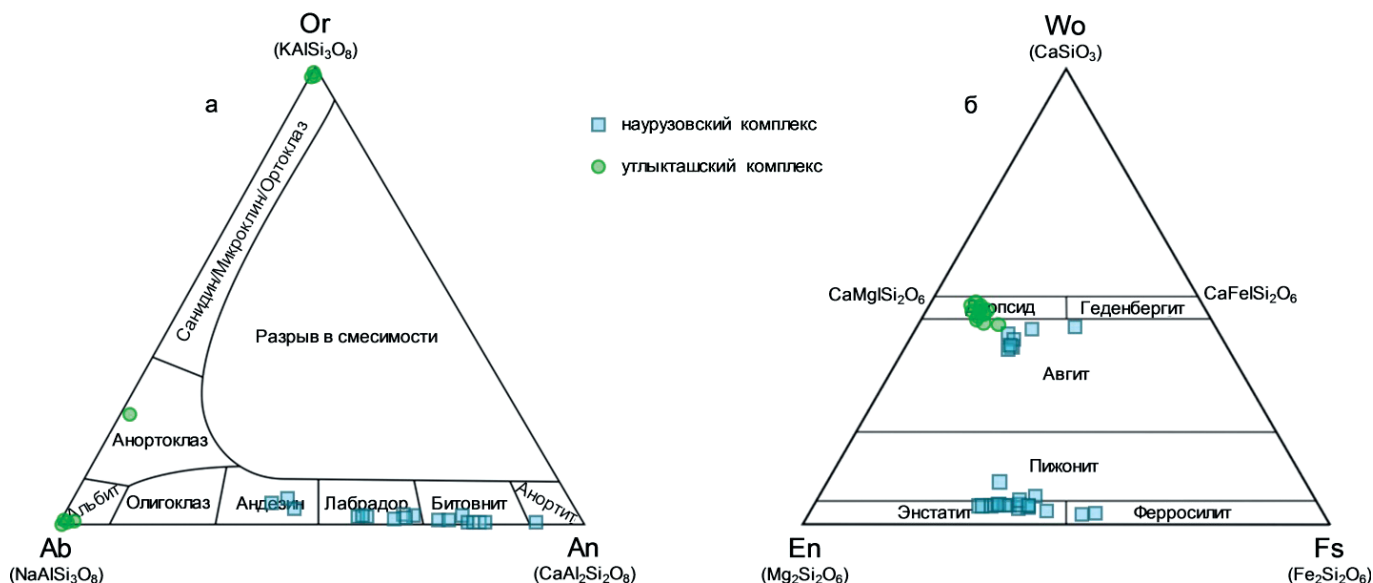


Рис. 4. Треугольные классификационные диаграммы для плагиоклаза (а) и пироксена (б) из габброидов наурузовского и утлыкташского комплексов

типами титаномagnetитов (табл. 2). Содержание TiO_2 варьирует в диапазоне 12.1–18.1 мас. % (в одном анализе 7.9 мас. %). На диаграмме $MnO-V_2O_5$ (рис. 6а) наблюдается чёткая прямая корреляция, не характерная для других типов титаномagnetита. Также прямая корреляция намечается между содержаниями Cr_2O_3 и NiO (рис. 6в).

2) Ti-mag-II образует рассеянную вкрапленность из субидиоморфных и идиоморфных зёрен ромбодекаэдрического облика размером обычно от 50 до 200 мкм и реже скелетных кристаллов, равномерно распределённую в породе между крупными выделениями ортопироксена и плагиоклаза (рис. 2а, б). В количественном отношении это наиболее распространённый тип титаномagnetита. Кристаллы находятся в срастании с мелкими зёрнами плагиоклаза, орто- и клинопироксена (рис. 5б, в, д), иногда образуют включения в последнем, встречаются сростки из 2-3 зёрен титаномagnetита. Нередки включения перечисленных силикатов в Ti-mag-II. Особенностью Ti-mag-II является наличие в зёрнах закономерно ориентированных пластинчатых выделений ильменита (рис. 5в, д). Редко встречаются зёрна без выделений ильменита. Иногда в зёрнах Ti-mag-II по трещинам развита ажурная сеть титанита. В Ti-mag-II содержание TiO_2 варьирует от 7.4 до 19.3 мас. % (в одном анализе 24 мас. %), а величина Ti/V (7–16) вариативнее и выше, чем в Ti-mag-I. Содержания примесей сильно варьируют, что связано с тем, что отдельные зёрна существенно различаются между собой по химическому составу. В частности, на бинарных диаграммах $MnO-V_2O_5$ и Cr_2O_3-NiO (рис. 6а, в) они образуют несколько групп, различающихся пониженными или повышенными концентрациями примесей. Иногда встречаются слабозональные зёрна, в которых кайма обогащена Si, Ca, Ti, но обеднена Al и V относительно ядра. Отметим, что в трёх разных пробах габброидов из разных зон массива состав Ti-mag-II оказался близок.

3) Ti-mag-III обычно слагает более редкие, но крупные ксеноморфные зёрна размером до 2 мм, поэтому в массовом отношении уступает Ti-mag-II не столь значительно. Реже встречаются частично ограниченные зёрна, но как правило они мелкие. В этих зёрнах всегда присутствуют разнообразные выделения ильменита, а также многочисленные включения силикатов – ортопироксена, плагиоклаза, клинопироксена, хлорита. В Ti-mag-III широко развиты включения ортопироксена, в которых иногда встречаются включения Ti-mag-I (рис. 5г). Содержание TiO_2 в Ti-mag-III наиболее стабильно (11.4–16.4 мас. %), величина Ti/V (2.0–10.3) варьирует, но в среднем (5.2) самая низкая среди всех типов титаномagnetита. Также ему характерны умеренные (промежуточные между Ti-mag-I и II) содержания многих элементов-примесей (рис. 6а, в).

Ильменит – второй по распространённости Ti-Fe-оксид в габброидах Наурузовского силла, который не образует самостоятельных кристаллов, а встречается лишь в составных зёрнах в срастаниях с титаномagnetитом. Выделено два морфологических типа ильменита: 1) пластинчатые ориентированные выделения с ровными границами – Ilm-I и 2) разнообразные по форме хаотично расположенные выделения – Ilm-II.

1) Ilm-I встречается в зёрнах Ti-mag-II, которые традиционно рассматриваются как структуры распада (рис. 5в, д). Изредка Ilm-I представлен более толстыми, чем

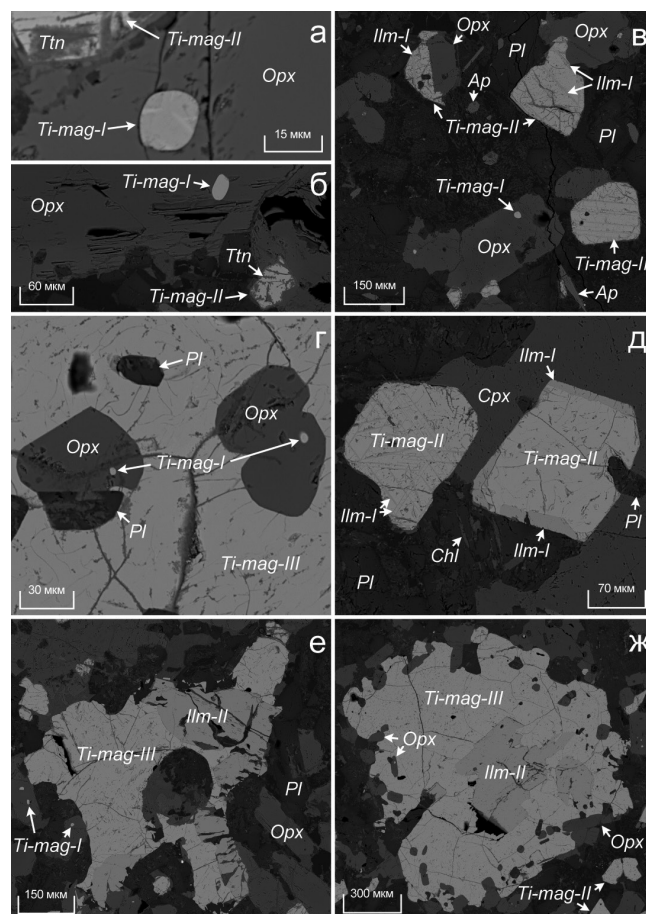


Рис. 5. Микрофотографии (BSE) Ti-Fe-оксидов в габброидах Наурузовского силла: (а) и (б) округлые включения титаномagnetита в ортопироксене, (в) субидиоморфные выделения титаномagnetита с ламелями ильменита, (г) округлые включения титаномagnetита во включениях ортопироксена в ксеноморфном титаномagnetите, (д) субидиоморфное и идиоморфное зёрна титаномagnetита с ламелями ильменита, (е) и (ж) ксеноморфные ильменит-титаномagnetитовые срастания. Ap = апатит, Crpx = клинопироксен, Ilm = ильменит, Opx = ортопироксен, Pl = плагиоклаз, Ti-mag = титаномagnetит, Ttn = титаномagnetит

в ориентированных ламелях, субпластинчатыми извилистыми выделениями, распределёнными по краям зёрен Ti-mag-II (рис. 5д).

2) Ilm-II как правило резко ксеноморфен, распределён внутри Ti-mag-III неравномерно, при этом нередко содержит угловатые или округлые включения последнего. Иногда Ilm-II образует округлые и частично ограниченные зёрна в титаномagnetите (рис. 5е, ж). В краевых частях зёрен Ti-mag-III ильменит образует эвтектические срастания с силикатами (плагиоклазом, ортопироксеном и др. минералами) (рис. 5е).

По химическому составу Ilm-I и Ilm-II очень близки, на диаграмме $MnO-V_2O_5$ (рис. 6б) они образуют единый тренд, отражающий негативную корреляцию между этими элементами. Существенное их различие обнаружено лишь по содержаниям CaO, определёнными по ЭДС: 0.39 мас. % в Ilm-I и 0.04 мас. % в Ilm-II в среднем соответственно.

