

## Вещественный состав и условия формирования месторождения титаномагнетитовых руд Юбрышка

С. Г. Ковалев, С. С. Ковалев

Институт геологии УФИЦ РАН, 450077, г. Уфа, ул. Карла Маркса, 16/2, e-mail: kovalev@ufaras.ru

Поступила в редакцию 18.01.2024 г., принята к печати 25.07.2024 г.

Объектом исследования явилась Юбрышкинская интрузия с титаномагнетитовым оруденением. Материалом исследования послужили породы и руды Юбрышкинской интрузии. Методы. Определение концентраций петрогенных оксидов, выполненное рентгенофлуоресцентным методом в ИГ УФИЦ РАН (г. Уфа) на спектрометре VRA-30 (“Карл Цейсс”, Германия) с использованием рентгеновской трубки с W-анодом (30 кВ, 40 мА). Изучение минералогии проводилось на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega Compact с энергодисперсионным анализатором Xplorer Oxford Instruments (ИГ УФИЦ РАН, Уфа). Результаты. Анализ петрохимического материала свидетельствует об изохимическом характере метаморфизма пород Юбрышкинской интрузии. В отличие от пород кусинско-копанского комплекса для юбрышкинских аналогов характерна меньшая степень дифференциации, заключающаяся в отсутствии крайних по основности разновидностей. С различной степенью детальности описаны клинопироксен, амфибол, эпидот, фторапатит, титанит, слюды, хлорит, барит, циркон, рудные минералы (сульфиды, оксиды). Показано, что генетические условия образования амфибола характеризуют метаморфическую историю преобразования пород и направлены от магматического амфибола ( $T \approx 800^\circ\text{C}$ ,  $P \approx 3.2$  кбар) к метаморфогенному ( $T \geq 550^\circ\text{C}$ ,  $P \approx 7$  кбар) со стабилизацией температуры при уменьшении давления до  $>3$  кбар. Расчетными методами установлено, что температура распада ильменит-титаномагнетитовых агрегатов располагается в интервале  $559\text{--}375^\circ\text{C}$ . При этом наблюдаются элементы зональности, когда переуравновешивание системы в краевых частях кристаллов происходит при меньших температурах. В результате моделирования процесса кристаллизации по программному продукту КОМАГМАТ установлено, что изменение химического состава расплава реализуется по механизму фильтр-прессинга. Формирование рудного горизонта обусловлено массовой кристаллизацией магнетита совместно с клинопироксеном и плагиоклазом при температуре  $1097^\circ\text{C}$ . Данная модель удовлетворительно описывает реально наблюдаемое строение рудного горизонта, а именно – его приуроченность к верхней части интрузивного тела и вкрапленный характер руд.

**Ключевые слова:** Урал, Юбрышкинская интрузия, ильменит-титаномагнетитовые руды, дифференциация, метаморфизм

### Источник финансирования

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГ УФИЦ РАН, тема № FMRS-2025-0015

## Material composition and formation conditions of the Yubryshka titanium-magnetite ore deposit

Sergei G. Kovalev, Sergei S. Kovalev

Institute of Geology, UFRS RAS, 16/2 Karl Marx st., Ufa 450077, Russia, e-mail: kovalev@ufaras.ru

Received 18.01.2024, accepted 25.07.2024

*Research subject.* The Yubryshka intrusion with titanomagnetite mineralization. *Materials and methods.* Research materials included rock and ore samples from the Yubryshka intrusion. The concentration of major oxides was determined by X-ray fluorescence at the Institute of Geology, UFRS RAS (Ufa), on a VRA-30 spectrometer (Carl Zeiss, Germany) using an X-ray tube with a W-anode (30 kV, 40 mA). The mineralogy study was carried out using a Tescan Vega Compact scanning electron microscope equipped with an Xplorer Oxford Instruments energy-dispersive analyzer (IG UFRS RAS, Ufa). *Results and conclusions.* The petrochemical analysis indicated the isochemical nature of metamorphism in the rocks of the Yubryshka intrusion. In comparison with the rocks of the Kusa-Kopan complex, the Yubryshka analogues are characterized by a lower degree of differentiation, consisting in the absence of varieties of extreme basicity. Clinopyroxene, amphibole, epidote, fluorapatite, titanite, micas, chlorite, barite, zircon, ore minerals (sulfides, oxides) are described with a varying degree of detail. The genetic conditions for the formation of amphibole from the Yubryshka

**Для цитирования:** Ковалев С.Г., Ковалев С.С. (2025) Вещественный состав и условия формирования месторождения титаномагнетитовых руд Юбрышка. *Литосфера*, 25(3), 546-571. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-3-546-571>. EDN: EWNBEI

**For citation:** Kovalev S.G., Kovalev S.S. (2025) Material composition and formation conditions of the Yubryshka titanium-magnetite ore deposit. *Lithosphere (Russia)*, 25(3), 546-571. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-3-546-571>. EDN: EWNBEI

deposit were found to characterize the metamorphic history of rock transformation, being directed from igneous amphibole ( $T \approx 800^\circ\text{C}$ ,  $P \approx 3.2$  kbar) to metamorphic amphibole ( $T \geq 550^\circ\text{C}$ ,  $P \approx 7$  kbar) with temperature stabilization when pressures decrease to  $> 3$  kbar. The calculations established that the decomposition temperature of ilmenite–titanomagnetite aggregates ranges within  $559\text{--}375^\circ\text{C}$ . In this case, elements of zoning are observed when re-equilibration of the system in the edge parts of the crystals occurs at lower temperatures. The simulation of the crystallization process using the COMAGMAT software found that changes in the chemical composition of the melt are implemented through the filter-pressing mechanism. The formation of the ore horizon was caused by a mass crystallization of magnetite together with clinopyroxene and plagioclase at a temperature of  $1097^\circ\text{C}$ . This model satisfactorily describes the observed structure of the ore horizon, namely, its location in the upper part of the intrusive body and the disseminated nature of the ores.

**Keywords:** Ural, Yubryshka intrusion, ilmenite–titanomagnetite ores, differentiation, metamorphism

#### Funding information

The research was carried out within the framework of the State assignment of the Institute of Geological Research of the Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences, topic No. FMRS-2025-0015

## ВВЕДЕНИЕ

Магматические месторождения оксидных титаномагнетитовых руд активно разрабатываются во всем мире (Китай, ЮАР, Танзания, Норвегия, Швеция, США и др.). Как правило, они приурочены к дифференцированным (расслоенным) сиенит-габбровым, габбро-анортозитовым, долерит-пикритовым и другим комплексам. В России месторождения Fe–Ti руд выявлены в Сибири, на Дальнем Востоке, в Карелии и на Кольском полуострове. Урал является классической провинцией распространения месторождений титаномагнетитовых руд. Здесь сосредоточены месторождения, приуроченные к дунит-пироксенит-габбровой формации: Качканарское, Первоуральское, Висимское, Суроямское, Велиховское, Гусевогорское (Смирнов, 1978) и расслоенным интрузиям основного-ультраосновного состава – кусинско-копанская группа месторождений (Кусинское, Копанское, Медведевское, Маткальское, Чернореченское) (Алексеев и др., 2000; Холоднов и др., 2012; Ковалев, Ковалев, 2022).

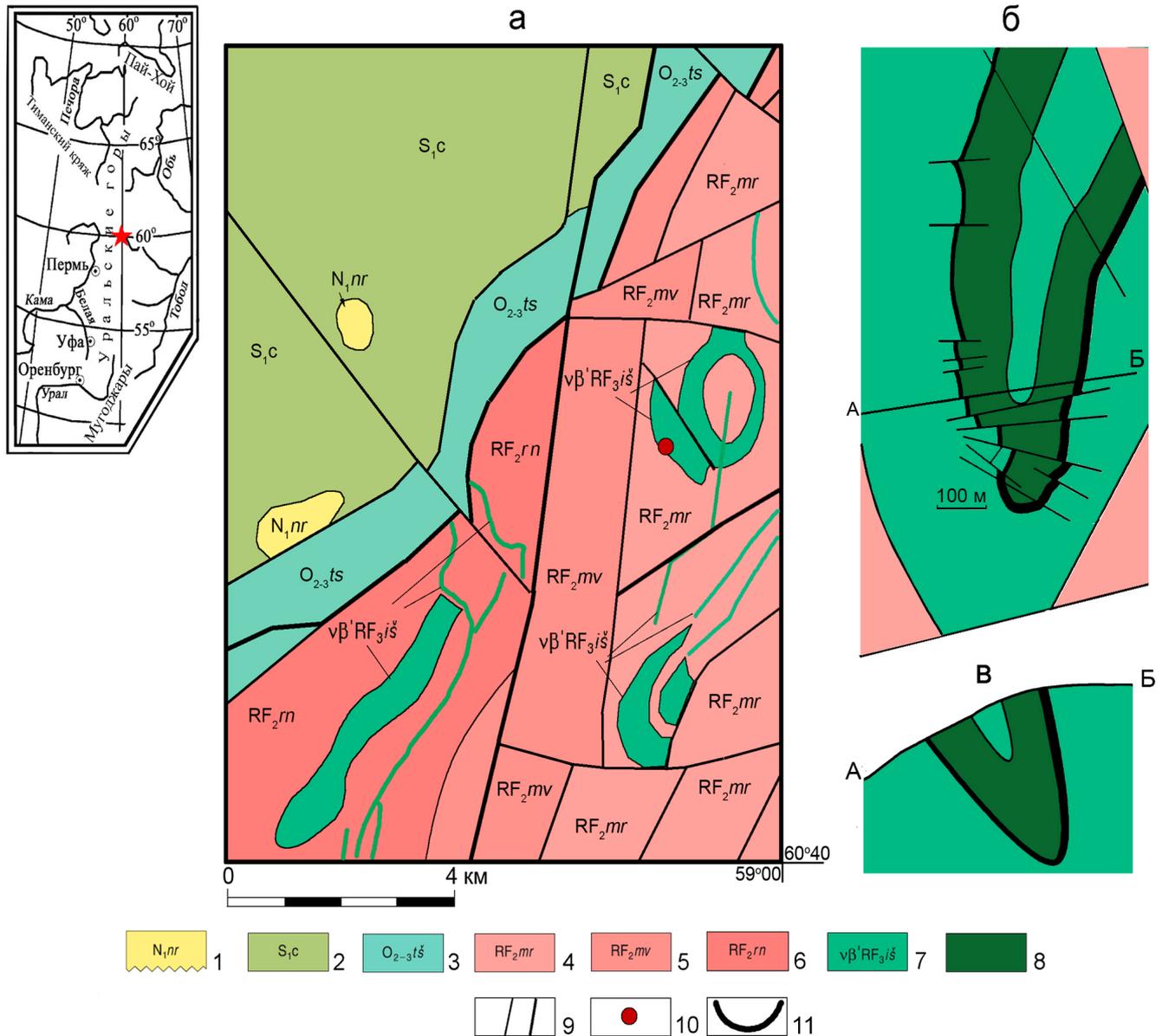
Юбрышкинское месторождение было открыто в конце XIX в. В 30-х гг. XX в. на объекте были проведены небольшие по объемам поисково-разведочные работы (Формации..., 1984; Штейнберг и др., 1993). Изучение месторождения было проведено в 1970–1971 гг. Б.Д. Аблизиним и И.Б. Поповым при геологической съемке масштаба  $1 : 50\,000$  и Г.П. Снитко с коллегами в 2017 г. при геологической съемке масштаба  $1 : 200\,000$  (Снитко и др., 2017). В результате установлено, что непосредственно Юбрышкинская интрузия представляет

собой пакет из пяти согласных дифференцированных псевдостратифицированных силлов метаморфизованных габбродолеритов, залегающих в метатерригенных сланцах муравьиной свиты и смятых в синклинальную складку меридионального простирания (рис. 1) (Аблизин, Попов, 1973). Рудные тела линзовидной формы приурочены к наиболее мощному пластовому телу измененных габбродолеритов. Всего выявлено три рудных тела максимальной мощностью одного из них  $20$  м при длине  $1$  км. Мощности двух остальных тел – по  $5$  м, длина верхнего составляет  $350$  м, а нижнего –  $1.2$  км.

На сегодняшний день наиболее детальные материалы по Юбрышкинскому месторождению приведены в монографии А.А. Алексеева с коллегами (2003), но, несмотря на приведенный ранее материал, оно является самым слабоизученным объектом среди дифференцированных интрузий Урала, в первую очередь из-за труднодоступности. Целью данной работы явились детальная характеристика вещественного состава (минералогии силикатов, алюмосиликатов, сульфидов, оксидов и др.) пород самого крупного тела Юбрышкинской интрузии и разработка приемлемой модели образования дифференцированного тела с титаномагнетитовым оруденением.

## МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Минералы были изучены на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega Compact с энерго-дисперсионным анализатором Xplorер Oxford Instruments (ИГ УФИЦ РАН, Уфа). Обработка



**Рис. 1.** Геологическая схема района месторождения Юбрышка (а), схема строения дифференцированного силла (б) и его разрез (в) по линии А–Б.

а – Снитко и др., 2017, с упрощениями; б, в – Алексеев и др., 2003, с упрощениями.

1 – наурзумская свита; 2 – карбонатная толща; 3 – тошовская свита; 4 – муравьиная свита; 5 – мойвинская свита; 6 – расинская свита; 7 – Ишеримский комплекс габбродолеритов; 8 – апогаббровые амфиболиты с повышенным содержанием рудных минералов; 9 – тектонические нарушения; 10 – Юбрышкинское месторождение; 11 – рудные тела.

**Fig. 1.** Geological diagram of the area of the Yubryshka deposit (a), diagram of the structure of the differentiated sill (b) and its section (v) along line A–B.

a – Snitko et al., 2017, with simplification; б, в – Alekseev et al., 2003, with simplification.

1 – Naurzum formation; 2 – carbonate strata; 3 – Toshovsk formation; 4 – Muravinsk formation; 5 – Moivinsk formation; 6 – Rasinsk formation; 7 – Isherim gabbrodolerite complex; 8 – apogabbroic amphibolites with a high content of ore minerals; 9 – tectonic disturbances; 10 – Yubryshka field; 11 – ore bodies.

спектров производилась автоматически при помощи программного пакета AzTec One с использованием методики TrueQ. При съемке применялись

следующие установки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 4 нА, время накопления спектра в точке 60 с в режиме Point & ID, диаметр пучка со-

ставлял ~3 мкм. При анализе использовался встроенный комплект эталонов Oxford Instruments Standards, представленный природными и синтетическими соединениями. Формулы минералов рассчитывались по методике (Кривовичев, Гульбин, 2022).