4.3.2. Утлыкташский комплекс

В габброидах Утлыкташского лополита и Уразовской интрузии выявлены следующие рудные минералы:

Титаномагнетит												
№	Тип	TiO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃ **	MnO	ZnO	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₅	Total
1	I	12.69	42.18	34.94	0.17	0.47	0.03	2.86	0.61	0.37	1.54	92.37
2	I	14.53	44.12	33.50	0.39	0.06	0.16	3.41	0.14	0.51	1.72	95.22
3	I	14.59	43.49	32.56	0.27	0.18	bdl	2.88	0.07	0.39	1.65	92.82
4*	I	14.41	43.03	30.88	0.51	0.12	0.40	2.72	0.89	0.28	2.06	92.21
5	II	12.33	42.61	37.10	0.03	0.06	bdl	3.54	0.13	0.81	1.61	94.51
6	II	13.25	43.49	34.65	0.05	0.06	0.04	3.89	0.19	0.83	1.62	94.62
7	II	12.88	43.71	35.62	0.06	0.04	0.02	2.02	0.97	0.76	1.38	93.89
8	II	7.38	40.60	40.24	0.06	bdl	bdl	0.22	3.59	0.04	1.33	89.43
9	II	10.70	40.63	44.37	0.03	0.13	bdl	1.46	0.08	0.02	0.86	93.83
10	II	11.43	41.18	43.14	0.03	0.04	bdl	1.01	0.08	0.03	0.90	93.53
11	II	18.76	46.79	29.06	1.46	0.23	bdl	1.41	0.07	0.15	1.09	96.11
12	II	19.29	47.18	27.58	1.32	0.04	bdl	0.99	0.10	0.15	1.10	94.99
13	II	15.20	46.88	24.73	0.15	0.15	0.10	1.24	3.14	0.12	1.10	90.34
14	II	16.47	45.51	32.66	0.44	0.19	0.01	1.27	0.18	0.14	1.07	94.67
15	II	13.13	42.97	39.25	0.08	0.19	bdl	1.44	0.15	0.15	1.28	94.71
16*	II	16.21	44.93	30.91	0.61	bdl	0.02	1.50	0.50	0.15	1.58	93.30
17	III	12.40	41.51	39.90	0.13	0.13	bdl	0.96	0.13	0.14	1.09	92.39
18	III	15.58	44.35	33.70	0.88	0.11	bdl	1.83	0.07	0.29	1.38	94.81
19	III	15.29	44.06	33.91	0.89	0.12	bdl	1.89	0.08	0.38	1.53	94.76
20*	III	12.54	41.92	37.18	0.27	0.02	0.02	1.64	0.27	0.47	2.47	93.07
Ильменит												
№	Тип	Ti	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Mn	Zn	Mg	Al	Si	Cr	V	Total
21	I	45.52	45.59	0	4.25	0.01	0.03	0.22	1.44	0.06	0.31	97.42
22	I	48.88	46.04	0	3.59	0.01	0.02	0.10	0.09	0.04	0.25	99.02
23*	I	47.16	46.76	0	3.18	bdl	0.01	0.11	0.48	bdl	0.62	98.32
24	II	47.47	48.37	0	3.77	0.02	0.01	0.10	0.01	0.06	0.36	100.16
25	II	45.10	46.00	0	4.41	0.02	0.01	0.11	0.51	0.08	0.28	96.52
26	II	47.29	48.50	0	3.41	0.01	0.05	0.12	bdl	0.07	0.39	99.84
27*	II	47.52	48.08	0	2.84	bdl	0.06	0.09	0.18	bdl	0.92	99.69
Формульные коэффициенты, титаномагнетит (O=4)												
№	Тип	Ti	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Mn	Zn	Mg	Al	Si	Cr	V	Total
1	I	0.372	1.375	1.025	0.006	0.013	0.002	0.131	0.024	0.011	0.040	3.000
2	I	0.413	1.395	0.953	0.013	0.002	0.009	0.152	0.005	0.015	0.043	3.000
3	I	0.427	1.416	0.954	0.009	0.005	0	0.132	0.003	0.012	0.042	3.000
4*	I	0.421	1.397	0.902	0.017	0.004	0.023	0.124	0.035	0.009	0.053	2.985
5	II	0.353	1.355	1.062	0.001	0.002	0	0.159	0.005	0.024	0.041	3.000
6	II	0.378	1.380	0.989	0.002	0.002	0.002	0.174	0.007	0.025	0.041	3.000
7	II	0.373	1.406	1.031	0.002	0.001	0.001	0.092	0.037	0.023	0.035	3.000
8	II	0.223	1.366	1.218	0.002	0	0	0.010	0.144	0.001	0.035	3.000
9	II	0.310	1.308	1.286	0.001	0.004	0	0.066	0.003	0.001	0.022	3.000
10	II	0.333	1.334	1.258	0.001	0.001	0	0.046	0.003	0.001	0.023	3.000
11	II	0.535	1.484	0.829	0.047	0.006	0	0.063	0.002	0.005	0.027	3.000
12	II	0.558	1.518	0.798	0.043	0.001	0	0.045	0.004	0.005	0.028	3.000
13	II	0.457	1.567	0.744	0.005	0.004	0.006	0.059	0.126	0.004	0.029	3.000
14	II	0.476	1.463	0.945	0.014	0.005	0.001	0.058	0.007	0.004	0.027	3.000
15	II	0.378	1.376	1.131	0.003	0.005	0	0.065	0.006	0.004	0.032	3.000
16*	II	0.473	1.457	0.902	0.020	0	0.001	0.069	0.019	0.005	0.041	2.986
17	III	0.367	1.364	1.180	0.004	0.004	0	0.045	0.005	0.004	0.028	3.000
18	III	0.449	1.420	0.971	0.029	0.003	0	0.082	0.003	0.009	0.035	3.000
19	III	0.441	1.411	0.977	0.029	0.003	0	0.085	0.003	0.012	0.039	3.000
20*	III	0.368	1.366	1.090	0.009	0	0.001	0.075	0.011	0.014	0.064	2.998
Формульные коэффициенты, ильменит (O=3)												
№	Тип	Ti	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Mn	Zn	Mg	Al	Si	Cr	V	Total
21	I	0.878	0.978	0	0.092	0	0.001	0.007	0.037	0.001	0.005	1.999
22	I	0.934	0.978	0	0.077	0	0.001	0.003	0.002	0.001	0.004	2.000
23*	I	0.906	0.998	0	0.069	0	0	0.003	0.012	0	0.010	1.998
24	II	0.895	1.014	0	0.080	0	0	0.003	0	0.001	0.006	1.999
25	II	0.881	0.999	0	0.097	0	0	0.003	0.013	0.002	0.005	2.000
26	II	0.894	1.020	0	0.073	0	0.002	0.004	0	0.001	0.006	2.000
27*	II	0.896	1.008	0	0.060	0	0.002	0.003	0.005	0	0.015	1.989

Табл. 2. Химический состав титаномагнетита и ильменита из габброидов наурузовского комплекса, мас. %. Примечание: *средние содержания по данным ЭДС (4, n = 13; 16, n = 31; 20, n = 18; 23, n = 21; 27, n = 14), остальные – анализы ВДС; ** рассчитано по стехиометрии; bdl – ниже предела обнаружения

титаномагнетит, ильменит, магнетит, титанит, пирит, халькопирит, пирротин. Первые два являются самыми распространёнными, а вторые два – обычно продуктами их низкотемпературных преобразований. Среди сульфидов

резко превалирует пирит, который в одном из образцов достигает 1 об. %, образуя кубоидные зёрна и их сростки размером до 1–2 мм, рассеянные в метасоматизированной силикатной матрице.

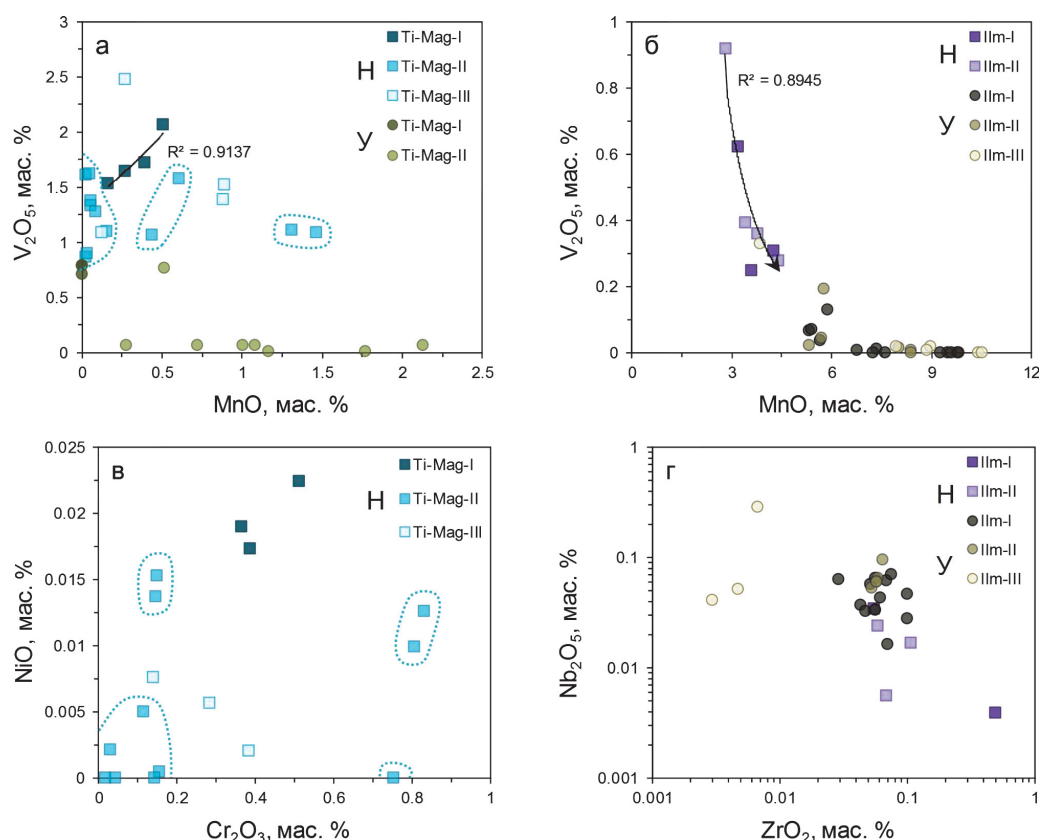


Рис. 6. Бинарные диаграммы для титаномагнетита и ильменита из габброидов наурузовского и утлыкташского комплексов. Сплошными линиями показаны тренды составов минералов, пунктирными линиями показаны группы составов Ti-mag-II в наурузовском комплексе, R^2 – величина достоверности аппроксимации

Титаномагнетит несколько преобладает над ильменитом, выделены два его морфологических типа: 1) идиоморфные и субидиоморфные мелкие кристаллы – Ti-mag-I; 2) более крупные ксеноморфные и субидиоморфные зёрна – Ti-mag-II.

1) Ti-mag-I редок и образует хорошо огранённые изометричные включения ромбододекаэдрического облика в клинопироксене (рис. 7а). Они имеют размер 20–50 мкм и развиты как в центральных, так и краевых частях зёрен клинопироксена. Иногда зёрна Ti-mag-I лейкоксенизируются по трещинам. Содержание TiO_2 в Ti-mag-I составляет 15.7–16.4 мас. %, величина Ti/V = 18.8–20.1, в нём широко варьирует количество Al_2O_3 (0.2–3.4 мас. %), характерной особенностью является очень низкая концентрация Mn (ниже предела обнаружения ЭДС (энергодисперсионного спектрометра), данные ВДС (волнодисперсионного спектрометра) отсутствуют).

2) Ti-mag-II развит широко, образуя относительно равномерную вкрапленность из различно огранённых зёрен размером 50–200 мкм в габброидах между кристаллами плагиоклаза (рис. 2в, г). Обычно он находится в сростании с клинопироксеном (часто хлоритизированным) и чаще всего частично или полностью лейкоксенизирован (рис. 7б, в, г). Замещение титаномагнетита титанитом выражено разнообразно: по кайме, по трещинам или пятнами. В почти полностью замещённых кристаллах нередко наблюдаются реликты Ti-mag-II (рис. 7г). Иногда изменённые зёрна представляют собой агрегат из закономерно сросшихся мельчайших кристаллов псевдобрукита, магнетита и титаномагнетита (рис. 7в). В габбро Уразовской интрузии встречаются зёрна

бывшего Ti-mag-II, представленные тонкодисперсной смесью хлорита и титанита, в которой остались закономерно ориентированные выделения ильменита. В обогащённом сульфидами образце габбро Утлыкташского лополита встречаются агрегаты обрастания лейкоксенизированных зёрен Ti-mag-II пиритом. Содержание TiO_2 в Ti-mag-II варьирует в диапазоне 7.2–25.3 мас. % (количество ульвошпинелевой компоненты до 75.2 мол. %), соответственно величина Ti/V также сильно вариативна (137–1103). Стоит отметить, что именно в этом минерале отмечается значительное расхождение между анализами ВДС и ЭДС – по количеству V_2O_5 – микронзондовый анализ показывает гораздо более низкие содержания (табл. 3). Содержание MnO меняется от 0.3 до 2.1 мас. %, Al_2O_3 варьирует от 0.04 до 1.02 мас. %, количество Nb_2O_5 достигает 0.02 мас. % в одном анализе. Несмотря на указанные расхождения по двум аналитическим методикам, на диаграмме MnO– V_2O_5 поля составов Ti-mag-I и Ti-mag-II полностью обособлены друг от друга (рис. 6а).

Магнетит (TiO_2 2.4–5.1 мас. %) встречается внутри изменённых зёрен Ti-mag-II, образуя ксеноморфные выделения среди титанитовой матрицы. Иногда наблюдается в виде мелких червеобразных выделений в структурах распада и разложения титаномагнетита (рис. 7в). Содержание MnO в нём варьирует в пределах 0.0н–0.63 мас. %, а V_2O_5 – 0.0н–1.00 мас. % (по данным ЭДС).

Ильменит представлен тремя морфологическими типами выделений: 1) самостоятельными зёрнами Ilm-I, 2) пластинчатыми выделениями в структурах распада титаномагнетита Ilm-II, 3) разнообразными по форме ксеноморфными выделениями в сростании с титаномагнетитом Ilm-III.

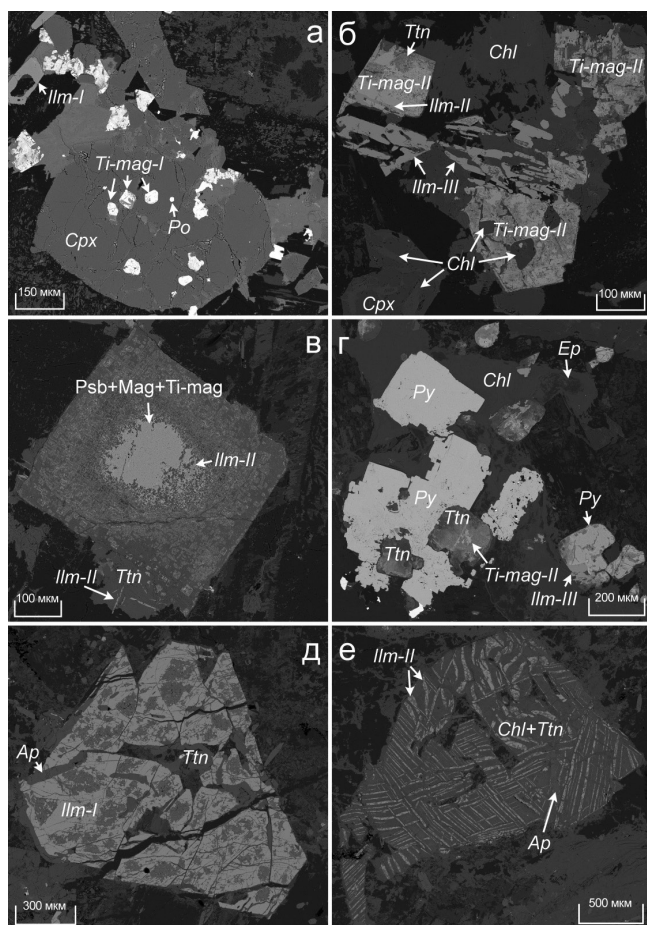


Рис. 7. Микрофотографии (BSE) Ti-Fe-оксидов в габброидах утыкташского комплекса: (а) включения идиоморфного титаномагнетита в клинопироксене, (б) субидиоморфные зёрна титаномагнетита и ксеноморфное выделение ильменита с эвтектической структурой, (в) реликтовая структура распада титаномагнетита в новообразованном титаните, (г) структуры обрастания пиритом титаномагнетита и срастания с ильменитом, (д) идиоморфное зерно ильменита, (е) ориентированные ламели ильменита в хлорит-титанитовом агрегате, заместившем титаномагнетит. Ap = апатит, Chl = хлорит, Cpx = клинопироксен, Ep = эпидот, Ilm = ильменит, Mag = магнетит, Pl = плагиоклаз, Po = пирротин, Psb = псевдобрукит, Py = пирит, Ti-mag = титаномагнетит, Ttn = титаномагнетит

1) Ilm-I образует вытянутые зёрна призматического облика, скелетные кристаллы с различной огранкой (рис. 7а), а также ксеноморфные пойкилитовые выделения. Они обычно ассоциируют с клинопироксеном, а их размеры варьируют от 50 до 200 мкм. В габбро Уразовской интрузии встречаются частично лейкоксенизированные крупные (до 1–1.5 мм) изометричные хорошо огранённые кристаллы Ilm-I с включениями апатита и силикатов (рис. 7д). Особенности химического состава Ilm-I являются умеренно высокие содержания MnO (5.3–9.8 мас. %), низкое содержание CaO (0.03 мас. % по данным ЭДС) и постоянные примеси ZrO_2 (0.03–0.10 мас. %) и Nb_2O_5 (0.03–0.07 мас. %) (табл. 3). В весовом отношении это самый распространённый тип ильменита.

2) Ilm-II представлен ориентированными пластинчатыми или субпластинчатыми выделениями в Ti-mag-II, часто уже находящимися в титанитовой матрице, заместившей титаномагнетит (рис. 7б–г, е). Количество MnO в нём

составляет 5.3–8.4 мас. %, ZrO_2 – 0.05–0.06 мас. %, Nb_2O_5 – 0.05–0.10 мас. %, а CaO – в среднем 0.14 мас. %. В весовом отношении этот тип ильменита уступает остальным.

3) Ilm-III встречается в виде резко ксеноморфных выделений размером до 1 мм, образуя эвтектические срастания с силикатной матрицей (рис. 7б). Местами Ilm-III нарастает на зёрна Ti-mag-II (рис. 7б) и, кроме того, образует срастания с пиритом (рис. 7г). Содержания примесей в нём наиболее вариативны: MnO – 3.3–10.1 мас. %; ZrO_2 – 0.0н–0.30 мас. %; Nb_2O_5 – 0.0н–0.28 мас. %; а количество CaO в среднем наиболее высокое – 0.21 мас. %. На диаграмме MnO– V_2O_5 (рис. 6б) составы всех типов ильменитов перекрываются, тогда как на диаграмме Nb_2O_5 – ZrO_2 точки Ilm-III обособляются от других (рис. 6г).