Определение концентраций петрогенных оксидов выполнено рентгенофлуоресцентным методом в ИГ УФИЦ РАН (Уфа) на спектрометре VRA-30 (“Карл Цейсс”, Германия) с использованием рентгеновской трубки с W-анодом (30 кВ, 40 мА). Пределы обнаружения для  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  составляли 0.1%,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  и  $S_{\text{общ}}$  – 0.01%,  $\text{MgO}$  – 0.2% (мас. %).

## ПЕТРОГРАФИЯ И ПЕТРОХИМИЯ ПОРОД

Среди петрографических разновидностей пород с некоторой долей условности можно выделить три неравноценные по распространенности группы: в различной степени метаморфизованные габброиды, рудные апобазитовые амфиболиты и пегматоидные габброиды шлировых обособлений (рис. 2).

Метаморфизованные габброиды слагают нижнюю и верхнюю зоны дифференцированных интрузий. Степень их метаморфизма варьирует от амфиболизированных габбро до полностью метаморфизованных пород, представленных ортосланцами. Реликтовая структура определяется как габбровая, офитовая и пойкилоофитовая.

Метаморфизованные пегматоидные габброиды встречаются в рудной зоне и по первичному составу соответствуют лейкократовым габброидам (49–51%  $\text{SiO}_2$ ). Для них характерна крупнозернистая структура (5–10 мм и более) близкая к офитовой. В более кислых разностях пегматоидных габброидов присутствуют кварц и катаклазированные гранофировый материал.

Рудные апогаббровые амфиболиты – породы с порфиробластовой структурой и сланцеватой текстурой. Порфиробластовая структура обусловлена присутствием крупных (5–6 мм) кристаллов амфибола псевдоморфно замещающих клинопироксен и рудными минералами часто образующими гломерокристаллические сростки и скопления. Основная масса, как правило, представлена разно-размерными зернами эпидота, серицита, полевых шпатов, хлорита и амфибола.

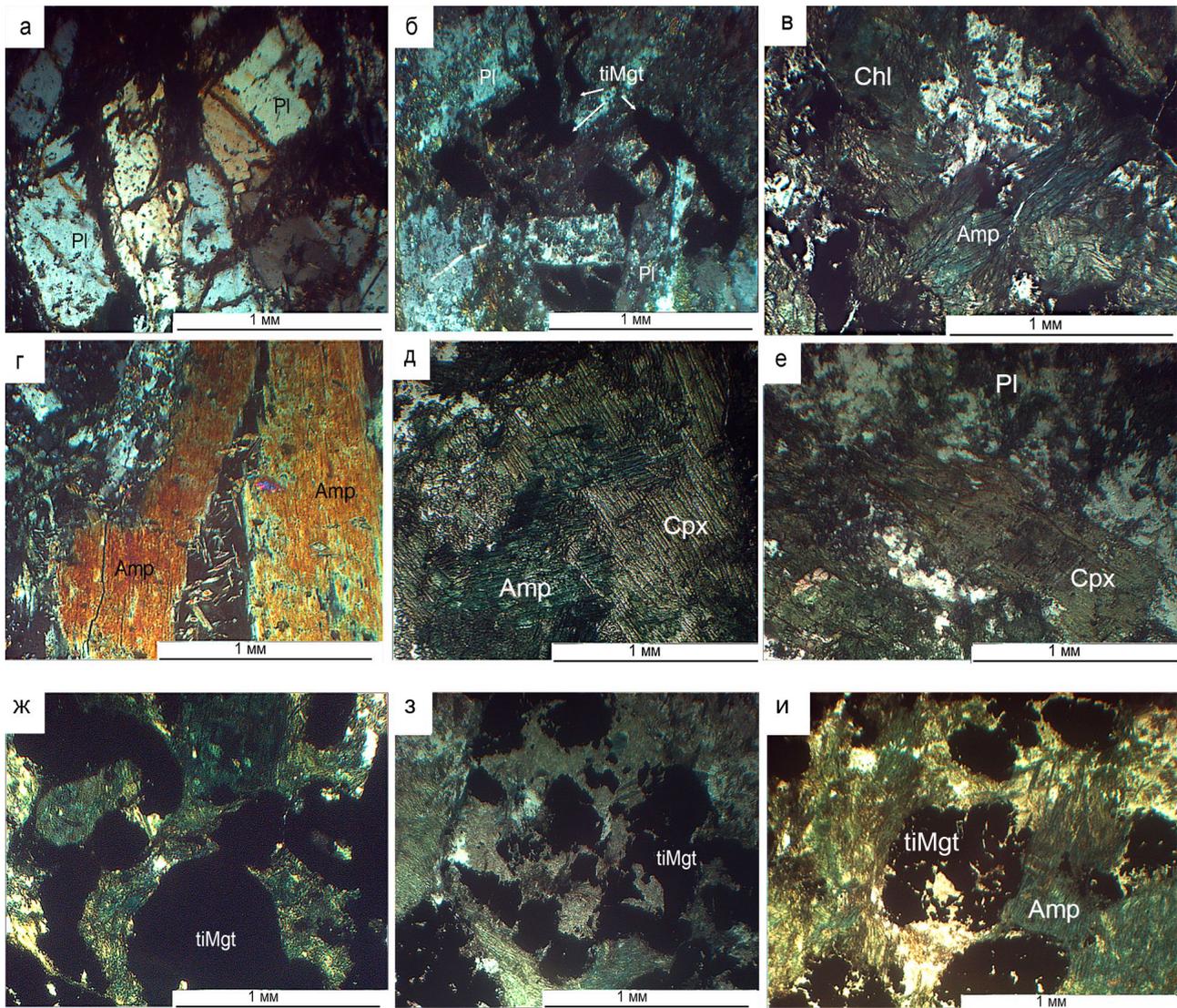
Руды представлены темно-зелеными, почти черными породами, состоящими из зерен амфибола (0.5–1.0 мм) и вкрапленников титаномагнетита размером 0.5–1.0 мм, количество которого варьирует от 10–25 до 40–50%.

Грубая дифференцированность наиболее мощного рудоносного силла Юбрышкинского месторождения впервые была описана И.Б. Поповым и Б.Д. Аблизиним (1974), выделившими в его

разрезе снизу вверх три зоны: габбродолеритовую (240 м), пироксенитовую (апопироксенитовых горнблендитов) (80–90) и верхнюю габбродолеритовую (30–40 м). А.А. Алексеев с соавторами (2003) в этом интрузивном теле также выделяют снизу вверх три зоны: амфиболизированных габбродолеритов (200–240 м), меланократовых рудоносных базитов (50–80), амфиболизированных габбродолеритов (30–50 м).

Петрохимические особенности пород Юбрышкинской интрузии выявляются при их сравнительном анализе с породами кусинско-копанского комплекса. На классификационной диаграмме  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  (рис. 3а) породы интрузии характеризуются как габброиды со слабовыраженным щелочным уклоном (монцогаббро). При этом особую группу представляют оруденелье разновидности, которые отличаются значительной насыщенностью кремнеземом. На диаграмме АFМ (рис. 3б) породы характеризуются феннеровским трендом, отличительной чертой которого являются значительные вариации составов по F-M параметрам при слабовыраженных изменениях по параметру А. Следовательно, в отличие от пород кусинско-копанского комплекса для юбрышкинских аналогов характерна меньшая степень дифференциации, заключающаяся в отсутствии крайних по основности разновидностей пород. Как известно, степень метаморфизма пород кусинско-копанского комплекса изменяется с юга на север (в упрощенном виде Кусинский массив – амфиболиты, Медведевский – амфиболизированные габброиды, Копанский и Маткальский – неизмененные либо слабоизмененные габброиды) (Ковалев, 2008). Для оценки возможной миграции основных породообразующих оксидов при метаморфизме на бинарных диаграммах (рис. 3в) отдельно были выделены амфиболиты Кусинского массива. Как следует из анализа диаграмм, степень измененности пород месторождения Юбрышка и Кусинского массива не влияет на распределение окислов, т. е. метаморфизм являлся изохимическим. При этом точки составов, характеризующие породы Юбрышкинской интрузии, полностью ложатся на тренд изменения окислов в породах кусинско-копанского комплекса, занимая его среднюю часть.

Особенности распределения оксидов по разрезу интрузивного тела изображены на рис. 4. Как видно из графиков, ряд оксидов характеризуется резкой вариабельностью. В частности, максимальное количество железа ( $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ) в рудном горизонте составляет 48.0 мас. % при среднем содержании – 15.2 мас. %; в то время как в подрудных амфиболизированных габбродолеритах – 13.26 и 6.17 мас. %, а в надрудных кварцсодержащих амфиболизированных габбродолеритах – 15.93 и 7.13 мас. % соответственно. Значительные колебания характерны для  $\text{SiO}_2$  (в рудах – 41.00 и 34.46



**Рис. 2.** Микрофотографии пород Юбрышкинского месторождения.

а–в – в различной степени метаморфизованные габброиды; г–е – пегматоидные габброиды; ж–и – рудные апогаббро-вые амфиболиты. *Pl* – плагиоклаз, *Amp* – амфибол, *Chl* – хлорит, *tiMgt* – титаномagnetит.

**Fig. 2.** Microphotographs of rocks from the Yubryshka deposit.

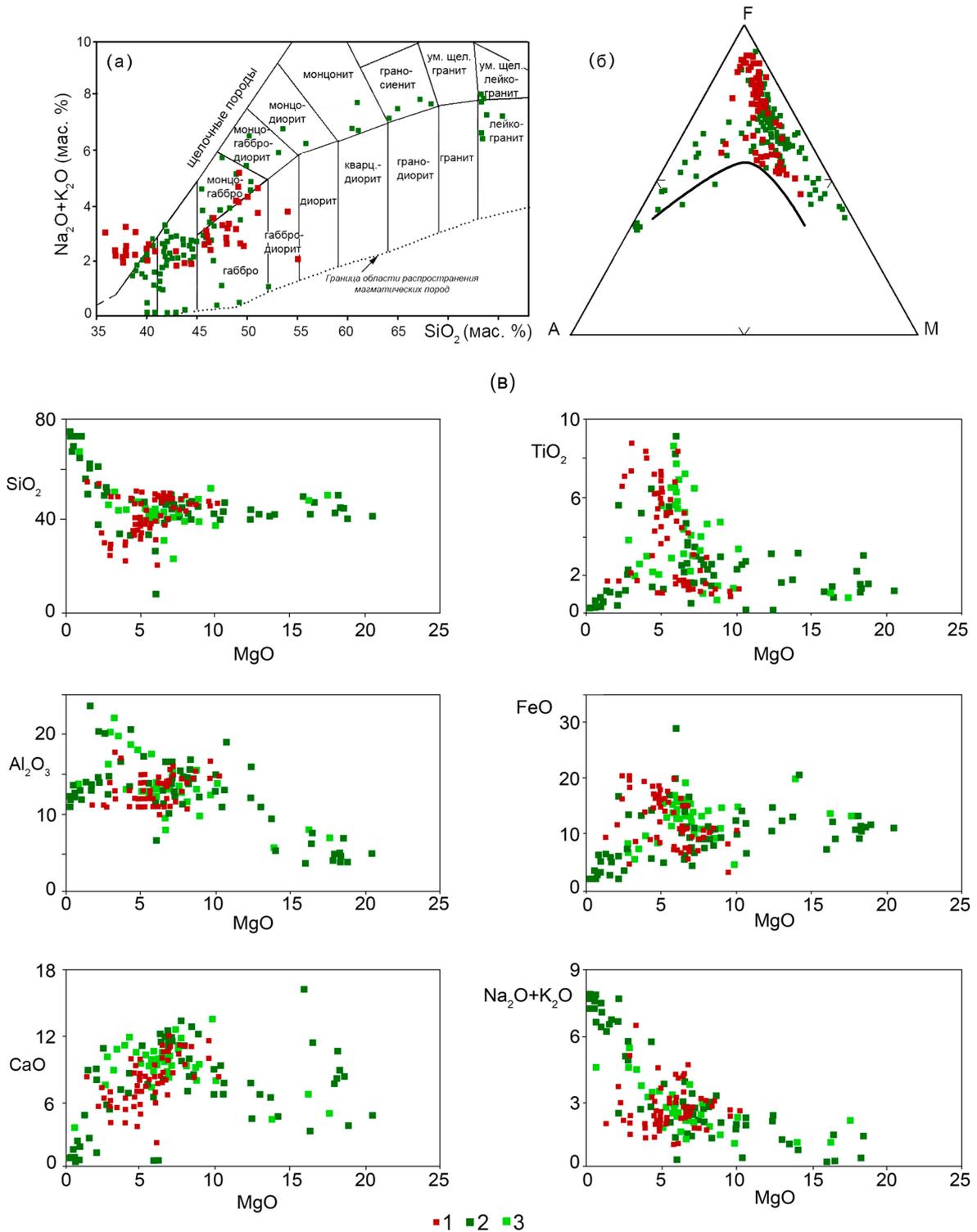
а–в – gabbroids metamorphosed to varying degrees; г–е – pegmatoid gabbroids; ж–и – ore apobasitic amphibolites. *Pl* – plagioclase, *Amp* – amphibole, *Chl* – chlorite, *tiMgt* – titanomagnetite.

мас. %, в подрудных породах – 49.10 и 47.87, в надрудных – 51.0 и 49.87 мас. %) и  $TiO_2$  (в рудах – 8.83 и 6.30 мас. %; в подрудных породах – 1.65 и 1.38, в надрудных – 2.10 и 1.54 мас. %). Меньший разброс устанавливается для  $MgO$  (в рудах – 6.8 и 4.33 мас. %, в подрудных породах – 8.4 и 7.15, в надрудных – 6.2 и 4.73 мас. %) и  $CaO$  (в рудах – 9.80 и 7.27 мас. %, в подрудных породах – 12.15 и 10.50, в надрудных – 7.84 и 5.90 мас. %). В целом для интрузивного тела характерна слабо проявленная химическая дифференциация основных оксидов, за ис-

ключением рудного горизонта, где сконцентрированы железо и титан при резко пониженном количестве кремнезема.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Минеральный состав характеризуемых пород представлен оливином(?), клинопироксеном, амфиболом, эпидотом, фторапатитом, титанитом, слюдами, хлоритом, баритом, цирконом, рудными минералами (сульфиды, оксиды).