Отметим, что по данным ВДС содержание V_2O_5 в ильменитах не превышает 0.07 мас. %, тогда как по данным ЭДС Ilm-I в среднем оно составляет 0.13 мас. %, в Ilm-II – 0.19 мас. %, а в Ilm-III – 0.33 мас. %.

4.3.3. Диаграмма «рутил–вюстит–гематит»

На треугольной диаграмме Ti–Fe²⁺–Fe³⁺ (рис. 8) в координатах «рутил–вюстит–гематит» (TiO_2 –(Fe²⁺, Mn, Mg) O–0.5(Fe³⁺, Al)₂O₃) точки составов Ti-mag-I из Наурузовского силла образуют компактное поле, хорошо привязанное к расчётной линии «магнетит–ульвошпинель». Сходным образом распределены составы Ti-mag-III, тогда как Ti-mag-II характеризуется широкими вариациями состава вдоль линии «магнетит–ульвошпинель» со значительными отклонениями для некоторых составов, вызванными значительной примесью SiO₂. Точки составов Ilm-I и Ilm-II смещены от точки расчётного состава идеального ильменита в сторону вюstitа за счёт большей доли Fe²⁺, достигающей 1 ф.е., а в сумме с Mn²⁺ – 1.1 ф.е. Расчётная гематитовая компонента (Fe³⁺) в ильменитах Наурузовского силла отсутствует.

Диапазон вариаций составов титаномагнетитов из Утыкташского лополита и Уразовской интрузии по линии «магнетит–ульвошпинель» перекрывает поле составов Наурузовского силла: количество Fe³⁺ варьирует от 0.5 до 1.6 ф.е. Ильмениты тяготеют к расчётной точке идеального состава с отклонением вдоль линии «ильменит–гематит (титаногематит)» за счёт переменной доли Fe³⁺, варьирующей от 0.03 до 0.11 ф.е. При этом для Ilm-III характерны более широкие вариации, чем для Ilm-I и Ilm-II.

4.3.4. Термо-оксибарометрия титаномагнетит-ильменитового равновесия

Расчёты температур кристаллизации титаномагнетита и ильменита, а также фугитивности кислорода были проведены в программе WinMlgob (Yavuz, 2021), в которой величины T и fO_2 рассчитываются по нескольким моделям. Нами использованы значения, полученные по модели (Stormer, 1983), одной из самых зарекомендованных для рудно-магматических систем, подобным нашим. В наурузовском комплексе для пар Ti-mag-II–Ilm-I (пример на рис. 5д) расчётные температуры варьируют от 736 до 968 °C, величина $\log fO_2$ находится в диапазоне –16.8... –10.5, а для пар Ti-mag-III–Ilm-II (пример на рис. 5е, ж) – 804–945 °C и –14.1... –11.3, соответственно. В утыкташском комплексе для пар Ti-mag-II–Ilm-II (пример на рис. 7б, верхнее зерно) расчётные температуры составляют 630–881 °C, а величина $\log fO_2$ –20.0... –13.8.

Титаномагнетит												
№	Тип	TiO ₂	ZrO ₂	Nb ₂ O ₅	FeO	Fe ₂ O ₃ **	MnO	ZnO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	V ₂ O ₅	Total
1*	I	16.12	bdl	bdl	44.95	32.24	bdl	bdl	1.31	0.30	0.76	95.69
2	II	7.17	bdl	bdl	36.95	55.73	1.17	bdl	0.07	0.05	0.01	101.14
3	II	9.57	bdl	0.02	38.74	51.53	1.77	bdl	0.04	0.05	0.01	101.72
4	II	25.13	bdl	bdl	53.03	16.95	0.73	bdl	1.02	0.08	0.07	97.01
5	II	23.80	bdl	bdl	50.86	20.70	2.13	0.04	0.55	0.22	0.06	98.36
6	II	24.46	bdl	bdl	52.11	19.29	1.01	bdl	0.25	0.10	0.06	97.28
7	II	25.31	bdl	bdl	53.38	17.11	0.28	bdl	0.32	0.07	0.07	96.53
8	II	10.18	bdl	bdl	39.48	48.73	1.08	bdl	0.18	0.08	0.07	99.80
9*	II	14.20	bdl	bdl	43.14	37.31	0.51	bdl	0.86	0.25	0.77	97.05
Магнетит												
10*		3.97	bdl	bdl	34.09	57.20	0.36	bdl	0.20	1.10	0.70	97.61
Ильменит												
11	I	50.40	0.06	0.04	35.42	4.91	9.78	0.02	bdl	0.00	bdl	100.63
12	I	50.38	0.06	0.06	35.71	4.50	9.51	0.02	bdl	0.03	bdl	100.27
13	I	50.33	0.03	0.06	35.86	4.68	9.28	0.02	bdl	bdl	bdl	100.27
14	I	50.57	0.05	0.06	35.75	4.37	9.60	0.02	bdl	bdl	bdl	100.42
15	I	50.09	0.07	0.06	35.10	5.05	9.81	0.03	bdl	bdl	bdl	100.21
16	I	49.91	0.07	0.07	39.15	5.49	5.68	0.03	bdl	0.03	0.04	100.46
17	I	49.86	0.10	0.03	39.44	5.44	5.34	0.03	bdl	0.02	0.07	100.33
18	I	49.65	0.10	0.05	39.17	6.04	5.40	0.03	bdl	bdl	0.07	100.50
19	I	50.46	0.07	0.02	37.93	4.74	7.34	0.03	bdl	bdl	0.01	100.60
20	I	50.28	0.04	0.04	37.54	4.66	7.60	0.03	bdl	0.03	bdl	100.23
21	I	50.71	0.05	0.03	38.28	3.91	7.25	0.02	bdl	0.02	bdl	100.27
22	I	50.46	0.06	0.03	38.51	4.17	6.77	0.03	bdl	bdl	0.01	100.03
23*	I	50.32	bdl	bdl	39.49	4.31	5.87	bdl	0.02	0.17	0.13	100.30
24	II	50.13	0.06	0.06	39.27	5.03	5.72	0.04	bdl	bdl	0.04	100.34
25	II	49.96	0.06	0.10	39.57	5.63	5.33	0.02	bdl	0.04	0.02	100.74
26	II	50.01	0.06	0.06	37.49	2.91	8.01	0.03	0.15	0.54	0.02	99.27
27	II	50.28	0.05	0.05	36.87	4.27	8.38	0.03	0.01	0.13	0.01	100.08
28	II	50.41	0.06	0.06	36.88	3.90	8.38	0.02	bdl	0.03	bdl	99.75
29*	II	50.46	bdl	bdl	39.51	5.49	5.77	bdl	bdl	0.12	0.19	101.54
30	III	51.82	bdl	0.04	36.15	1.62	10.43	0.02	bdl	0.10	bdl	100.18
31	III	51.60	bdl	0.04	35.92	1.79	10.52	0.04	bdl	0.16	bdl	100.08
32	III	51.54	bdl	0.05	37.24	2.31	8.99	0.02	bdl	bdl	0.02	100.18
33	III	51.50	bdl	0.28	37.39	2.07	8.85	0.02	bdl	0.04	0.01	100.17
34	III	51.50	bdl	0.04	38.29	2.25	7.94	bdl	bdl	bdl	0.02	100.03
35*	III	48.66	0.04	bdl	39.891	5.9549	3.85	bdl	0.04	0.24	0.33	99.00
Формульные коэффициенты, титаномагнетит (O=4)												
№	Тип	Ti	Zr	Nb	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Mn	Zn	Al	Si	V	Total
1*	I	0.474	0	0	1.469	0.948	0	0	0.060	0.012	0.020	2.984
2	II	0.204	0	0	1.168	1.585	0.037	0	0.003	0.002	0	3.000
3	II	0.270	0	0	1.216	1.455	0.056	0	0.002	0.002	0	3.000
4	II	0.727	0	0	1.707	0.491	0.024	0	0.046	0.003	0.002	3.000
5	II	0.682	0	0	1.620	0.593	0.069	0.001	0.025	0.008	0.002	3.000
6	II	0.710	0	0	1.681	0.560	0.033	0	0.012	0.004	0.002	3.000
7	II	0.739	0	0	1.733	0.500	0.009	0	0.015	0.003	0.002	3.000
8	II	0.292	0	0	1.260	1.400	0.035	0	0.008	0.003	0.002	3.000
9*	II	0.415	0	0	1.402	1.091	0.017	0	0.040	0.010	0.020	2.994
Формульные коэффициенты, магнетит (O=4)												
10*		0.115	0	0	1.098	1.658	0.012	0	0.009	0.042	0.018	2.952
Формульные коэффициенты, ильменит (O=3)												
11	I	0.953	0.001	0	0.745	0.093	0.208	0	0	0	0	2.000
12	I	0.956	0.001	0.001	0.753	0.086	0.203	0	0	0.001	0	2.000
13	I	0.955	0	0.001	0.757	0.089	0.198	0	0	0	0	1.999
14	I	0.958	0.001	0.001	0.753	0.083	0.205	0	0	0	0	2.000
15	I	0.951	0.001	0.001	0.741	0.096	0.210	0	0	0	0	2.000
16	I	0.946	0.001	0.001	0.825	0.104	0.121	0	0	0.001	0.001	2.000
17	I	0.946	0.001	0	0.833	0.103	0.114	0.001	0	0.001	0.001	2.000
18	I	0.941	0.001	0.001	0.826	0.115	0.115	0.001	0	0	0.001	2.000
19	I	0.954	0.001	0	0.798	0.090	0.156	0.001	0	0	0	2.000
20	I	0.954	0.001	0	0.792	0.089	0.162	0.001	0	0.001	0	2.000
21	I	0.962	0.001	0	0.807	0.074	0.155	0	0	0	0	1.999
22	I	0.960	0.001	0	0.814	0.079	0.145	0.001	0	0	0	2.000
23*	I	0.954	0	0	0.832	0.082	0.125	0	0.001	0.004	0.002	1.999