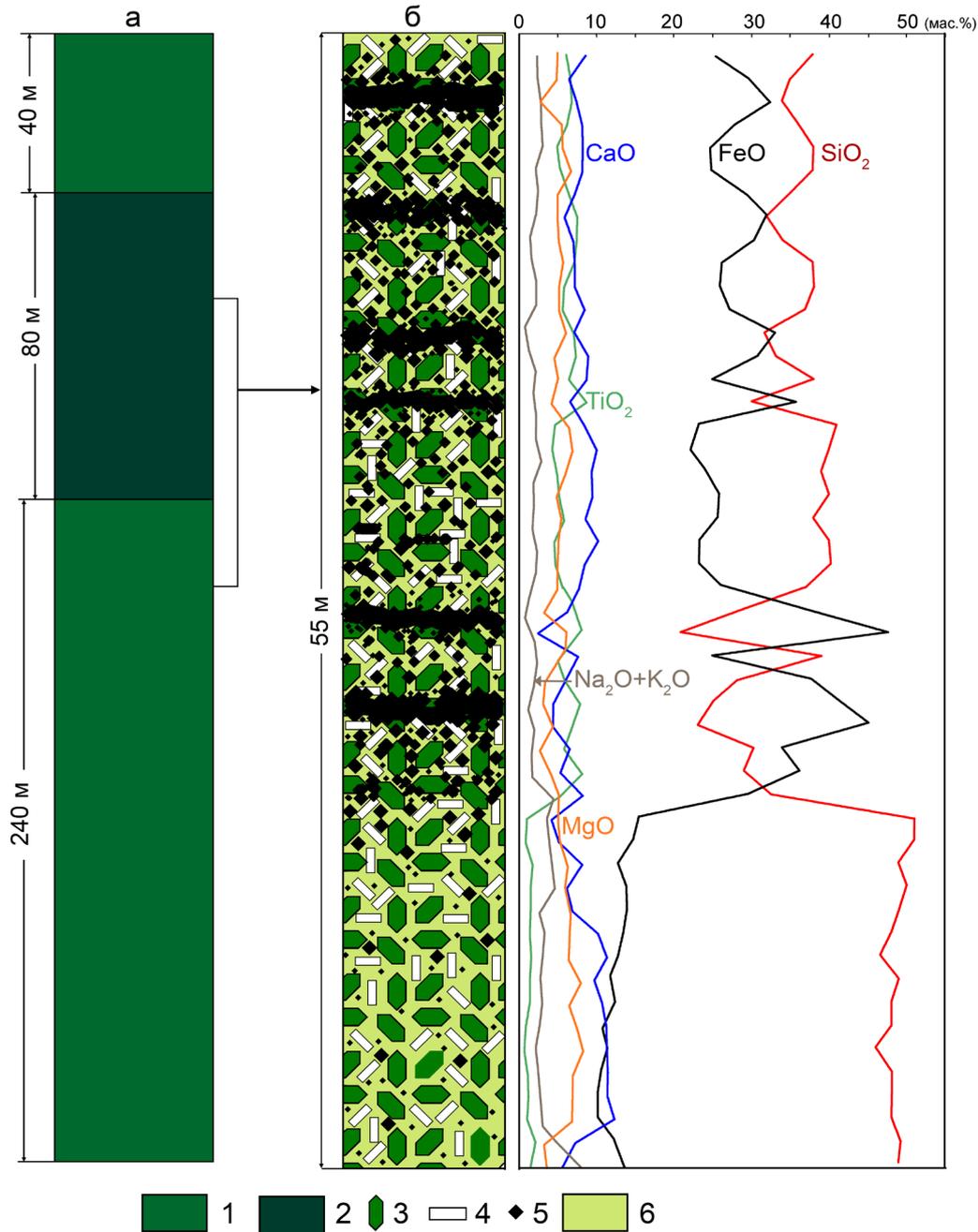


**Рис. 3.** Петрохимические диаграммы для пород месторождения Юбрышка.

1 – породы месторождения Юбрышка; 2 – породы Медведевского, Копанского и Маткальского массивов кусинско-копанского комплекса; 3 – породы Кусинского массива кусинско-копанского комплекса. При построении диаграмм использовались материалы (Алексеев и др., 2003; Ковалев, Ковалев, 2022).

**Fig. 3.** Petrochemical diagrams for rocks of the Yubryshka deposit.

1 – rocks of the Yubryshka deposit; 2 – rocks of the Medvedev, Kopan and Matkal massifs of the Kusa-Kopan complex; 3 – rocks of the Kusa massif of the Kusa-Kopan complex. When constructing the diagrams, materials were used (Alekseev et al., 2003; Kovalev, Kovalev, 2022).



**Рис. 4.** Обобщенная схема строения силла Юбрышкинский (а) и петрографический разрез его части (б).

1 – амфиболизированные габбродолериты; 2 – меланократовые рудоносные базиты; 3 – амфибол; 4 – плагиоклаз; 5 – рудный минерал; 6 – хлоритовое интерстициальное пространство. Содержания оксидов по (Алексеев и др., 2003).

**Fig. 4.** Generalized diagram of the structure of the Yubryshka sill (a) and petrographic section of its part (б).

1 – amphibolized gabbrodolerites; 2 – melanocratic ore-bearing mafic rocks; 3 – amphibole; 4 – plagioclase; 5 – ore mineral; 6 – chlorite interstitial space. Oxides content according to (Alekseev et al., 2003).

Наличие *оливина*(?) устанавливается по присутствию в амфиболовых псевдоморфозах по клинопироксену изометричных мелких (0.1–0.2 мм) обособлений магnezияльного амфибола (Алексеев и др., 2003).

*Клинопироксен* встречается в виде редких кристаллов призматического габитуса и реликтах,

приуроченных к центральным частям амфиболовых псевдоморфоз. По химическому составу клинопироксен относится к железистому авгиту, что в значительной степени отличает его от клинопироксена кусинско-копанского комплекса (рис. 5а). В качестве примесей в его составе обнаружены

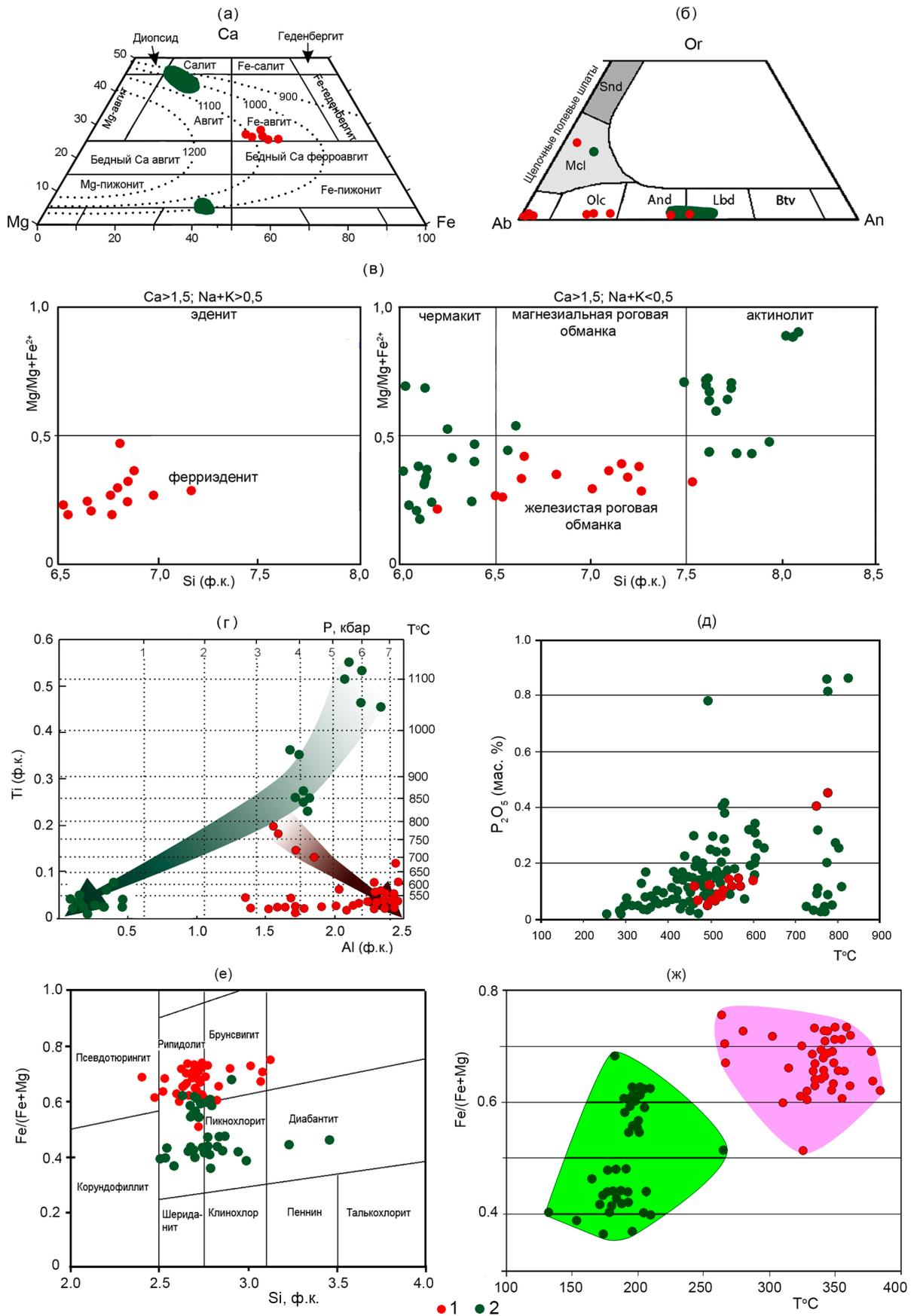


Рис. 5. Классификационные диаграммы для минералов из пород юбрышкинского комплекса.

1 – породы месторождения Юбрьшка, 2 – породы кусинско-копанского комплекса.

Диаграммы: а – для пироксенов (Morimoto et al., 1988); б – для полевых шпатов (Дир и др., 1966); в – для амфиболов (Leake et al., 1997); г – для амфиболов с градуировкой температур и давлений (Féménias et al., 2006; Mutch et al., 2016; Прибавкин, 2019); д – для пород, температура по (Bea et al., 1992; Janousec, 2006); е, ж – для хлоритов: е – (Hey, 1954), ж – температура по (Kranidiotis, MacLean, 1987). Остальные пояснения см. в тексте.

**Fig. 5.** Classification diagrams for minerals from rocks of the Yubryshka complex.

1 – rocks of the Yubryshka deposit, 2 – rocks of the Kusa-Kopan complex.

Diagrams: a – for pyroxenes (Morimoto et al., 1988); б – for feldspars (Dir et al., 1966); в – for amphiboles (Leake et al., 1997); г – for amphiboles with temperature and pressure graduations according to (Féménias et al., 2006; Mutch et al., 2016; Pribavkin, 2019); д – for rocks, temperature according to (Bea et al., 1992; Janousec, 2006); е, ж – for chlorites: е – (Hey, 1954), ж – temperature according to (Kranidiotis, MacLean, 1987). Explanations in the text.

хром (1.04 мас. %), титан (0.12 мас. %) и ванадий (0.15–0.49 мас. %) (табл. 1).

Плагиоклаз представлен идиоморфными, таблитчатыми кристаллами (см. рис. 2а, б) и ксеноморфными выделениями, неравномерно распределенными по объему пород. Хорошо ограненные кристаллы по составу соответствуют андезин-лабрадору (см. рис. 5б). Ксеноморфные выделения представлены олигоклазом и альбитом. Относительно редко встречаются отдельно расположенные, вероятнее всего метаморфогенные, выделения микроклина.

Амфибол является самым распространенным минералом в характеризующихся породах. Он представлен субидиоморфными и идиоморфными кристаллами либо их агрегатами разнообразной формы размером от 0.5 мм до 0.8–1.0 см (в пегматоидных разновидностях до 1.5–2.0 см) по удлинению, зеленой, зеленовато-бурой, реже коричневой

окраски, часто с четко выраженным плеохроизмом и зональным строением. Кроме того, амфибол развивается по пироксену до формирования полных псевдоморфоз. По химическому составу минералы относятся к ферриэдениту, железистой роговой обманке, чермакиту и редко актинолиту, отличаясь от амфиболов кусинско-копанского комплекса большим количеством железа и суммы щелочей (см. рис. 5в). В качестве примесей в амфиболов установлены хром (0.68–1.04 мас. %) и скандий (0.15–0.18 мас. %). Кроме того, все изученные амфиболы относятся к ванадийсодержащим разновидностям, количество которого варьирует в пределах (0.42–0.90 мас. %), а также хлорсодержащим с переменным количеством Cl (0.10–0.82 мас. %) (табл. 2).

Генетические условия образования амфибола Юбрьшинской интрузии выявляются при анализе диаграммы Ti (ф.к.)–Al (ф.к.) (см. рис. 5г), на

**Таблица 1.** Химический состав клинопироксена из пород месторождения Юбрьшка, мас. %

**Table 1.** Chemical composition of clinopyroxene from rocks of the Yubryshka deposit, wt %

№	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма
1	51.17	–	1.04	25.43	0.35	8.83	12.26	–	–	–	99.09
2	49.56	0.12	4.72	24.31	0.38	8.09	10.91	0.82	0.18	0.23	99.33
3	52.39	–	1.95	23.5	0.46	9.73	11.55	–	–	–	99.58
4	49.52	–	3.13	23.79	0.36	8.44	11.92	0.51	0.24	0.49	98.41
5	51.78	–	1.99	22.58	0.34	9.71	11.61	–	–	0.15	98.16
Кристаллохимические коэффициенты											
	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	V	O
1	2.04	–	0.05	0.85	0.01	0.53	0.52	–	–	–	6.00
2	1.95	0.01	0.22	0.8	0.01	0.47	0.46	0.06	0.01	0.01	6.00
3	2.03	–	0.11	0.78	0.02	0.57	0.49	–	–	–	6.00
4	1.97	–	0.15	0.79	0.01	0.50	0.51	0.05	0.01	0.01	6.00
5	2.06	–	0.09	0.75	0.01	0.58	0.50	–	–	0.01	6.00

Примечание. Здесь и далее прочерк означает, что количество оксида меньше точности метода определения.

Note. Here and below, a dash means that the amount of oxide is less than the accuracy of the determination method.

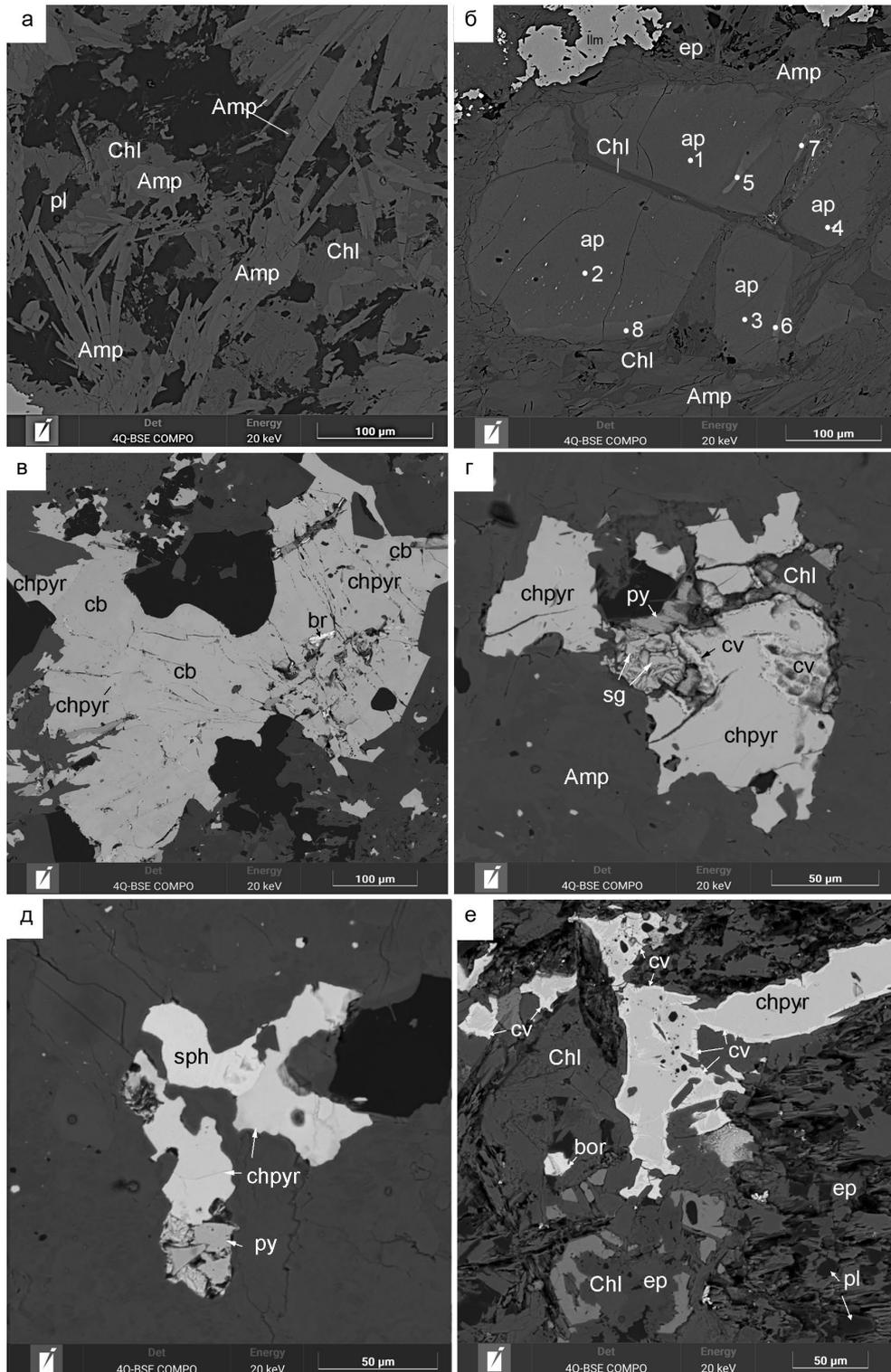
**Таблица 2.** Репрезентативная выборка химического состава амфибола из пород месторождения Юбрышка, мас. %  
**Table 2.** Representative sample of the chemical composition of amphibole from rocks of the Yubryshka deposit, wt %

№	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cl	Сумма
1	43.53	0.25	10.88	23.24	0.25	6.29	11.14	1.39	0.59	0.90	–	98.46
2	45.38	0.22	8.52	26.62	0.52	6.02	9.21	1.57	0.50	0.54	0.17	99.27
3	42.98	0.55	11.22	21.37	0.19	8.22	12.20	1.29	0.17	0.84	–	99.03
4	43.96	0.21	8.75	26.63	0.38	5.78	10.41	1.22	0.52	0.70	–	98.56
5	37.82	0.25	12.27	27.73	0.28	5.10	11.62	1.59	0.68	0.71	0.12	98.17
6	40.43	0.64	14.90	23.39	–	5.07	11.97	1.53	0.39	0.89	–	99.21
7	43.00	0.66	12.64	23.70	0.19	6.12	11.76	1.40	0.32	0.62	–	100.41
8	39.79	0.33	14.99	25.23	0.20	4.11	11.85	1.42	0.53	0.86	–	99.32
9	41.57	0.21	14.42	24.31	0.28	5.05	11.98	1.48	0.40	0.46	–	100.17
10	40.99	0.34	13.17	26.47	0.23	4.24	11.70	1.50	0.44	0.57	–	99.66
11	41.56	0.23	13.12	25.74	0.31	4.74	11.69	1.30	0.42	0.66	–	99.78
12	44.16	0.13	9.30	26.67	0.33	5.51	10.24	1.63	0.65	0.42	–	99.02
13	40.69	0.28	12.71	24.90	0.26	4.56	11.57	1.31	0.41	0.52	–	97.20
14	39.93	0.43	12.89	25.65	0.24	4.46	10.93	1.70	0.78	0.75	–	97.77
15	38.03	0.14	25.40	24.91	0.25	7.93	1.03	2.98	0.25	–	–	100.91
Кристаллохимические коэффициенты												
	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	V	Cl	O
1	6.86	0.03	2.02	3.06	0.03	1.48	1.88	0.42	0.12	0.09	–	23.80
2	7.17	0.03	1.59	3.52	0.07	1.42	1.56	0.48	0.10	0.06	0.01	23.80
3	6.66	0.06	2.05	2.77	0.02	1.90	2.03	0.39	0.03	0.09	–	23.70
4	7.01	0.03	1.65	3.55	0.05	1.37	1.78	0.38	0.11	0.07	–	23.70
5	6.02	0.03	2.31	3.70	0.04	1.21	1.98	0.49	0.14	0.07	0.01	23.00
6	6.31	0.08	2.74	3.05	–	1.18	2.00	0.46	0.08	0.09	–	23.60
7	6.64	0.08	2.30	3.06	0.02	1.41	1.95	0.42	0.06	0.06	–	23.70
8	6.25	0.04	2.78	3.32	0.03	0.96	2.00	0.43	0.11	0.09	–	23.50
9	6.44	0.02	2.63	3.15	0.04	1.17	1.99	0.44	0.08	0.05	–	23.60
10	6.44	0.04	2.44	3.48	0.03	0.99	1.97	0.46	0.09	0.06	–	23.50
11	6.51	0.03	2.42	3.37	0.04	1.11	1.96	0.40	0.08	0.07	–	23.60
12	6.98	0.02	1.73	3.52	0.04	1.30	1.73	0.50	0.13	0.04	–	23.60
13	6.54	0.03	2.41	3.35	0.04	1.09	1.99	0.41	0.08	0.06	–	23.60
14	6.37	0.05	2.42	3.42	0.03	1.06	1.87	0.52	0.16	0.08	–	23.50
15	5.63	0.02	4.42	3.08	0.03	1.74	0.16	0.85	0.05	–	–	23.50

которой четко обособляется тренд магматического амфибола, характерный для минералов кусинско-копанского комплекса: от раннемагматического ( $T \leq 1100^\circ\text{C}$ ,  $P = 6, 7$  кбар) к позднемагматическому ( $T = 820 - 950^\circ\text{C}$ ,  $P \approx 4$  кбар) и далее к автометаморфическому ( $T \geq 550^\circ\text{C}$ ,  $P \geq 1$  кбар). Принципиально иная картина наблюдается для амфиболов из пород Юбрышкинской интрузии. Изменения термобарических параметров характеризуют метаморфическую историю преобразования пород и направлены от магматического амфибо-

ла ( $T \approx 800^\circ\text{C}$ ,  $P \approx 3.2$  кбар) к метаморфогенному ( $T \geq 550^\circ\text{C}$ ,  $P \approx 7$  кбар) со стабилизацией температуры при уменьшении давления до  $>3$  кбар.

Эпидот встречается в виде кристаллов изометричной формы либо зернистых масс, занимающих интерстициальное пространство (рис. 6б). В нем содержится относительно немного железа – 8.39–14.94 мас. % и повышенное количество глинозема (до 27.37 мас. %). Согласно номенклатуре минералов группы эпидота (Армбрустер и др., 2006), одна часть изученных зерен с более высоким со-



**Рис. 6.** Микрофотографии минералов из метаморфизованных габброидов и апогаббровых амфиболитов юбрьшкского комплекса.

*Amp* – амфибол, *Pl* – плагиоклаз, *Chl* – хлорит, *Ep* – эпидот, *Ap* – апатит, *Br* – барит, *Py* – пирит, *Chpyr* – халькопирит, *Sg* – зигенит, *Sph* – сфалерит, *Cv* – ковеллин, *Cb* – кубанит, *Bor* – борнит.

**Fig. 6.** Microphotographs of minerals from rocks of the Yubryshka complex.

*Amp* – amphibole, *Pl* – plagioclase, *Chl* – chlorite, *Ep* – epidote, *Ap* – apatite, *Br* – barite, *Py* – pyrite, *Chpyr* – chalcopyrite, *Sg* – zynenite, *Sph* – sphalerite, *Cv* – covellite, *Cb* – cubanite, *Bor* – bornite.

держанием железа может быть названа эпидотом, другая – клиноцоизитом. Между эпидотом и клиноцоизитом нет четкой границы. Все свойства между ними меняются непрерывно, и они находятся в прямой зависимости от железистости минералов. Пистацитовый компонент (Fe/(Fe + Al)) (Brunsmann et al., 2002) в большинстве рассматриваемых зерен колеблется в пределах 0.18–0.32.

*Фторапатит* установлен в виде изометричных выделений различной размерности (от 50 мкм до 0.5 мм). Крупные кристаллы разбиты трещинами, выполненными хлоритом (см. рис. 6б). Минерал имеет неоднородное строение. Краевые части и локальные зоны внутри кристаллов обогащены редкоземельными элементами (см. рис. 6б, табл. 3). Кроме того, в нем присутствуют мелкие включения светлого минерала, качественный анализ которых показал, что, вероятнее всего, они являются монацитом. Ранее аналогичные включения во фторапатите были описаны в риодацитах шатакского комплекса (Ковалев и др., 2023). В химическом составе минерала, кроме фтора, в относительно небольших количествах, но постоянно содержится хлор (см. табл. 3), и, как видно из табл. 3, в породах Юбрышкинской интрузии условно можно выделить две группы фторапатита: низкофтористо-высокохлорная и низкохлорно-высокофтористая. Причем, как показывает анализ диаграммы (см. рис. 5д), характеризующие породы подразделяются на две группы по температуре насыщения расплава фосфором – 750–780 и 470–600°C. При этом распределение фигуративных точек Юбрышкинской интрузии аналогично их распределению в кусинско-копанском комплексе.

*Титанит* установлен в виде зернистых агрегатов и единичных ксеноморфных выделений. Часто он окружает кристаллы ильменита в виде оторочки (см. рис. 8е), в качестве примесей в нем при-

сутствуют Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0.36–4.31 мас. %), FeO (1.11–6.18 мас. %) и V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0.4–2.11 мас. %). Значительный разброс в примесных компонентах, вероятнее всего, обусловлен метаморфогенной природой титанита и их унаследованностью от замещенного минерала.

*Слюды* встречаются в породах Юбрышкинской интрузии относительно редко. Светлые разновидности в виде удлиненных чешуек установлены в ассоциации с плагиоклазом, хлоритом и эпидотом. По химическому составу они отвечают высококремнистому мусковиту, мас. %: SiO<sub>2</sub> – 57.73; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 22.99; FeO – 3.93; MgO – 1.11; Na<sub>2</sub>O – 0.18; K<sub>2</sub>O – 8.27; Σ – 94.22.

Темные слюды наблюдаются в виде удлиненных призм или широкопластинчатых кристаллов с плеохроизмом в коричневато-буроватых тонах в ассоциации с хлоритом и амфиболом. По химизму они относятся к железистым разновидностям группы аннита-флогопита, мас. %: SiO<sub>2</sub> – 34.39–33.96; TiO<sub>2</sub> – 1.44–1.65; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 15.65–18.33; FeO – 26.79–28.05; MnO – 0.0–0.19; CaO – 0.0–0.39; MgO – 6.97–7.43; K<sub>2</sub>O – 3.48–6.45; V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0.49; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0.0–0.14; Cl – 0.09–0.44; Σ – 92.61–94.23.

*Хлорит* в качестве вторичного минерала широко распространен в породах комплекса. Он представлен единичными чешуйками зеленоватого цвета либо агрегатами кристаллов с аномальными цветами интерференции, развивающимися по пироксену, амфиболу или интерстициальному пространству (см. рис. 6). В его химическом составе установлены, мас. %: хром – 0.17–0.93, ванадий – 0.13–0.64, марганец – 0.16–0.37, титан – 0.13–2.43, хлор – 0.10–0.17 (табл. 4). На классификационной диаграмме (см. рис. 6е) большая часть хлоритов попадает в поля репидолита и брунсвигита, а температурный интервал их образования, рассчитанный по (Kranidiotis, MacLean, 1987), составляет 263–406°C. При этом от аналогов из пород кусин-

**Таблица 3.** Химический состав фторапатита из пород Юбрышкинской интрузии, мас. %

**Table 3.** Chemical composition of fluorapatite from rocks of the Yubryshka intrusion, wt %

№	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CaO	FeO	La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	F	Cl	Сумма
1	0.43	41.76	54.81	–	–	–	–	–	–	2.26	0.36	99.62
2	–	42.05	55.24	–	–	–	–	–	–	1.97	0.70	99.96
3	0.48	42.14	53.31	0.25	–	–	–	–	–	2.61	0.15	98.94
4	–	42.10	54.96	0.35	–	–	–	–	–	2.58	–	99.99
5	1.81	38.75	51.93	–	0.74	1.83	–	0.86	–	2.06	0.37	98.35
6	1.78	39.58	53.22	0.38	0.57	1.40	–	0.79	–	2.54	0.17	100.43
7	1.64	39.31	52.73	0.28	–	1.25	–	0.71	–	2.41	0.12	98.45
8	0.83	41.79	53.10	0.26	–	0.61	–	0.35	–	2.70	0.28	99.92

Примечание. Порядковые номера соответствуют номерам точек на рис. 6б. В сумму включено содержание фтора и хлора.

Note. Serial numbers correspond to the numbers of points in Fig. 6b. The amount includes fluorine and chlorine content.