Табл. 3. Химический состав титаномагнетита, магнетита и ильменита из габброидов утлыкташского комплекса, мас. %. Примечание: *средние содержания по данным ЭДС (1, n = 3; 9, n = 21; 10, n = 6; 23, n = 6; 28, n = 3; 35, n = 21), остальные – анализы ВДС; ** рассчитано по стехиометрии; bdl – ниже предела обнаружения

24	II	0.951	0.001	0.001	0.829	0.095	0.122	0.001	0	0	0.001	2.000
25	II	0.945	0.001	0.001	0.832	0.107	0.114	0	0	0.001	0	1.999
26	II	0.955	0.001	0.001	0.797	0.056	0.172	0.001	0.005	0.014	0	2.000
27	II	0.955	0.001	0.001	0.779	0.081	0.179	0.001	0	0.003	0	2.000
28*	II	0.961	0.001	0.001	0.782	0.074	0.180	0	0	0.001	0	2.000
29	III	0.944	0	0	0.822	0.103	0.122	0	0	0.003	0.003	1.996
30	III	0.982	0	0	0.762	0.031	0.222	0	0	0.003	0	1.999
31	III	0.979	0	0	0.757	0.034	0.225	0.001	0	0.004	0	2.000
32	III	0.977	0	0.001	0.785	0.044	0.192	0	0	0	0	1.999
33	III	0.978	0	0.003	0.789	0.039	0.189	0	0	0.001	0	1.999
34	III	0.978	0	0	0.808	0.043	0.170	0	0	0	0	1.999
35*	III	0.933	0.001	0	0.851	0.114	0.083	0	0.001	0.006	0.006	1.994

Продолжение табл. 3

Полученные результаты отражены на диаграмме $T-fO_2$, где видно, что большинство точек составов ложатся на кривые буферов FMQ (фаялит–магнетит–кварц) и NNO ($Ni-NiO$) (рис. 9). Причём фигуративные точки пар Ti-mag-III–Ilm-II наурузовского комплекса стройно ложатся на линию буфера NNO, а точки пар Ti-mag-II–Ilm-I – распределяются между кривыми FMQ и NNO. В утлыкташском комплексе точки пар Ti-mag-II–Ilm-II стройно ложатся на линию FMQ.

5. Обсуждение

5.1. Условия концентрирования

Fe-Ti-минерализации

Наличие в наурузовском и утлыкташском комплексах обогащённых Fe-Ti-оксидами пород, содержащих повышенные концентрации TiO_2 (до 1.6–2.9 мас. %), FeO^* (до 18.1–20.1 мас. %) и V (до 430–545 г/т), свидетельствует об их перспективности в отношении Fe-Ti-V-оруденения. В утлыкташском комплексе наиболее интересной в этом плане является нижняя часть Утлыкташского расслоенного лополита, а в наурузовском комплексе – центральная (средняя) часть Наурузовского силла. Изученные массивы приурочены к трещиноватым терригенно-глинисто-кремнистым толщам, в некоторых достоверно установлены зоны разломов. Всё это обусловило проницаемость базитовой магмы и могло способствовать ассимиляции осадочных пород. Формирование титаномагнетитовых месторождений в габброидах связывают с ассимиляцией базитовой магмой вмещающих карбонатных пород, что приводит к ферритизации силикатного расплава (Павлов, 1983). Отметим, что в зоне Восточно-Утлыкташского разлома развиты линзы известняков, и при внедрении магмы на одном из участков восточного контакта Утлыкташского лополита сформировалось Канакайское скарново-магнетитовое месторождение (Рахимов и др., 2023). Источником Fe для месторождения могли быть и метасоматизированные габброиды, и вмещающие породы, но никаких признаков промышленного титаномагнетитового оруденения в этой зоне не выявлено.

Считается, что положение V-Ti-Fe-минерализованных тел в расслоенном массиве зависит от исходной fO_2 родоначальной магмы (Zhang et al., 2014). Повышенное значение fO_2 могло привести к ранней кристаллизации титаномагнетита, обуславливая его накопление в придонной части магматического тела с формированием массивной руды, тогда как в верхней части разреза залегают вкрапленные руды, формировавшиеся при пониженной величине fO_2 . Необходимым условием формирования

крупного титаномагнетитового месторождения считается достаточная длительность устойчивой конвективной циркуляции. Это может быть достигнуто либо за счёт множественных импульсов внедрения магмы, либо за счёт стабильного магматического очага и системы разломов, подходящей для циркуляции флюидов в относительно замкнутом пространстве (Zhang et al., 2014). Таким образом, формирование титаномагнетитовых руд, их размеры и структурно-текстурные особенности во многом зависят от геологических условий. В этом отношении

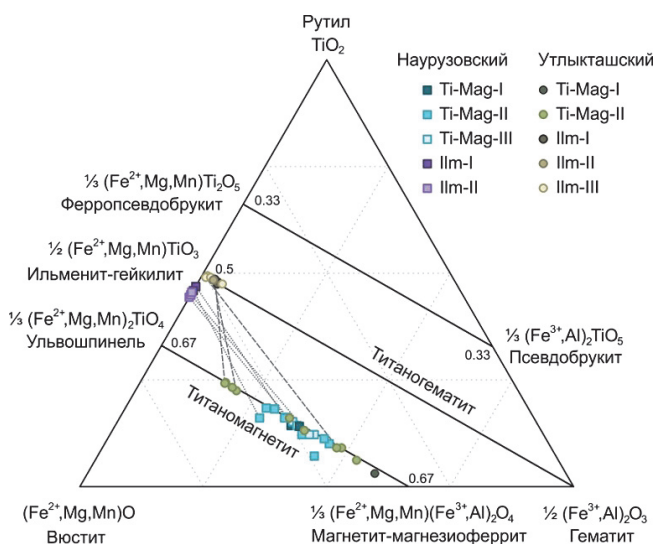


Рис. 8. Положение составов титаномагнетитов и ильменитов наурузовского и утлыкташского комплексов на диаграмме «рутил–вюстит–гематит» по (Butler, 1992). Пунктирными линиями соединены анализы из единых выделений

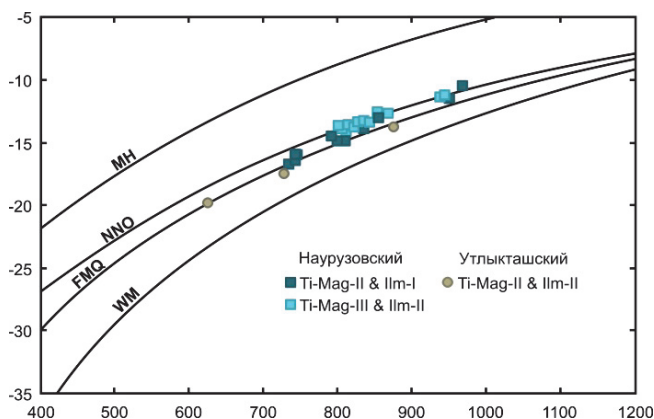


Рис. 9. Диаграмма $T-fO_2$ для титаномагнетит-ильменитовых пар наурузовского и утлыкташского комплекса

геологические условия становления Наурузовского силла и Утлыкташского лополита можно считать достаточно благоприятными, поскольку они оба залегают среди ограниченных по мощности проницаемых осадочных толщ, окружённых относительно непроницаемыми вулканогенными толщами (базальтами, андезибазальтами, дацитами и их туфами). Отсутствие находок кондиционных руд (концентрации FeO_t – до 20.1 мас. % и TiO_2 – до 2.9 мас. % едва достигают значений убогих/бедных руд) может быть связано с недостаточной детальностью поисково-разведочных работ. Размеры изученных массивов можно считать внушительными (10–11 км в длину).

Изучаемые объекты можно отнести к примерам специфического Ti-Fe магматического оруденения, проявленного в постостроводужной – аккреционно-коллизонной геодинамической обстановке.

5.2. Условия кристаллизации Fe-Ti-оксидов

В изученных габброидах выявлено несколько морфологических типов титаномагнетита и ильменита, имеющих различное происхождение, о чём свидетельствует и их химический состав.

5.2.1. Наурузовский комплекс

Во вкрапленниках ортопироксена Наурузовского силла, в особенности из порфириовидных норитов, обнаружены каплевидные включения титаномагнетита (Ti-mag-I, рис. 5а–г), которые являются свидетельством наличия несмешиваемой Fe-Ti-оксидной жидкости в системе (Liu et al., 2014; Pietruszka et al., 2022). Наличие вкрапленников ортопироксена предполагает связь богатых ими разновидностей пород с наиболее ранним дифференциатом магмы, вероятно, раскристаллизованным на дне промежуточной камеры. Обогащённость Ti-mag-I Cr, Ni и Zn согласуется с высокой совместимостью этих элементов с Fe-Ti-оксидным расплавом (Hurai et al., 1998), существовавшим на раннемагматической стадии ($T > 1000^\circ\text{C}$).

Кристаллизация Ti-mag-II, судя по всему, происходила из Fe-Ti-обогащённого остаточного силикатного расплава, о чём свидетельствует морфология зёрен (идиоморфные и субидиоморфные), особенности их распределения в породе (в интерстициях крупных идиоморфных кристаллов) и типы сростания с породообразующими силикатами (рис. 5в, д). Широкие вариации химического состава Ti-mag-II не противоречат этой модели. Выделение пластин ильменита (Ilm-I) в титаномагнетите (Ti-mag-II) обычно происходит на более низкотемпературной стадии при субсолидусных превращениях (Tan et al., 2016). Температура образования Ilm-I оценена в диапазоне $968\text{--}736^\circ\text{C}$.