**Таблица 4.** Репрезентативная выборка химического состава хлорита из пород Юбрышкинской интрузии, мас. %  
**Table 4.** Representative sample of the chemical composition of chlorite from rocks of the Yubryshka intrusion, wt %

№	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cl	Сумма
1	24.55	–	19.04	34.35	0.22	8.93	–	–	0.17	–	–	87.26
2	25.85	–	21.67	34.01	0.21	9.26	0.32	–	0.23	–	–	91.55
3	24.44	–	19.94	34.80	0.23	7.94	0.57	–	0.35	–	–	88.27
4	25.57	–	21.39	35.99	0.25	9.08	0.23	–	0.34	–	–	92.85
5	23.72	0.51	21.61	35.80	0.20	9.04	0.13	–	0.32	–	–	91.33
6	24.58	–	20.65	36.14	0.22	8.15	0.08	–	0.35	–	–	90.17
7	25.88	–	20.08	35.93	–	8.58	–	–	0.16	–	–	90.63
8	22.50	0.14	18.13	34.65	0.20	7.48	0.21	–	0.4	0.93	0.08	85.18
9	25.56	0.39	20.95	32.26	0.33	10.47	–	–	0.27	–	–	90.23
10	23.34	–	21.60	33.08	0.20	11.44	0.25	–	0.36	–	–	90.27
11	26.26	0.18	18.79	31.25	0.16	11.67	0.20	–	0.33	–	–	89.38
12	25.66	–	20.29	31.43	0.23	11.47	0.09	–	–	–	–	89.17
13	25.58	–	19.76	31.72	0.21	11.44	0.11	–	0.15	–	–	88.97
14	25.25	–	19.93	31.84	0.20	10.92	–	–	0.2	–	–	88.34
15	24.83	0.15	21.06	31.91	0.24	10.75	0.22	–	0.22	–	–	89.82
16	22.96	1.38	17.84	30.39	0.23	10.00	0.09	–	0.27	0.44	–	83.60
17	25.14	–	19.99	37.76	0.26	7.96	–	–	0.13	–	–	91.24
18	25.93	–	16.14	33.78	0.25	6.11	0.19	–	0.14	0.41	–	82.95
19	27.51	1.04	18.42	33.33	–	7.00	0.50	1.16	0.59	–	0.64	91.15
20	25.05	0.83	20.55	34.74	0.31	10.10	–	–	0.23	–	–	91.81
21	25.29	0.37	21.85	34.26	0.26	11.29	0.17	–	0.33	–	–	93.82
22	23.92	1.89	21.00	33.85	0.27	10.78	–	–	0.58	–	–	92.29
23	25.29	0.94	19.43	34.68	0.38	10.27	–	–	0.22	–	–	91.21
24	26.23	0.35	21.13	33.45	0.27	10.57	0.29	0.08	0.32	0.17	0.13	92.99
25	25.70	0.12	20.35	34.36	0.32	10.63	–	–	0.13	–	–	91.61
26	25.44	0.40	21.34	33.12	0.34	11.98	0.22	–	0.26	–	–	93.10
27	23.49	0.47	18.57	32.21	0.37	9.56	0.41	–	0.23	1.50	0.13	86.94
28	25.17	–	20.07	26.15	0.32	13.95	0.13	–	0.26	–	–	86.05
28	25.61	–	21.28	35.74	0.32	8.95	–	–	0.15	–	–	92.05

ско-копанского комплекса они отличаются большей железистостью и повышенной температурой образования (см. рис. бе–ж).

*Барит* встречается в ассоциации с сульфидами, где он, как правило, приурочен к трещинам (см. рис. бв), образуя удлиненные агрегаты мелких зерен либо ксеноморфных выделений. В его химическом составе присутствует стронций в количестве 1.73–5.91 мас. %.

Сульфидная минерализация, выявленная в породах Юбрышкинской интрузии, довольно разнообразна и представлена *пиритом*, *халькопиритом*,

*борнитом*, *ковеллином*, *зигенитом*, *кубанитом*, *сфалеритом* и *галенитом*.

*Пирит* встречается относительно редко в виде ксеноморфных агрегатов либо единичных выделений (см. рис. бг, д), часто в ассоциации с халькопиритом. Беспримесный пирит редок, чаще всего в нем присутствуют примеси кобальта (0.77–7.53 мас. %), никеля (0.21–2.28) и меди (0.49–3.54 мас. %) (табл. 5). Кроме того, в виде мелких изометричных включений в пирите обнаружены кобальтин (CoAsS) и в виде удлиненных “просечек” – неидентифицированные соединения состава (Fe, Co, Ni, Cu)<sub>2</sub>S<sub>3</sub>.

**Таблица 5.** Химический состав сульфидов из пород Юбрышкинской интрузии, мас. %

**Table 5.** Chemical composition of sulfides from rocks of the Yubryshka intrusion, wt %

№	S	Fe	Cu	Co	Ni	Zn	Pb	Se	Cd	Сумма
1	34.83	40.88	21.85	–	–	–	–	–	–	97.55
2	34.57	40.41	21.62	–	–	–	–	–	–	96.60
3	35.41	40.64	22.52	–	–	–	–	–	–	98.58
4	34.90	40.93	22.28	–	–	–	–	–	–	98.10
5	31.55	2.74	64.78	–	–	–	–	–	–	99.07
6	30.80	3.05	66.98	–	–	–	–	–	–	100.84
7	30.18	2.60	65.73	–	–	–	–	–	–	98.51
8	30.13	2.45	64.68	–	–	–	–	–	–	97.26
9	31.46	2.85	64.67	–	–	–	–	–	–	98.97
10	29.00	2.45	67.38	–	–	–	–	–	–	98.83
11	34.83	15.79	50.38	–	–	–	–	–	–	101.01
12	34.98	10.54	54.12	–	–	–	–	–	0.37	100.00
13	42.49	5.94	–	27.87	23.11	–	–	–	–	99.41
14	43.07	4.54	–	30.94	21.99	–	–	–	–	100.54
15	34.64	7.80	1.09	–	–	55.63	–	–	–	99.16
16	33.93	8.03	0.59	–	–	56.85	–	–	–	99.40
17	33.72	8.18	1.17	–	–	55.42	–	–	–	98.50
18	33.37	9.45	2.07	–	–	52.01	–	–	–	96.89
19	33.15	8.45	0.54	–	–	54.63	–	–	–	96.77
20	10.46	2.73	–	–	–	–	84.20	–	–	97.39
21	10.90	2.14	–	–	–	–	83.60	1.58	–	98.22
22	11.34	1.55	–	–	–	–	86.46	1.63	–	100.97

Примечание. 1–4 – кубанит; 5–10 – ковеллин; 11, 12 – борнит; 13, 14 – зигенит; 15–19 – сфалерит; 20–22 – галенит.

Note. 1–4 – cubanite; 5–10 – covellite; 11, 12 – bornite; 13, 14 – zygenite; 15–19 – sphalerite; 20–22 – galena.

*Халькопирит* является самым распространенным сульфидным минералом, присутствующим в породах Юбрышкинской интрузии. Он представлен ксеноморфными зёрнами различной размерности (см. рис. 6в–е) в ассоциации с другими сульфидами. Его химический состав близок к стехиометрическому, а из примесей в одном случае установлен висмут в количестве 0.94 мас. % (см. табл. 5).

*Кубанит*, как правило, характерен для высокотемпературных гидротермальных месторождений. В описываемых породах минерал встречается в тесном сростании с халькопиритом (см. рис. 6в), образуя ксеноморфные выделения размером до 0.1 мм. Его химический состав близок к стехиометрическому, какие-либо примеси не установлены (см. табл. 5).

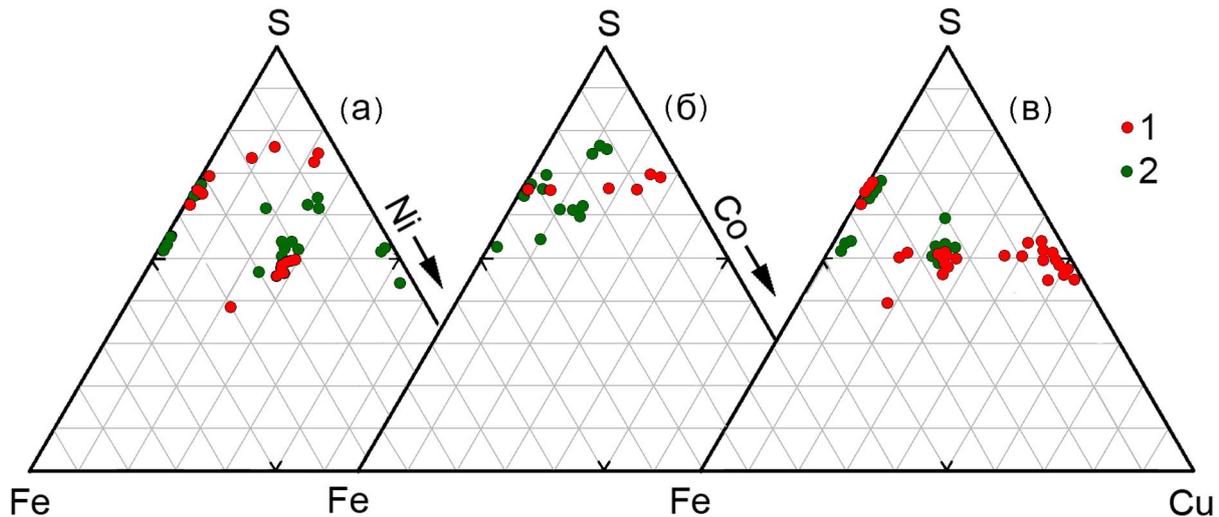
*Зигенит* зафиксирован в виде агрегата выделений неправильной формы в ассоциации с халькопиритом и пиритом (см. рис. 6г). Минерал от-

носится к железистым разновидностям (4.54–5.94 мас. % Fe), его состав соответствует формуле  $(\text{Fe}_{0.24-0.32} \text{Co}_{1.44-1.58} \text{Ni}_{1.13-1.20})_{\Sigma 2.96} \text{S}_{4.04-4.05}$  (см. табл. 5).

*Борнит* встречается относительно редко в виде изометричных выделений в ассоциации с халькопиритом (см. рис. 6е). Его химический состав очень переменчив (см. табл. 5).

*Ковеллин* как вторичный гипергенный минерал наблюдается в виде оторочек и “ячеистых” масс, замещающих выделения халькопирита (см. рис. 6г–е). К особенностям его химического состава относится постоянное присутствие железа в количестве 2.45–3.05 мас. % (см. табл. 5).

*Сфалерит* присутствует в виде выделений неправильной формы в ассоциации с халькопиритом и пиритом (см. рис. 6д). В его химическом составе присутствуют железо (7.04–9.45 мас. %) и медь (0.54–2.07 мас. %) (см. табл. 5).



**Рис. 7.** Диаграммы Fe–S–Ni, Fe–S–Co и Fe–S–Cu для сульфидных минералов из пород Юбрышкинской интрузии (1) и кусинско-копанского комплекса (2).

**Fig. 7.** Fe–S–Ni, Fe–S–Co and Fe–S–Cu diagrams for sulfide minerals from rocks of the Yubryshkinsky intrusion (1) and the Kusa-Kopan complex (2).

*Галенит* встречается относительно редко в виде мелких кристалликов кубического габитуса со сглаженными углами и ребрами. В качестве примесей в нем установлены железо (1.55–2.73 мас. %) и селен (1.58–1.63 мас. %) (см. табл. 5).

Особенности сульфидной минерализации Юбрышкинской интрузии выявляются на серии диаграмм (рис. 7), обобщенный сравнительный анализ которых сводится к следующему:

- в сульфидных минералах кусинско-копанского комплекса содержится больше никеля, в то время как для аналогов из Юбрышкинской интрузии характерен больший разброс в содержаниях серы и железа; при этом необходимо подчеркнуть, что пирротин в юбрышкинских породах не установлен;

- из диаграммы Fe–S–Co следует, что сульфиды Юбрышкинской интрузии характеризуются большим количеством кобальта при четко выраженном изоморфизме Fe–Co, что в значительной степени отличает их от аналогов из кусинско-копанского комплекса;

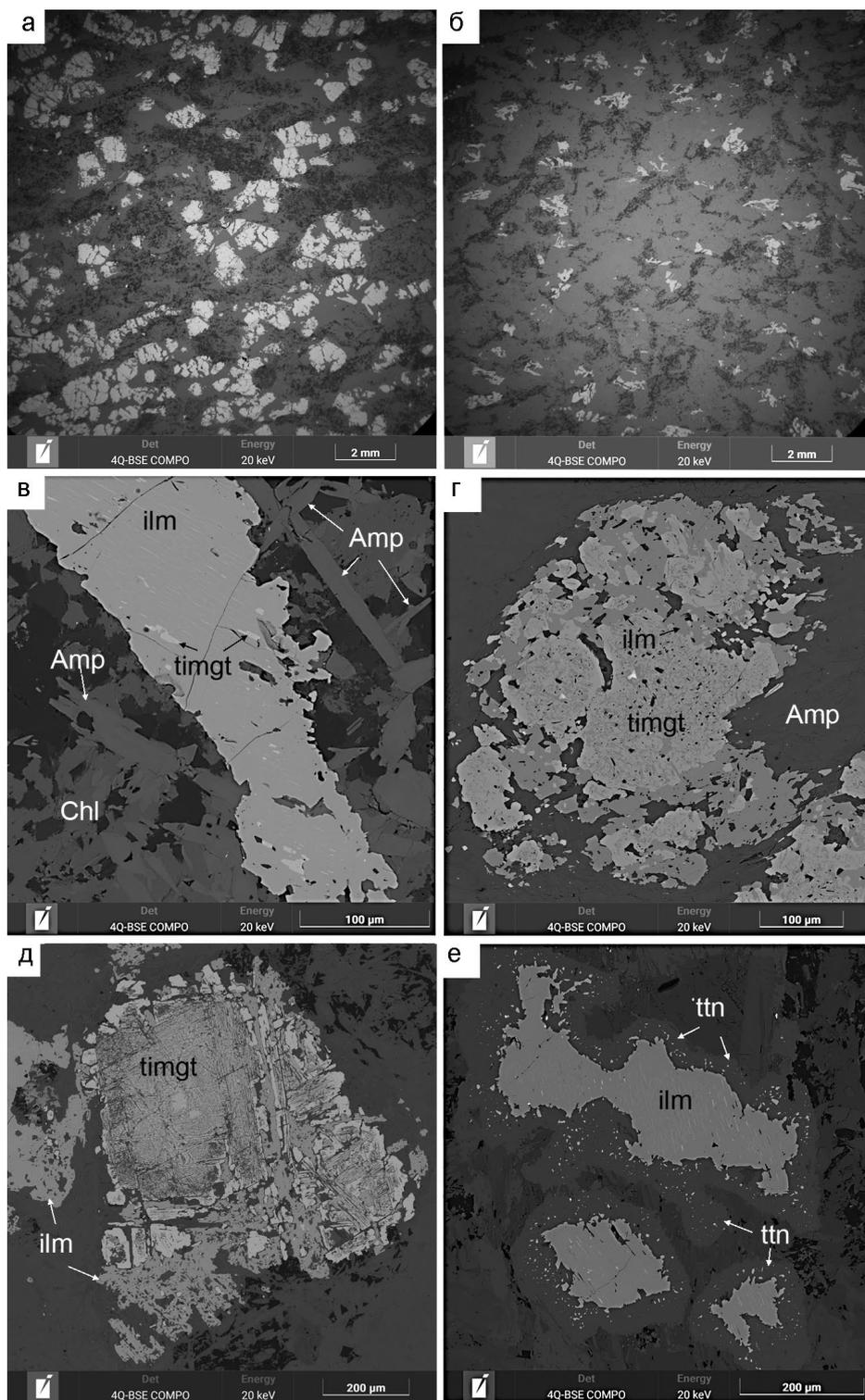
- резкое различие характеризуемых сульфидов фиксируется на диаграмме Fe–S–Cu, где значительное количество минералов из пород Юбрышкинской интрузии имеют в составе медь, в то время как аналогам из кусинско-копанского комплекса это не свойственно.