Образование Ti-mag-III и Ilm-II, вероятно, происходило из остаточного высокожелезистого–высокотитанистого силикатного расплава на позднемагматической стадии. В пользу этого свидетельствует резко ксеноморфная пойкилитовая морфология ильменит-титаномагнетитовых выделений с обилием включений силикатов и округлыми очертаниями границ, а также эвтектический характер сростаний ильменита с поздними силикатами – кислым плагиоклазом и калиевым полевым шпатом (рис. 5е, ж). Ti-mag-III наиболее беден Cr и Ni, что исключает его возможную связь с Fe-Ti-оксидным расплавом, из которого

произошёл Ti-mag-I. Температура кристаллизации Ti-mag-III и Ilm-II оценена в $945\text{--}804^\circ\text{C}$.

5.2.2. Утлыкташский комплекс

В зёрнах клинопироксена Утлыкташского лополита обнаружены мелкие идиоморфные включения раннего титаномагнетита (Ti-mag-I, рис. 7а), вероятно кристаллизовавшегося непосредственно из силикатного расплава на раннемагматической стадии ($T > 1000^\circ\text{C}$). Относительно более поздний Ti-mag-II вместе с Ilm-I кристаллизовались из остаточного силикатного расплава, обогатившимся Fe и Ti. Они образуют сростки с клинопироксеном (рис. 7б), также в основном кристаллизовавшимся после раннего плагиоклаза. На более низкотемпературной стадии в границах Ti-mag-II происходил распад твёрдого раствора с выделением ламелей Ilm-II (рис. 7б, в, е). Температура данного процесса оценена в $881\text{--}630^\circ\text{C}$.

Образование Ilm-III нами связывается с кристаллизацией остаточного Ti-Fe-обогащённого силикатного расплава, что обусловило не только ксеноморфный характер индивидов, но местами и эвтектический характер сростаний этого ильменита с силикатной матрицей (рис. 7б) – вероятно, наиболее поздними выделениями плагиоклаза и клинопироксена (?), позднее практически полностью замещёнными вторичными силикатами. Сростания Ilm-III с пиритом (рис. 7г) указывают на высокое содержание серы в остаточном расплаве. Температура кристаллизации Ilm-III, вероятно, близка к температуре кристаллизации титаномагнетит-ильменитовых сростаний в габброидах Наурузовского силла ($945\text{--}804^\circ\text{C}$).

5.3 Модели формирования Fe-Ti-минерализованных зон

В Наурузовском силле наиболее богатая Fe-Ti-минерализация выявлена в средней части, в связи с чем мы предполагаем наличие более чем одного акта внедрения магмы при формировании данного массива. Обобщённая модель формирования самого массива и Fe-Ti-минерализации в нём показана на рис. 10а. Первой внедрилась наиболее мафитовая порция магмы, частично раскристаллизованная в промежуточной камере, о чём свидетельствует обилие порфириовых вкрапленников ортопироксена. Отметим, что точки составов этих пород на вариационных диаграммах смещены от главных трендов (рис. 3). Вероятно, эта магма содержала капли Fe-Ti-оксидного расплава, но последующие внедрения более фракционированных порций магмы, более глинозёмистых и менее магнезиальных, могли привести к их растворению. В результате свидетельство о существовании раннего титан-железистого расплава сохранилось лишь в виде глобулярных включений титаномагнетита во вкрапленниках. На промежуточной стадии становления массива Fe-Ti-оксиды выделялись из остаточной после кристаллизации породообразующих силикатов магмы. На более поздней стадии вследствие дефицита пространства из Fe-Ti-богатого остаточного расплава кристаллизовались пойкилитовые ильменит-титаномагнетитовые выделения.

Основными факторами, обусловившими Fe-Ti-обогащение пород нижней части Утлыкташского лополита, можно считать гравитационное осаждение и кристаллизационную дифференциацию. Согласно этому,

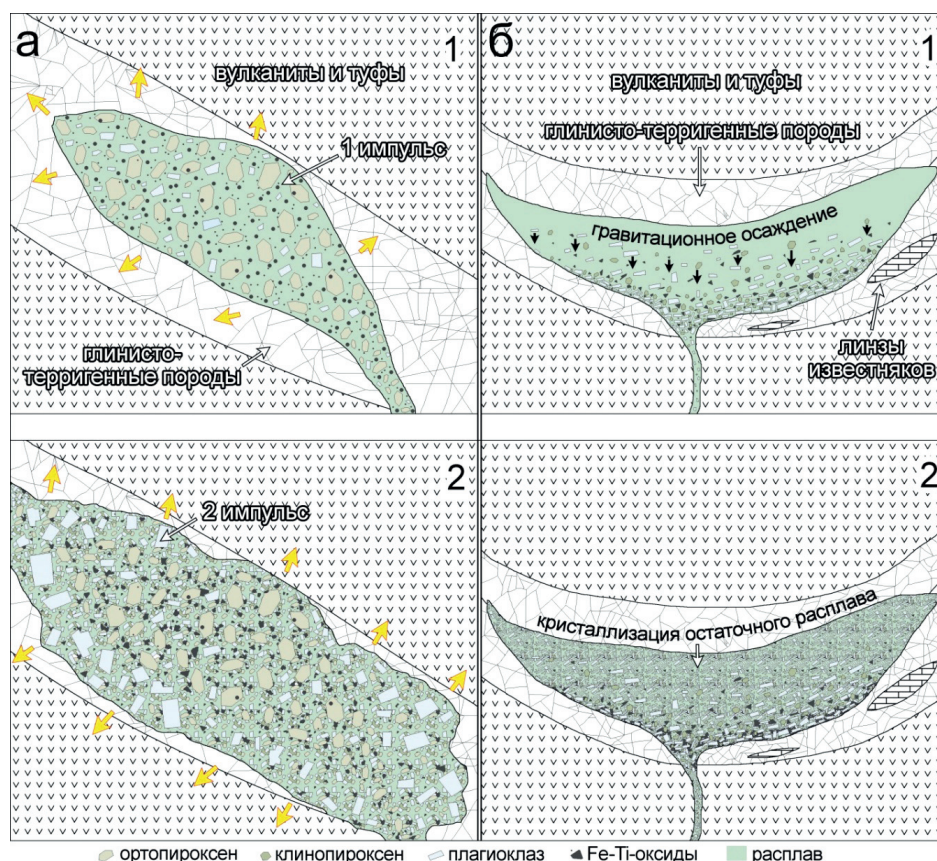


Рис. 10. Схематические модели становления и Fe-Ti-минерализации Наурузовского силла (а) и Утыкташского лополита (б), пояснения в тексте

кристаллизующиеся Fe-Ti-оксиды оседали на дно интрузивной камеры вместе с клинопироксеном и ранним плагиоклазом, а верхняя её часть обогащалась поздним плагиоклазом (рис. 10б). На дневной поверхности вскрыта часть нижней Fe-Ti-минерализованной зоны лополита, но нет данных, насколько значительна эта часть по мощности. В связи с этим открыт вопрос, есть ли на глубине ещё более богатые Fe-Ti-оксидами горизонты пород. В Утыкташском массиве остаточная высокофракционированная силикатная жидкость более интенсивно обогащалась Ti, нежели в Наурузовском, что и обусловило кристаллизацию ильменита, а не титаномагнетита. Однако это явление не имело массового характера, поскольку распространение позднего пойкилитового ильменита ограничено.

Итак, наблюдаемые различия в характере Ti-Fe минерализации между Наурузовским и Утыкташским массивами обусловлены как несколько разным составом исходной магмы, так и разными механизмами её миграции и дифференциации. Особенности петрографии и химического состава пород Наурузовского массива свидетельствуют о дифференциации магмы в промежуточной камере. Возможно, при этом часть титана (в виде ильменита?) выпала во фракцию. В случае с Утыкташским массивом дифференциация происходила *in situ*. Кристаллизующиеся фазы и фракционированный расплав циркулировали в единой крупной камере.

6. Выводы

Fe-Ti-минерализация Наурузовского силла и Утыкташского лополита имеет полигенный характер и распределена неравномерно внутри тел, что обусловлено

разными механизмами обогащения пород титаномагнетитом и ильменитом.

В Наурузовском силле наиболее богатая Fe-Ti-оксидами (Fe_2O_3^* – до 20.1 мас. %, TiO_2 – до 1.6 мас. %, V – до 430 г/т) зона приурочена к средней части тела, связанной с первичным внедрением магмы, обогащённой вкрапленниками ортопироксена и, вероятно, содержащей несмешиваемую Fe-Ti-жидкость.

Последующие внедрения фракционированной высокоглинозёмистой и низкомагнезиальной магмы могли привести к растворению капель Fe-Ti-жидкости с частичным перераспределением рудных компонентов внутри тела.

Обогащение нижней части Утыкташского лополита Fe-Ti-оксидами (Fe_2O_3^* – до 18.1 мас. %, TiO_2 – до 2.9 мас. %, V – до 545 г/т) произошло благодаря гравитационному осаждению кристаллизующихся фаз.

Особенности Fe-Ti-минерализации габбро Уразовской интрузии отличают её от Утыкташского лополита, что требует отдельного изучения.

Геологические условия формирования Наурузовского силла и Утыкташского лополита достаточно благоприятны для формирования кондиционных Fe-Ti-руд.

Финансирование

Работа выполнена в рамках гранта РНФ № 22-77-10049.

Литература

- Анисимов И.С., Сопко Л.Н., Ямаев Ф.А., Калташева И.Ш., Мухаметов И.Ш. (1978). Отчёт по геологическому доизучению в масштабе 1:50000 объекта «Ургунская площадь» за 1972–1978 гг. Т.1. Уфа, 416 с.
Бузмаков, В.Н., Володина, Ю.В. (2022). Титаномагнетитовые месторождения как перспективная сырьевая база металлургии Урала (на основе

опыта разработки Качканарской группы месторождений). *Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского*, Вып. 25, с. 27–33. <https://doi.org/10.17072/chirvinsky.2022.27>
Знаменский С.Е. (2009). Структурные условия формирования коллизийных месторождений золота восточного склона Южного Урала. Уфа: Гилем, 348 с.

Иванов О.К. (1997). Концентрически-зональные пироксенит-дуни-товые массивы Урала (минералогия, петрология, генезис). Екатеринбург: Издательство Уральского университета, 488 с.

Кац Ш.Н., Тамбовцев В.В., Калташвва И.И., Генина Л.А., Ишмуратова З.У. (1980). Отчёт о геологическом доизучении в масштабе 1:50000 Миндякской площади (планшеты №40-70-Г-б-в,г.; №40-71-А и В; №40-82-А-б,в,г и Б) по работам Миндякского геолого-съемочного отряда и Учалинской геофизической партии за 1975–1980 гг. Уфа, 362 с.

Козлов А.В., Михайлов В.В., Степанов С.Ю., Шилоvских В.В., Власенко Н.С. (2022). Магнетит-ильменит-шпинелевые сростания в амфиболовых габбро массива Серебрянского Камня, Средний Урал. *Минералогия*, 8(4), с. 34–58. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2022-8-4-3>

Павлов А.Л. (1983). Генезис магматических магнетитовых месторождений. Новосибирск: Наука, 208 с.

Прокин В.А. (1976). Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. М.: Недра, 176 с.

Пучков В.Н. (2000). Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Гилем, 146 с.

Рахимов, И. Р., Михеев, Е. И., Вишнеvский, А. В., Кунакузин, Е. Л. (2023). Минералогия, геохимия и Sm-Nd систематика пород и руд скарново-магнетитового месторождения Канакай (Южный Урал). *Вестник ВГУ. Серия: Геология*, (1), с. 49–64. <https://doi.org/10.17308/geology/1609-0691/2023/1/49-64>

Рахимов И.Р. (2017). Геология, петрология и рудоносность позднедевонско-карбонного интрузивного магматизма Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала. *Дис. ... канд. геол.-мин. наук*. Уфа, 181 с.

Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р. (2019). Магнитогорская зона Южного Урала в позднем палеозое: магматизм, флюидный режим, металлогения, геодинамика. М.: Наука, 392 с.

Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н. (1992). Вулканизм Южного Урала. М.: Наука, 197 с.

Холоднов В.В. (2006). Крупные титаномагнетитовые, ильменитовые и скарново-магнетитовые месторождения в рифтогенных структурах Южного Урала: факторы, определяющие их минеральный состав, масштабы и условия формирования. *Ежегодник-2005*, вып. 153, с. 404–408.

Шабашев В.Я. (2022). Железо-титановое оруденение Ошурковского массива (Забайкалье). *Геосферные исследования*, (1), с. 48–67. DOI: 10.17223/25421379/22/3

Шарков Е.В., Чистяков А.В., Щипцов В.В., Богина М.М., Фролов П.В. (2018). Происхождение Fe-Ti оксидной минерализации в среднепалеопротерозойском Елетьозерском сиенит-габбровом интрузивном комплексе (Северная Карелия, Россия). *Геология рудных месторождений*, 60(2), с. 198–230. <https://doi.org/10.7868/S0016777018020041>

Abdel-Karim M.A.-A. (2009). Petrographic and chemical characterization of Fe-Ti oxides and sulfides hosted in mafic intrusions, south Sinai, Egypt: Implication for genesis. *Journal of Geology and Mining Research*, 1(3), pp. 076–093.

Butler R.F. (1992). *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Boston: Blackwell Scientific Publications, 319 p.

Clynne M.A. (1999). A Complex Magma Mixing Origin for Rocks Erupted in 1915, Lassen Peak, California. *Journal of Petrology*, 40(1), pp. 105–132. <https://doi.org/10.1093/ptrology/40.1.105>

Howarth G.H., Prevec S.A., Zhou M.-F. (2013). Timing of Ti-magnetite crystallisation and silicate disequilibrium at the Panzhihua Mafic Layered Intrusion: implications for ore forming processes. *Lithos*, (170–171), pp. 73–89. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.02.020>

Hurai V., Simon K., Wiechert U., Konečný P., Huraiová M., Pironon J., Lipka J. (1998). Immiscible separation of metalliferous Fe/Ti-oxide melts from fractionating alkali basalt: P-T-f O₂ conditions and two-liquid elemental partitioning. *Contrib. Mineral. Petrol.*, (133), pp. 12–29. <https://doi.org/10.1007/s004100050433>

Liu P.-P., Zhou M.-F., Chen W.T., Boone M., Cnudde V. (2014). Using Multiphase Solid Inclusions to Constrain the Origin of the Baima Fe-Ti-(V) Oxide Deposit, SW China. *Journal of Petrology*, 55(5), pp. 951–976. <https://doi.org/10.1093/ptrology/egu012>

Pietruszka D.K., Hanchar J.M., Tornos F., Wirth R., Graham N.A., Severin K.P., Velasco F., Steele-MacInnis M., Bain W.M. (2022) Magmatic immiscibility and the origin of magnetite-(apatite) iron deposits. Preprint (Version 1). <https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-2156064/v1>

Ryabchikov I. D., Kogarko L. N., Kuzmin D. V. (2012). Degassing and redox effects in the magma chamber of the Guli massif (Polar Siberia). *EGU General Assembly*, Vienna, Austria, p. 1244.

Stormer J.J. (1983). The effects of recalculation on estimates of temperature and oxygen fugacity from analyses of multicomponent-iron-titanium oxides. *Amer. Miner.*, (68), pp. 586–594.

Tan W., Liu P., He H., Wang C.Y., Liang X. (2016). Mineralogy and origin of exsolution in ti-rich magnetite from different magmatic Fe-Ti oxide-bearing intrusions. *The Canadian Mineralogist*, (54), pp. 539–553. <https://doi.org/10.3749/canmin.1400069>

Turner M.B., Cronin S.J., Stewart R.B., Bebbington M., Smith I.E.M. (2008). Using titanomagnetite textures to elucidate volcanic eruption histories. *Geology*, 36(1), pp. 31–34. <https://doi.org/10.1130/G24186A.1>

Xu Z.-H., Yang Z.-F., An X.-H., Xu R., Qi J.-N. (2022) Relationship between the Texture and Composition of Titanomagnetite in Hannuoba Alkaline Basalt: A New Geospeedometer. *Minerals*, 12, 1412. <https://doi.org/10.3390/min12111412>

Yavuz F. (2021). WinMIGob: A Windows program for magnetite-ilmenite geothermometer and oxygen barometer. *Journal of Geosciences*, 66(1), pp. 51–70. <http://doi.org/10.3190/jgeosci.319>

Zhang Z.C., Hou T., Li H.M., Li J.W., Zhang Z.H., Song X.Y. (2014). Enrichment mechanism of iron in magmatic-hydrothermal system. *Acta Petrol. Sin.*, 30, pp. 1189–1204 (In Chinese)

Zhou M.-F., Chen W.T., Wang C.Y., Prevec S.A., Liu P. P., Howarth G. (2013). Two stages of immiscible liquid separation in the formation of Panzhihua-type of Fe-Ti-V oxide deposits, SW China. *Geoscience Frontiers*, 4(5), pp. 481–502. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2013.04.006>

Zeng L.-P., Zhao X.-F., Spandler C., Hu H., Hu B., Li J.-W., Hu Y. (2022). Origin of high-Ti magnetite in magmatic-hydrothermal systems: evidence from iron oxide-apatite (IOA) deposits of Eastern China. *Economic Geology*, 117(4), pp. 923–942.

Сведения об авторах

Ильдар Рахимович Рахимов – кандидат геол.-минерал. наук, старший научный сотрудник, Институт геологии УФИЦ РАН

Россия, 450077, Уфа, ул. Карла Маркса, д. 16/2
e-mail: rigel92@mail.ru

Андрей Владиславович Вишнеvский – кандидат геол.-минерал. наук, старший научный сотрудник, Институт геологии и минералогии СО РАН

Россия, 630090, Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, д. 3

Статья поступила в редакцию 17.03.2023;

Принята к публикации 15.08.2023; Опубликовано 30.09.2023

IN ENGLISH

ORIGINAL ARTICLE

Origin of Ti-Fe-oxide mineralization of post-island-arc gabbroid complexes in the northern part of the West Magnitogorsk zone (Southern Urals)

I.R. Rakhimov^{1*}, A.V. Vishnevskiy²

¹Institute of Geology of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences, Ufa, Russian Federation

²Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation

*Corresponding author: Ildar R. Rakhimov, e-mail: rigel92@mail.ru

Abstract. Detailed mineralogical and geochemical studies of Ti-Fe oxides from gabbroids of the Nauruz and Utlyktash post-subductional complexes, West Magnitogorsk Zone, South Urals, have been carried out. The polygenic nature of Ti-Fe mineralization in Nauruz sill, Utlyktash layered lopolith and Uraz intrusion rocks has been established. The Nauruz massif is dominated by titanomagnetite, which crystallized both from the Ti-Fe-oxide liquid at the early magmatic stage and from the residual Ti-Fe-enriched silicate melt at the intermediate and late magmatic stages (~970–800°C). The most rich in Ti-Fe oxides (Fe_2O_3^* up to 20.1 wt %, TiO_2 up to 1.6 wt %, and V up to 430 ppm) is the middle zone of the sill associated with intrusion of magma enriched in orthopyroxene phenocrysts. Both titanomagnetite and ilmenite are widespread in the Utlyktash lopolith, forming the richest accumulations in the lower part of the massif (Fe_2O_3^* up to 18.1 wt %, TiO_2 up to 2.9 wt %, and V up to 545 g/t) due to gravitational settling of crystallizing phases. The gabbroids of the Uraz intrusion are similar in mineral and chemical composition, but differ from the Utlyktash lopolith in the patterns of formation of Ti-Fe mineralization, which requires a special study. In general, the geological settings for the formation of the Nauruz sill and Utlyktash lopolith are quite favorable for the formation of economic Fe-Ti ores.