Таким образом, сульфидная минерализация Юбрышкинской интрузии в целом характеризуется кобальт-медной направленностью в отличие от сульфидов кусинско-копанского комплекса. Ранее к близкому выводу пришел А.А. Алексеев с соавторами (2003).

Кроме того, в породах были обнаружены единичные “экзотические” минералы: *теллурид палладия* размером  $\approx 5$  мкм (Pd – 41.38–43.67 мас. %, Te – 44.23–46.11, Sb – 4.75, Bi – 4.41–4.67, Fe – 0.61–0.73, Cu – 0.33–0.35, U – 1.45 мас. %), близкий по химическому составу к боровскиту, и *самородный селен* размером  $20 \times 10$  мкм (Se – 90.18–94.03 мас. %, Te – 0.42–0.65, S – 1.05–3.01, Ca – 0.24, Ba – 0.35, Fe – 3.75–5.70, Cr – 0.43, Pb – 1.32 мас. %).

*Fe–Ti минерализация (оруденение)* представлена разнообразными вкрапленными рудами (рис. 8а, б). Массивные разновидности редки и представляют собой маломощные прожилки. Матрица, как правило, представлена эпидот-хлорит-амфиболовым агрегатом с переменным количеством входящих в ее состав минералов. Руды имеют ильменит-титаномагнетитовый состав. Большая часть Fe–Ti минералов микронеоднородна. В пределах кристаллов ильменита распространены тонкие лейсты, ламели и тканевые срастания титаномагнетита (см. рис. 8в), часто образующие сложный внутренний узор распада твердого раствора (см. рис. 8д).

*Ильменит* представлен ксеноморфными зернами и разнообразными по форме сростками с кристаллами титаномагнетита различной размерности (см. рис. 8), иногда образующими паркетовидные микротекстуры распада с единичным числом широких лейст либо сложным узором сосуществующих ильменит-титаномагнетитовых фаз. В большинстве случаев зерна ильменита однородны, но часто встречаются выделения, в которых присутствуют параллельно расположенные микроламели титаномагнетита. Химический состав ильменита



**Рис. 8.** Микрофотографии Fe–Ti минерализации в породах Юбрышкинской интрузии.

а, в, г – вкрапленные руды; б, д – рудные амфиболиты; е – апогаббровые амфиболиты. *Ilm* – ильменит, *Timgt* – титаномагнетит, *Ttn* – титанит, *Amp* – амфибол, *Chl* – хлорит.

**Fig. 8.** Microphotographs of Fe–Ti mineralization in rocks of the Yubryshka intrusion.

а, в, г – disseminated ores; б, д – ore amphibolites; е – apogabbro amphibolites. *Ilm* – ilmenite, *Timgt* – titanomagnetite, *Ttn* – titanite, *Amp* – amphibole, *Chl* – chlorite.

**Таблица 6.** Репрезентативная выборка химического состава ильменита из пород Юбрьшкской интрузии, мас. %  
**Table 6.** Representative sample of the chemical composition of ilmenite from rocks of the Yubryshka intrusion, wt %

№	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма
1	0.16	51.99	–	44.66	1.65	–	–	98.46
2	0.17	51.35	–	45.13	1.39	–	–	98.04
3	0.19	52.05	–	44.93	1.59	–	–	98.75
4	0.14	52.16	–	44.60	1.23	–	0.57	98.69
5	–	52.12	–	45.31	1.18	–	0.66	99.28
6	–	52.66	–	45.74	1.18	–	0.69	100.27
7	0.15	52.88	–	45.78	1.26	–	0.62	100.69
8	0.21	53.56	–	43.37	1.27	–	0.70	99.10
9	0.23	56.31	–	41.91	1.20	–	0.54	100.19
10	–	50.48	–	46.74	1.51	–	–	98.73
11	0.18	50.52	–	43.15	1.34	–	0.56	95.74
12	–	53.43	0.15	44.11	1.55	–	0.54	99.78
13	–	52.66	–	43.96	1.57	0.13	0.69	99.01
14	–	53.09	–	44.92	1.45	–	–	99.47
15	0.20	53.53	–	43.28	1.52	–	–	98.53
16	–	53.11	–	45.81	1.47	0.18	–	100.58
17	–	52.74	–	45.68	1.66	–	0.58	100.66
18	0.16	53.40	–	45.59	1.60	–	–	100.75
19	–	52.62	–	45.88	1.60	–	0.50	100.60
20	–	52.61	–	43.65	1.43	–	0.56	98.25
21	0.20	53.45	0.15	44.58	1.60	–	0.49	100.48
22	0.22	52.09	–	44.08	1.37	–	–	97.76
23	–	53.14	–	44.71	1.63	0.36	0.67	100.50
24	0.23	52.84	–	45.02	1.52	0.11	–	99.72
25	0.15	53.23	–	44.41	1.72	–	–	99.50

в целом стабилен, в качестве постоянных примесей установлены железо, марганец и ванадий (табл. 6).

*Титаномагнетит (магнетит)* представлен сросшимися ксеноморфными выделениями различной размерности практически всегда в ассоциации с ильменитом в виде грубых структур распада либо тонких закономерно ориентированных ламмелей (см. рис. 8). В качестве примесей в нем установлены ванадий, кобальт, хром, медь (табл. 7).

Характерные особенности Fe–Ti минерализации Юбрьшкской интрузии выявляются на серии диаграмм (рис. 9), обобщенный сравнительный анализ которых сводится к следующему.

– Для ильменита из пород Юбрьшкской интрузии характерен малый разброс количеств TiO<sub>2</sub> (4 мас. %) и V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (≈0.2 мас. %) в отличие от ильменитов кусинско-копанского комплекса, для кото-

рых разброс аналогичных показателей составляет: TiO<sub>2</sub> (≈15 мас. %) и V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (≈0.6 мас. %). То же касается и количества железа в ильменитах.

– При сохранении общих тенденций в соотношениях между TiO<sub>2</sub> и FeO в титаномагнетитах как Юбрьшкской интрузии, так и кусинско-копанского комплекса, для первых характерна некоторая дискретность в размещении фигуративных точек, в то время как вторые образуют непрерывный тренд.

– Бессистемность в распределении содержаний V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в титаномагнетитах присуща как Юбрьшкской интрузии, так и кусинско-копанскому комплексу, в то же время средние содержания ванадия в титаномагнетитах Юбрьшкской интрузии выше, чем в аналогах из кусинско-копанского комплекса.

**Таблица 7.** Репрезентативная выборка химического состава титаномагнетита из пород Юбрышкинской интрузии, мас. %

**Table 7.** Representative sample of the chemical composition of titanomagnetite from rocks of the Yubryshka intrusion, wt %

№	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO <sub>общ.</sub>	MnO	CaO	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CoO	Сумма
1	0.36	3.12	–	86.55	–	–	0.56	–	90.59
2	0.23	3.00	–	86.98	–	–	0.57	–	90.77
3	0.28	3.00	0.19	86.98	–	–	0.49	–	90.93
4	0.18	1.07	–	86.58	–	–	2.90	–	90.73
5	–	1.75	–	87.26	–	–	2.83	0.39	92.24
6	0.16	2.74	–	86.16	–	–	2.69	–	91.75
7	–	1.34	–	85.76	–	–	2.87	0.32	90.29
8	0.29	2.77	–	87.73	–	–	1.74	–	92.54
9	0.19	3.38	–	87.17	–	–	1.70	–	92.44
10	0.24	6.08	–	85.63	–	–	1.58	–	93.53
11	0.22	2.91	–	88.56	–	–	1.86	0.50	94.06
12	0.25	0.65	–	88.96	–	–	2.50	–	92.35
13	0.23	0.80	–	86.66	–	–	2.38	0.41	90.48
14	0.17	20.14	–	72.04	0.62	0.12	1.51	–	94.61
15	0.69	0.95	0.37	86.18	–	0.09	2.56	–	90.84
16	0.20	0.90	–	88.04	–	0.09	2.48	0.39	92.10
17	0.25	1.10	–	87.08	–	–	2.53	–	90.96
18	0.21	2.62	–	87.56	–	–	2.41	–	92.80
19	0.16	24.06	–	67.52	0.87	–	1.28	–	93.89
20	–	17.85	–	72.82	0.68	–	1.67	0.49	93.51
21	0.21	2.55	–	85.73	–	–	1.82	0.47	90.78
22	0.18	2.98	–	85.00	–	–	2.10	–	90.27
23	–	7.31	–	82.36	0.19	–	2.10	0.40	92.36
24	0.15	2.23	–	85.13	–	0.12	2.15	0.44	90.23
25	0.27	3.15	–	88.90	–	–	–	–	92.32
26	0.30	3.18	–	86.63	–	–	–	0.40	90.51

В целом существующие различия в рудной минерализации охарактеризованных выше комплексов, вероятнее всего, обусловлены различиями в условиях становления интрузивных массивов (в частности, механизмов и параметров дифференциации расплавов), что рассмотрено далее.

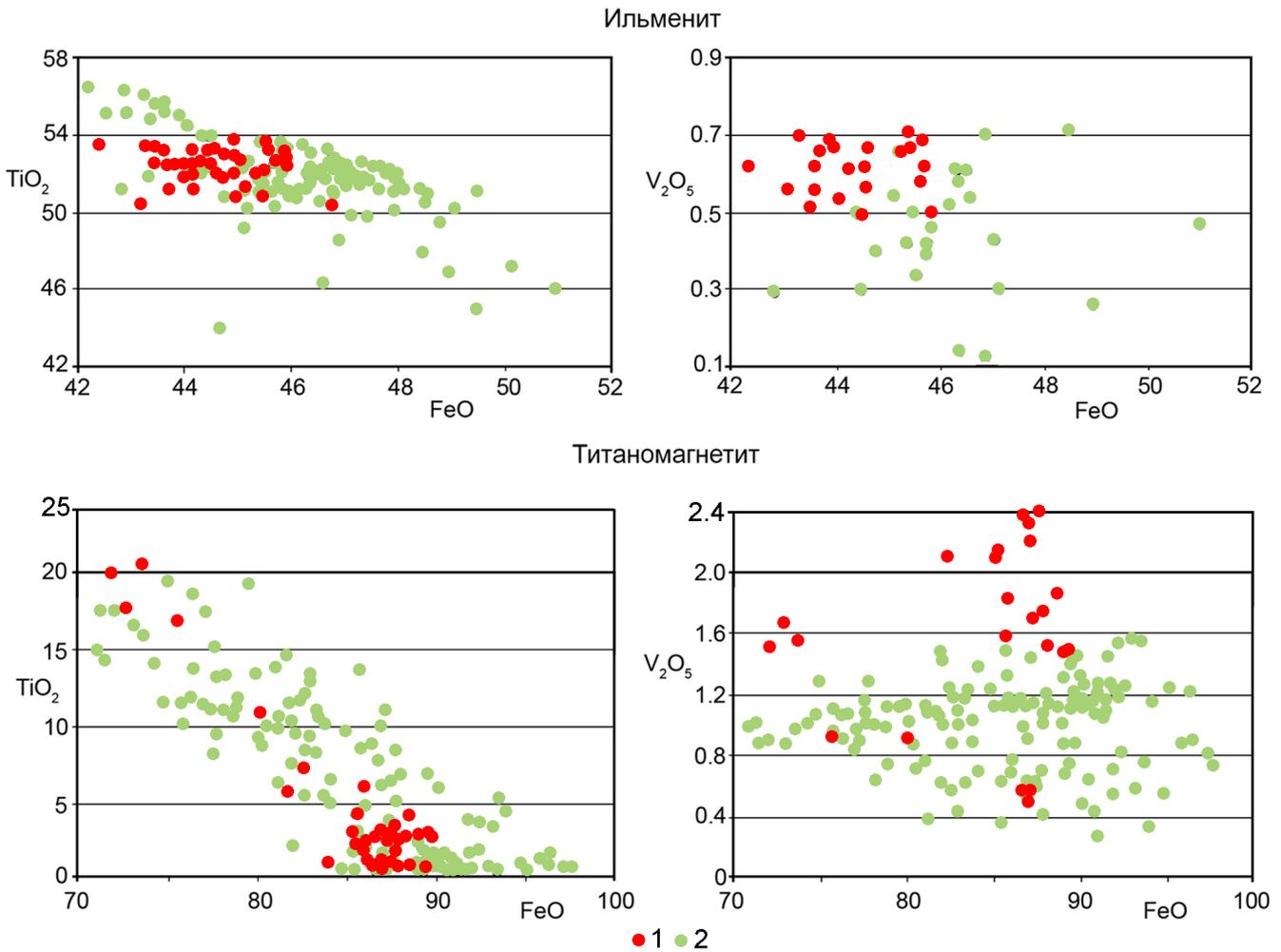
Как уже отмечалось, большая часть рудных минералов микронеоднородна, т. е. представлена разнообразными структурами распада (см. рис. 8). Как видно из рис. 10, температуры распада\* располага-

ются в интервале 559–375°C. При этом наблюдаются элементы зональности, когда переуравновешивание системы в краевых частях кристаллов происходит при меньших температурах (см. рис. 10б, в). Рассчитанные температуры близки к температуре кристаллизации метаморфогенного амфибола (см. рис. 5г), что характеризует этап преобразования пород Юбрышкинской интрузии.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В настоящее время механизмы Fe–Ti-рудобразующих процессов являются предметом острых дискуссий. Активно разрабатываются модели гравитационной аккумуляции магнетита (ти-

\*Температуры распада рассчитаны по сосуществующим ильмениту и титаномагнетиту (Andersen, Lindsley, 1985), а соотношение ильменита и ульвошпинели – по (Lindsley, Spencer, 1982).



**Рис. 9.** Бинарные диаграммы для Fe–Ti минералов из пород Юбрышкинской интрузии.

1 – Юбрышкинская интрузия, 2 – кусинско-копанский комплекс.