Keywords: geology, chemistry, melt, crystallization, titanomagnetite, ilmenite, thermometry, oxybarometry

Recommended citation: Rakhimov I.R., Vishnevskiy A.V. (2023). Origin of Ti-Fe-oxide mineralization of post-island-arc gabbroid complexes in the northern part of the West Magnitogorsk zone (Southern Urals). *Georesursy = Georesources*, 25(3), pp. 175–190. <https://doi.org/10.18599/grs.2023.3.21>

Acknowledgements

The work was carried out within the framework of the Russian Science Foundation grant no. 22-77-10049.

References

- Abdel-Karim M.A.-A. (2009). Petrographic and chemical characterization of Fe-Ti oxides and sulfides hosted in mafic intrusions, south Sinai, Egypt: Implication for genesis. *Journal of Geology and Mining Research*, 1(3), pp. 076–093.
- Anisimov I.S., Sopko L.N., Yamaev F.A., Kaltasheva I.S., Mukhametov I.S. (1978) Report on geological additional study on a scale of 1:50000 of the object “Urgun area” for 1972–1978. V.1. Ufa, 416 p. (In Russ.)
- Butler R.F. (1992). *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Boston: Blackwell Scientific Publications, 319 p.
- Buzmakov V.N., Volodina Y.V. (2022). Titanomagnetite deposits as a promising raw material base for the metallurgy of the Urals (based on the experience of developing the Kachkanar group of deposits). *Problems of mineralogy, petrography and metallogeny: Scientific readings in memory of P.N. Chirvinsky*, 25, pp. 27–33. (In Russ.) <https://doi.org/10.17072/chirvinsky.2022.27>
- Clynne M.A. (1999). A Complex Magma Mixing Origin for Rocks Erupted in 1915, Lassen Peak, California. *Journal of Petrology*, 40(1), pp. 105–132. <https://doi.org/10.1093/ptro/40.1.105>
- Howarth G.H., Prevec S.A., Zhou M.-F. (2013). Timing of Ti-magnetite crystallisation and silicate disequilibrium at the Panzhihua Mafic Layered Intrusion: implications for ore forming processes. *Lithos*, (170–171), pp. 73–89. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.02.020>
- Hurai V., Simon K., Wiechert U., Konečný P., Huraiová M., Pironon J., Lipka J. (1998). Immiscible separation of metalliferous Fe/Ti-oxide melts from fractionating alkali basalt: P-T-f O_2 conditions and two-liquid elemental partitioning. *Contrib. Mineral. Petrol.*, (133), pp. 12–29. <https://doi.org/10.1007/s004100050433>
- Ivanov O.K. (1997). Concentric-zonal pyroxenite-dunite massifs of the Urals (mineralogy, petrology, genesis). Yekaterinburg: Ural University Press, 488 p. (In Russ.)
- Kats S.N., Tambovtsev V.V., Kaltasheva I.I., Genina L.A., Ishmuratova Z.U. (1980). Report on the geological additional study on a scale of 1:50000 of the Mindyakskaia area (plates No. 40-70-G-b-c, d; No. 40-71-A and C; No. 40-82-A-b, c, d and b) based on the work of the Mindyak geological survey team and the Uchaly geophysical team for 1975–1980. Ufa, 362 p. (In Russ.)
- Kholodnov V.V. (2006). Large titanomagnetite, ilmenite and skarn-magnetite deposits in the rift structures of the Southern Urals: factors determining their mineral composition, extent and conditions of formation. *Yearbook-2005*, (153), pp. 404–408. (In Russ.)
- Kozlov A.V., Mikhaylov V.V., Stepanov S.Y., Shilovskikh V.V., Vlasenko N.S. (2022). Magnetite-ilmenite-spinel intergrowths in amphibole gabbro of the Serebryansky Kamen intrusion, Central Urals. *Mineralogy*, 8(4), pp. 34–58. (In Russ.) <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2022-8-4-3>
- Liu P.-P., Zhou M.-F., Chen W.T., Boone M., Cnudde V. (2014). Using Multiphase Solid Inclusions to Constrain the Origin of the Baima Fe–Ti–(V) Oxide Deposit, SW China. *Journal of Petrology*, 55(5), pp. 951–976. <https://doi.org/10.1093/ptrology/egu012>
- Pavlov A.L. (1983). Genesis of igneous magnetite deposits. Novosibirsk: Nauka, 208 p. (In Russ.)
- Pietruszka D.K., Hanchar J.M., Tornos F., Wirth R., Graham N.A., Severin K.P., Velasco F., Steele-MacInnis M., Bain W.M. (2022) Magmatic immiscibility and the origin of magnetite-apatite iron deposits. Preprint (Version 1). <https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-2156064/v1>
- Prokin V.A. (1976). Patterns of placement of pyrite deposits in the South Urals. Moscow: Nedra, 176 p. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2000). Paleogeodynamics of the Southern and Middle Urals. Ufa: Gilem, 146 p. (In Russ.)
- Rakhimov I. R., Mikheev E. I., Vishnevskiy A.V., Kunakkuzin E.L. (2023). Mineralogy, geochemistry and Sm-Nd systematics of rocks and ores of the Kanakay iron skarn deposit (Southern Urals). *Vestnik Voronezhskogo gosudarstvennogo universiteta. Seriya: Geologiya = Proceedings of Voronezh State University. Series: Geology*, (1), pp. 49–64. (In Russ.)
- Rakhimov I.R. (2017). Geology, petrology and ore content of Late Devonian-Carboniferous intrusive magmatism in the West Magnitogorsk zone of the Southern Urals. *Cand. geol. and mineral. sci. diss.* Ufa, 181 p. (In Russ.)
- Ryabchikov I. D., Kogarko L. N., Kuzmin D. V. (2012). Degassing and redox effects in the magma chamber of the Guli massif (Polar Siberia). *EGU General Assembly*, Vienna, Austria, p. 1244.
- Salikhov D.N., Kholodnov V.V., Puchkov V.N., Rakhimov I.R. (2019). Magnitogorsk zone of the Southern Urals in the late Paleozoic: magmatism, fluid regime, metallogeny, geodynamics. Moscow: Nauka, 392 p. (In Russ.)
- Seravkin I.B., Kosarev A.M., Salikhov D.N. (1992). Volcanism of the Southern Urals. Moscow: Nauka, 197 p. (In Russ.)
- Shabashev V.Y. (2022). Iron-titanium mineralization of the Oshurkov massif (Transbaikalia). *Geosphere Research*, (1), pp. 48–67. (In Russ.) DOI: 10.17223/25421379/22/3
- Sharkov E.V., Chistyakov A.V., Shchiptsov V.V., Bogina M. M., Frolov P. V. (2018) Origin of Fe–Ti Oxide Mineralization in the Middle Paleoproterozoic Elet’ozero Syenite–Gabbro Intrusive Complex (Northern Karelia, Russia). *Geol. Ore Deposits* 60, 172–200. <https://doi.org/10.1134/S1075701518020046>
- Stormer J.J. (1983). The effects of recalculation on estimates of temperature and oxygen fugacity from analyses of multicomponent-iron-titanium oxides. *Amer. Miner.*, (68), pp. 586–594.
- Tan W., Liu P., He H., Wang C.Y., Liang X. (2016). Mineralogy and origin of exsolution in ti-rich magnetite from different magmatic Fe-Ti oxide-bearing intrusions. *The Canadian Mineralogist*, (54), pp. 539–553. <https://doi.org/10.3749/canmin.1400069>
- Turner M.B., Cronin S.J., Stewart R.B., Bebbington M., Smith I.E.M. (2008). Using titanomagnetite textures to elucidate volcanic eruption histories. *Geology*, 36(1), pp. 31–34. <https://doi.org/10.1130/G24186A.1>
- Xu Z.-H., Yang Z.-F., An X.-H., Xu R., Qi J.-N. (2022) Relationship between the Texture and Composition of Titanomagnetite in Hannuoba Alkaline Basalt: A New Geospeedometer. *Minerals*, 12, 1412. <https://doi.org/10.3390/min12111412>
- Yavuz F. (2021). WinMigob: A Windows program for magnetite-ilmenite geothermometer and oxygen barometer. *Journal of Geosciences*, 66(1), pp. 51–70. <http://doi.org/10.3190/jgeosci.319>
- Zeng L.-P., Zhao X.-F., Spandler C., Hu H., Hu B., Li J.-W., Hu Y. (2022). Origin of high-Ti magnetite in magmatic-hydrothermal systems: evidence from iron oxide-apatite (IOA) deposits of Eastern China. *Economic Geology*, 117(4), pp. 923–942.

Zhang Z.C., Hou T., Li H.M., Li J.W., Zhang Z.H., Song X.Y. (2014). Enrichment mechanism of iron in magmatic-hydrothermal system. *Acta Petrol. Sin.*, 30, pp. 1189–1204 (In Chinese)

Zhou M.-F., Chen W.T., Wang C.Y., Prevec S.A., Liu P. P., Howarth G. (2013). Two stages of immiscible liquid separation in the formation of Panzihua-type of Fe-Ti-V oxide deposits, SW China. *Geoscience Frontiers*, 4(5), pp. 481–502. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2013.04.006>

Znamenskiy S.E. (2009). Structural Conditions for the Formation of Collision Gold Deposits on the Eastern Slope of the Southern Urals. Ufa: Gilem, 348 p. (In Russ.)

Manuscript received 17 March 2023;

Accepted 15 August 2023; Published 30 September 2023

About the Authors

Ildar R. Rakhimov – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Senior Researcher, Institute of Geology of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences
16/2 Karl Marks st., Ufa, 450077, Russian Federation

Andrey V. Vishnevskiy – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Senior Researcher, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences
3 Koptyug Ave., 630090, Novosibirsk, Russian Federation