**Fig. 9.** Binary diagrams for Fe–Ti minerals from rocks of the Yubryshka intrusion.

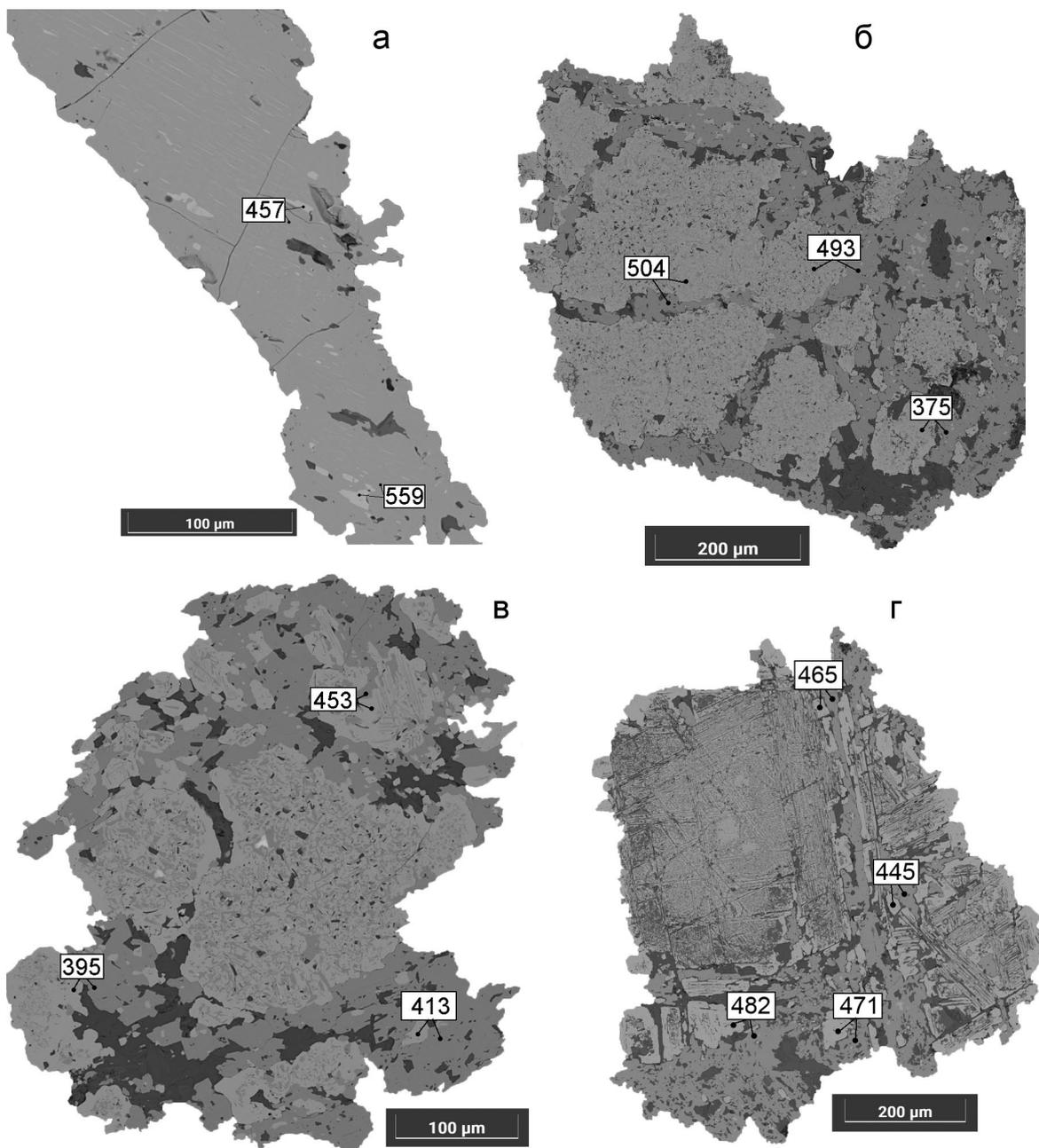
1 – Yubryshka intrusion, 2 – Kusa-Kopan complex.

таномангнетита) и ильменита (Pang et al., 2008; Bai et al., 2012), большое значение придается моделям, в которых основную роль играет ликвация рудного расплава (Veksler et al., 2007; Jakobsen et al., 2011; Charlier, Grove, 2012; Wang, Zhou, 2013; Veksler, Charlier, 2015). Кроме того, разрабатываются “комбинационные” модели, в которых формирование низкотемпературной высокожелезистой жидкости, формирующей Fe–Ti-оруденение, обусловлено особым механизмом кристаллизации (концентрационным переохлаждением) силикатных минералов (Шарков и др., 2018).

Представления о генезисе Fe–Ti-оруденения Юбрышкинской интрузии неоднократно менялись. Предлагались модели сингенетического сегрегационного происхождения либо образования

рудных тел в результате внедрения в габбродолериты остаточного расплава или жильного материала (Малышев и др., 1934; Фоминых и др., 1983). И.И. Малышев с соавторами (1934) описывали для Юбрышкинского массива магматическую дифференциацию, которая выражалась в смене (от периферии к центру) габбродолеритов более основными породами, близкими к горнблендитам. Кроме того, не было единого мнения о форме рудных тел. Разными исследователями она определялась как жило- (Малышев и др., 1934), штоко- или пластообразная (Чирков, 1940; Попов, Аблизин, 1974; Фоминых и др., 1983; Клименко и др., 1998).

Ввиду того что рудообразование является частным случаем процесса формирования массива, было проведено моделирование кристаллизации рас-



**Рис. 10.** Микрофотографии структур распада Fe–Ti минералов.

Цифры на рисунке – температура, °С. Пояснения см. в тексте.

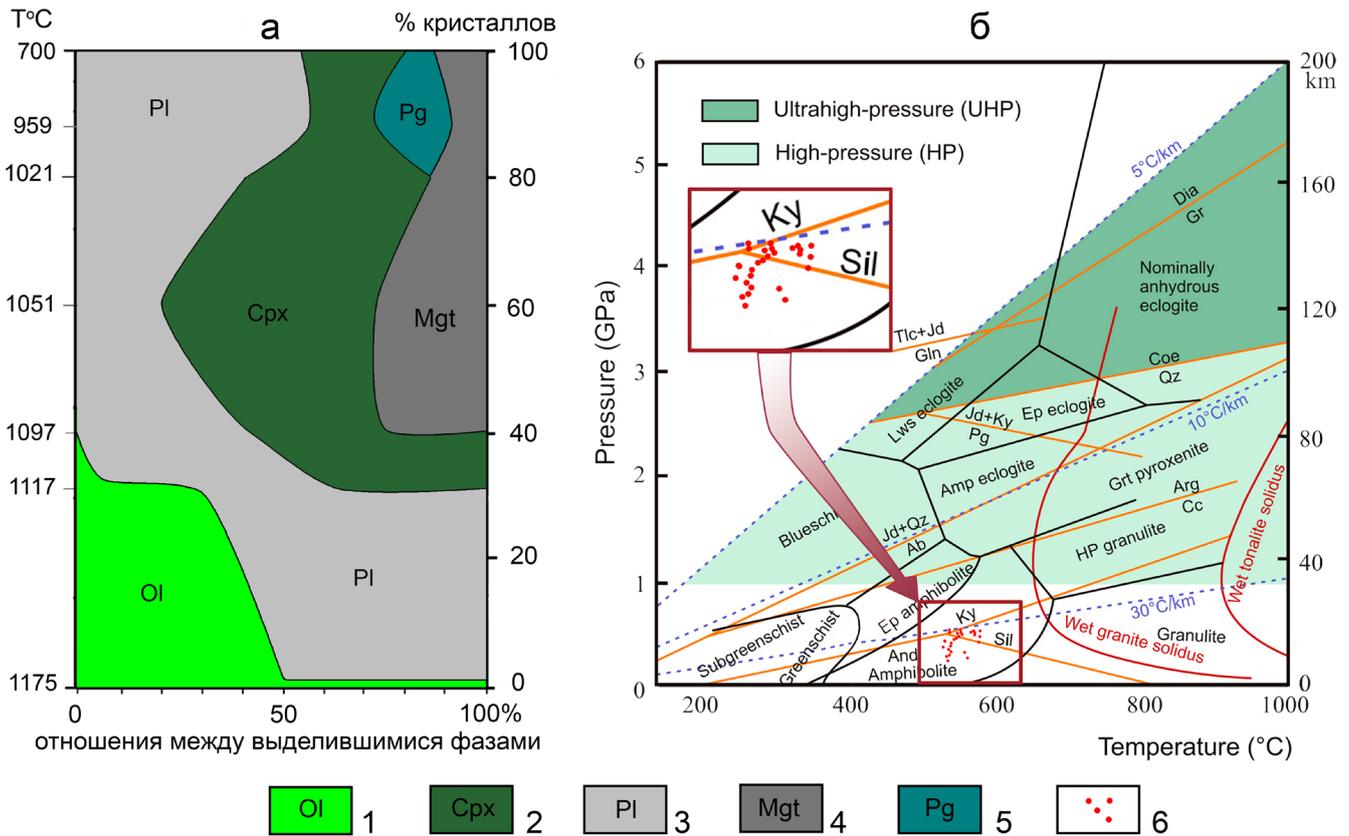
**Fig. 10.** Microphotographs of the decomposition structures of Fe–Ti minerals.

The numbers in the Figure are the temperature in °C. Explanations in the text.

плава по программному продукту КОМАГМАТ, версия 5.2.2.1 (Арискин и др., 1986; Френкель и др., 1988; Ariskin et al., 1993). За расплав принимался средневзвешенный состав Юбрышкинского рудоносного силла (Алексеев и др., 2000), мас. %: SiO<sub>2</sub> – 47.54; TiO<sub>2</sub> – 1.98; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 13.69; FeO – 15.48;

MnO – 0.24; MgO – 6.06; CaO – 9.15; Na<sub>2</sub>O – 2.64; K<sub>2</sub>O – 0.24; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0.15. Результаты расчетов изображены в виде диаграммы (рис. 11а), из анализа которой можно сделать следующие выводы.

– Первой кристаллизующей фазой является оливин с содержанием 70% форстеритового минала.



**Рис. 11.** Диаграмма кристаллизации расплава Юбрышкинской интрузии (а), диаграмма метаморфизма пород (б – Zheng, Chen, 2017 с изменениями).

Пояснения см. в тексте. 1 – оливин, 2 – клинопироксен, 3 – плагиоклаз, 4 – магнетит, 5 – пижонит, 6 – точки составов амфиболов на диаграмме б.

**Fig. 11.** Diagram of crystallization of the melt of the Yubryshka intrusion (a), diagram of rock metamorphism (б – Zheng, Chen, 2017 with modifications).

Explanations in the text. 1 – olivine, 2 – clinopyroxene, 3 – plagioclase, 4 – magnetite, 5 – pigeonite, 6 – amphibole composition points in diagram б.

Практически сразу (после выделения 3% кристаллов) к нему присоединяется плагиоклаз – лабрадор (№ 68). При температуре 1117°C к ассоциации оливин-плагиоклаз присоединяется клинопироксен – авгит (En – 38.76, Fs – 20.5, Wo – 35.19). Далее, при температуре 1097°C, исчезает оливин, а на ликвидусе появляется титаномагнетит с 17% титана.

– Дальнейшая эволюция расплава характеризуется кристаллизацией клинопироксен-плагиоклаз-(титано)магнетитовой ассоциацией. Состав плагиоклаза на заключительных стадиях соответствует альбиту, клинопироксена – железистому авгиту (En – 0.82%, Fs – 63.39, Wo – 30.57%), который сменяется железистым пижонитом (En – 0.54%, Fs – 82.23, Wo – 12.33%), а состав рудного минерала отвечает беститановому магнетиту.

В целом модельные ассоциации соответствуют реально установленным. При этом обращает на се-

бя внимание небольшой температурный интервал ( $\approx 150^\circ\text{C}$ ), при котором происходит кристаллизация 80% объема расплава. При таких условиях гравитационное фракционирование силикатных минералов становится практически невозможным (в идеализированной статичной системе при кристаллизации 50% расплава в камере формируется “псевдокристаллический каркас”), а изменение химического состава расплава реализуется, вероятнее всего, по механизму фильтр-прессинга. Формирование горизонта, обогащенного рудным минералом (рудного горизонта), начинается при массовой кристаллизации магнетита совместно с клинопироксеном и плагиоклазом (1097°C), когда практически 50% расплава уже представляет собой раскристаллизованный агрегат (см. рис. 11а). Данная ситуация удовлетворительно описывает реально наблюдаемое строение рудного горизонта, а имен-

но его приуроченность к верхней части главного интрузивного тела (см. рис. 4) и вкрапленный характер руд (см. рис. 8а, б).

Интерес представляет метаморфизм пород, так как иногда он рассматривается в качестве доказательства механизма формирования рудных тел (внедрения в габбродолериты остаточного расплава или жильного материала). Согласно материалам Г.П. Снитко с соавторами (2017), на территории листа Р-40-XXIX, в юго-восточной части которого располагается характеризуемые нами породы, региональный динамотермальный метаморфизм представлен двумя возрастными этапами: до- и послеордовикским. Первый этап соответствовал кварц-альбит-эпидот-альмандиновой субфации зеленосланцевой фации, а второй – кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфации. Кроме того, авторы выделяют метасоматические гидротермальные процессы, которые выражаются в наличии обильных жил и прожилков кальцита и кварца, а также локально проявленную альбитизацию пород.

Ранее показано, что по химическому составу амфиболы Юбрышкинской интрузии подразделяются на магматические ( $T \approx 800^\circ\text{C}$ ,  $P \approx 3.2$  кбар) и метаморфические ( $T \geq 550^\circ\text{C}$ ,  $P \approx 7$  кбар), для которых характерна стабилизация температуры при уменьшении давления до  $> 3$  кбар (см. рис. 5г). Как видно из диаграммы (см. рис. 11б), фигуративные точки амфиболов попадают в поле андалузитовых амфиболитов, располагаясь вблизи тройной точки полиморфных реакций андалузит – силлиманит – кианит. Несоответствие степеней метаморфизма пород Юбрышкинской интрузии и вмещающих пород рамы свидетельствует о недостаточной изученности района исследований. Аналогичная ситуация существовала в Белорецком метаморфическом комплексе, где тела эклогитов залегают среди парапород с меньшей степенью метаморфизма. После обнаружения в них высококремниевых фенгитов ( $\text{Si} = 3.4$ ) и силлиманита степень измененности пород комплекса стала соответствовать определенному этапу метаморфизма с близкими термобарическими параметрами (Ковалев, Тимофеева, 2017). Кроме того, нельзя исключать возможность метаморфизма пород Юбрышкинской интрузии в результате стрессовой нагрузки. Типичным примером служат Кусинский и Медведевский массивы кусинско-копанского комплекса, сложенные амфиболитами и амфиболизованными габброидами и контактирующие на западе со слабоизмененными карбонатными породами саткинской свиты нижнего рифея (Аулов и др., 2015).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате исследований установлено следующее.

– Анализ петрохимического материала свидетельствует об изохимическом характере метамор-

физма юбрышкинских пород. В отличие от пород кусинско-копанского комплекса для юбрышкинских аналогов характерна меньшая степень дифференциации, заключающаяся в отсутствии крайних по основности разновидностей.

– С различной степенью детальности описаны клинопироксен, амфибол, эпидот, фторапатит, титанит, слюды, хлорит, барит, циркон, рудные минералы (сульфиды, оксиды). Показано, что генетические условия образования амфибола Юбрышкинского месторождения характеризуют метаморфическую историю преобразования пород и направлены от магматического амфибола ( $T \approx 800^\circ\text{C}$ ,  $P \approx 3.2$  кбар) к метаморфогенному ( $T \geq 550^\circ\text{C}$ ,  $P \approx 7$  кбар) со стабилизацией температуры при уменьшении давления до  $> 3$  кбар.

– Особенности сульфидной минерализации Юбрышкинской интрузии в целом характеризуются кобальт-медной специализацией.

– Расчетными методами установлено, что температуры распада ильменит-титаномагнетитовых агрегатов располагаются в интервале  $559\text{--}375^\circ\text{C}$ . При этом наблюдаются элементы зональности, когда переуравновешивание системы в краевых частях кристаллов происходит при меньших температурах. Рассчитанные значения близки к температуре кристаллизации метаморфогенного амфибола, что характеризует этап преобразования пород Юбрышкинской интрузии.

– В результате моделирования кристаллизации по программному продукту КОМАГМАТ установлено, что кристаллизация 80% объема расплава происходит в относительно небольшом температурном интервале ( $\approx 150^\circ\text{C}$ ). В таких условиях гравитационное фракционирование силикатных минералов становится практически невозможным (в идеализированной статичной системе при кристаллизации 50% расплава в камере формируется “псевдокристаллический каркас”), а изменение химического состава расплава реализуется по механизму фильтр-прессинга. Формирование горизонта, обогащенного рудными минералами, – рудного горизонта – начинается при массовой кристаллизации магнетита совместно с клинопироксеном и плагиоклазом ( $1097^\circ\text{C}$ ), когда практически 50% расплава уже представляет собой раскристаллизованный агрегат. Данная модель удовлетворительно описывает реально наблюдаемое строение рудного горизонта, а именно – его приуроченность к верхней части интрузивного тела и вкрапленный характер руд.

– Параметры метаморфизма пород Юбрышкинской интрузии, определенные по химическому составу амфибола, соответствуют субфации андалузитовых амфиболитов, в то время как вмещающие породы метаморфизованы в кварц-альбит-эпидот-альмандиновой субфации и кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аблизин Б.Д., Попов И.Б. (1973) Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000. Л. Р-40-118-Г. Отчет Велсовского отряда о поисково-съёмочных работах на западном склоне Северного Урала в верхнем течении р. Велс за 1970–1971 гг. Т. 1–5. ГФ “Комитет природных ресурсов по Пермской области”.
- Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Ковалев С.Г. (2000) Расслоенные интрузии западного склона Урала. Уфа: Гилем, 188 с.
- Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Ковалев С.Г. (2003) Дифференцированные интрузии западного склона Урала. Уфа: Гилем, 171 с.
- Арискин А.А., Бармина Г.С., Френкель М.Ю. (1986) Имитация кристаллизации толеитовой магмы при низком давлении при фиксированной летучести кислорода. *Geochem. Int.*, **24**(5), 92-100.
- Армбрустер Т., Бонацци П., Акасака М., Берманец В., Шопен К., Жире Р., Хеус-Ассбихлер С., Лейбшер А., Менчетти С., Пан Я., Пазеро М. (2006) Рекомендуемая номенклатура минералов группы эпидота (краткая информация). *Зан. РМО*, **135**(6), 19-23.
- Аулов Б.Н., Владимирцева Ю.А., Гвоздик Н.И., Королькова З.Г., Левин Ф.Д., Липаева А.В., Поташова М.Н., Самозванцев В.А. (2015) Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1 : 200 000. Изд. 2-е. Сер. Южно-Уральская. Л. N-40-ХП – Златоуст. Объясн. зап. М.: ВСЕГЕИ, 365 с.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 4: Каркасные силикаты. М.: Мир, 1966. 482 с.
- Клименко Б.В., Борисов Н.Е., Рыбальченко А.А. (1998) Отчет о геологическом доизучении м-ба 1 : 50 000 Шудьинской площади. Л. Р-40-118-Г, Р-40-119-В, Г – з. п., Р-40-130-Б с общими поисками в Красновишерском районе Пермской области, проведенном в 1989–1998 гг. Пермь.
- Ковалев С.Г. (2008) Позднекембрийский рифтогенез в истории развития западного склона Южного Урала. *Геотектоника*, (2), 68-79.
- Ковалев С.Г., Ковалев С.С. (2022) Ti–Fe–Cr шпинелиды в дифференцированных (расслоенных) комплексах западного склона Южного Урала: видовое разнообразие и условия формирования. *Зан. Горного инт.*, **255**, 476-492. <https://doi.org/10.31897/PMI.2022.54>
- Ковалев С.Г., Ковалев С.С., Шарипова А.А. (2023) Первые данные о редкоземельной минерализации в кислых разновидностях пород шатакского комплекса (Южный Урал). *Литосфера*, **23**(5), 910-929. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-5-910-929>
- Ковалев С.Г., Тимофеева Е.А. (2017) Геохимия эклогитов Белорецкого комплекса (Южный Урал) и генетическая природа их протолитов. *Литосфера*, (2), 27-48.
- Кривовичев В.Г., Гульбин Ю.Л. (2022) Рекомендации по расчету и представлению формул минералов по данным химических анализов. *Зан. РМО, CLI*(1), 114-124.
- Малышев И.И., Пантелеев П.Г., Пэк А.В. (1934) Титаномагнетитовые месторождения Урала. Л.: АН СССР, 272 с.
- Попов И.Б., Аблизин Б.Д. (1974) Силлы зеленокаменных диабазов горы Юбрышка и связанное с ними титаномагнетитовое оруденение. *Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала*. Тез. докл. III Урал. петрограф. совещ. Свердловск, ИГГ УНЦ АН СССР, 66-67.
- Прибавкин С.В. (2019) Амфибол и биотит меланократовых пород из гранитоидных массивов Урала: состав, взаимоотношения, петрогенетические следствия. *Литосфера*, **19**(6), 902-918. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-6-902-918>
- Смирнов В.И. (1978) Рудные месторождения СССР. В 3 т. Т. 2. М.: Недра, 352 с.
- Снитко Г.П., Горбунова М.К., Попова Т.Н., Суворов Н.И. (2017) Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1 : 200 000. 2-е изд. Сер. Пермская. Л. Р-40-XXIX. Объясн. зап. М.: ВСЕГЕИ, 144 с.
- Фоминых В.Г., Краева Ю.П., Ларина Н.В. (1983) Новые данные о Юбрышкинском титаномагнетитовом месторождении. *Тр. ИГГ УНЦ АН СССР*, вып. 130, 126-128.
- Формации титаномагнетитовых руд и железистых кварцитов: Железорудные месторождения Урала. (1984) (Отв. ред. А.М. Дымкин). Свердловск: УНЦ АН СССР, 264 с.
- Френкель М.Я., Ярошевский А.А., Арискин А.А., Бармина Г.С., Коптев-Дворников Е.В., Киреев Б.С. (1988) Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм. М.: Наука, 214 с.
- Холоднов В.В., Бочарникова Т.Д., Шагалов Е.С. (2012) Состав, возраст и генезис магнетит-ильменитовых руд среднерифейского стратифицированного Медведевского массива (Кузинско-Копанский комплекс Южного Урала). *Литосфера*, (5), 145-165.
- Чирков И.В. (1940) Полезные ископаемые Вишерского района на Северном Урале. Тр. ГГИ УФА АН СССР, вып. 1, 38 с.
- 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 руд. месторождений*, **60**(2), 198-230. <https://doi.org/10.7868/s0016777018020041>
- Штейнберг Д.С., Фоминых В.Г., Краева Ю.П., Ларина Н.В., Чашухина В.А., Холоднов В.В. (1993) О новом типе титаномагнетитового оруденения на Урале. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 140, 94-96.
- Andersen D.J., Lindsley D.H. (1985) New (and final!) models for the Ti-magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer. *Abstract for the AGU 1985 spring meeting, Eos Transactions, American Geophysical Union*, **66**(18), 416.
- Ariskin A.A., Frenkel M.Yu., Barmina G.S., Nielsen R. (1993) COMAGMAT: A Fortran program to model magma differentiation processes. *Comput. Geosci.*, **19**(8), 1155-1170. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(93\)90020-6](https://doi.org/10.1016/0098-3004(93)90020-6)
- Bai Z.-J., Zhong H., Naldrett A.J., Zhu W.-G., Xu G.-W. (2012) Whole-rock and mineral composition of constraints on the genesis of the giant Hongge Fe–Ti–V oxide deposit in the Emeishan Large Igneous Province, Southwest China. *Econ. Geol.*, **107**(3), 507-524. <https://doi.org/10.2113/econgeo.107.3.507>
- Bea F., Fershtater G.B., Corretge L.G. (1992) The geochemistry of phosphorus in granite rocks and the effects of aluminium. *Lithos*, **48**, 43-56.

- Brunsmann A., Franz G., Heinrich W. (2002) Experimental investigation of zoisite-clinozoisite phase equilibria in the system  $\text{CaO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ . *Contrib. Mineral. Petrol.*, **143**, 115-130.
- Charlier B., Grove T.L. (2012) Experiments on liquid immiscibility along tholeiitic liquid lines of descent. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **164**, 27-44. <https://doi.org/10.1007/s00410-012-0723-y>
- Féménias O., Mercier J.C.C., Nkono C., Diot H., Berza T., Tatu M., Demaiffe D. (2006) Calcic amphibole growth and compositions in calc-alkaline magmas: Evidence from the Motru Dike Swarm (Southern Carpathians, Romania). *Amer. Miner.*, **91**, 73-81. <https://doi.org/10.2138/am.2006.1869>
- Hey M.H. (1954) A new review of the chlorites. *Miner. Mag.*, **30**, 277-292. <https://doi.org/10.1180/minmag.1954.030.224.01>
- Jakobsen J.K., Veksler I.V., Tegner C., Brooks C.K. (2011) Crystallization of the Skaergaard intrusion from an emulsion of immiscible iron and silica-rich liquids: Evidence from melt inclusions in plagioclase. *J. Petrol.*, **52**(2), 345-373. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq083>
- Janousec V. (2006) Saturnin, R language script for application of accessory-mineral saturation models in igneous geochemistry. *Geol. Carpathica*, **57**(2), 131-142.
- Kranidiotis P., MacLean W.H. (1987) Systematic of Chlorite Alteration at the Phelps Dodge Massive Sulfide Deposit, Matagami, Quebec. *Econ. Geol.*, **82**(7), 1808-1911. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.7.1898>
- Leake B.E., Wooley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. (1997) Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineral. Mag.*, **61**, 295-321.
- Lindsley D.H., Spencer K.J. (1982) Fe-Ti oxide geothermometry: reducing analyses of coexisting Ti-magnetite (Mt) and ilmenite (Ilm). *Abstract for the AGU 1982 spring meeting, Eos Transactions, Amer. Geophys. Union*, **63**(18), 471.
- Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Amer. Miner.*, **73**, 1123-1133.
- Mutch E.J.F., Blundy J.D., Tattitch B.C., Cooper F.J., Brooker R.A. (2016) An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **171**, 85. <https://doi.org/10.1007/s00410-016-1298-9>
- Pang K.-N., Zhou M.-F., Lindsley D., Zhao D., Malpas J. (2008) Origin of Fe-Ti oxide ores in mafic intrusions: Evidence from the Panzhihua Intrusion, SW China. *J. Petrol.*, **49**(2), 295-313. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm082>
- Veksler I.V., Charlier B. (2015) Silicate Liquid Immiscibility in Layered Intrusions. *Layered Intrusions* (Ed. by B. Charlier, O. Namur, R. Latypov, C. Tegner). Dordrecht: Springer, 229-258. [https://doi.org/10.1007/978-94-017-9652-1\\_5](https://doi.org/10.1007/978-94-017-9652-1_5)
- Veksler I.V., Dorfman A.M., Borisov A.A., Wirth R., Dingwell D.B. (2007) Liquid immiscibility and the evolution of basaltic magma. *J. Petrol.*, **48**(11), 2187-2210. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm056>
- Wang C.Y., Zhou M.F. (2013) New textural and mineralogical constraints on the origin of Hongge Fe-Ti-V oxide deposits, SW China. *Mineralium Deposita*, **48**(6), 787-798. <https://doi.org/10.1007/s00126-013-0457-4>
- Zheng Y.F., Chen R.X. (2017) Regional metamorphism at extreme conditions: Implications for orogeny at convergent plate margins. *J. Asian Earth Sci.*, **145**, 46-73.

## REFERENCES

- Ablizin B.D., Popov I.B. (1973) Geological map of the Urals, scale 1 : 50 000. Sheet P-40-118-G. Report of the Vels detachment on search and survey work on the western slope of the Northern Urals in the upper reaches of the Vels River for 1970-1971. V. 1-5. GF "Committee of Natural Resources for the Perm Region". (In Russ.)
- Alekseev A.A., Alekseeva G.V., Kovalev S.G. (2000) Layered intrusions of the western slope of the Urals. Ufa, Gilem Publ., 188 p. (In Russ.)
- Alekseev A.A., Alekseeva G.V., Kovalev S.G. (2003) Differentiated intrusions on the western slope of the Urals. Ufa, Gilem Publ., 171 p. (In Russ.)
- Andersen D.J., Lindsley D.H. (1985) New (and final!) models for the Ti-magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer. *Abstract for the AGU 1985 spring meeting, Eos Transactions, American Geophysical Union*, **66**(18), 416.
- Ariskin A.A., Barmina G.S., Frenkel' M.Yu. (1986) Simulation of low-pressure crystallization of tholeiitic magma at fixed oxygen fugacity. *Geochem. Int.*, **24**(5), 92-100. (In Russ.)
- Ariskin A.A., Frenkel M.Yu., Barmina G.S., Nielsen R. (1993) COMAGMAT: A Fortran program to model magma differentiation processes. *Comput. Geosci.*, **19**(8), 1155-1170. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(93\)90020-6](https://doi.org/10.1016/0098-3004(93)90020-6)
- Armbruster T., Bonatsi P., Akasaka M., Bermanets V., Shopen K., Zhire R., Kheus-Assbikhler S., Leibshner A., Menchetti S., Pan Ya., Pazer M. (2006) Recommended nomenclature for epidote group minerals (summary). *Zap. RMO*, **135**(6), 19-23. (In Russ.)
- Aulov B.N., Vladimirtseva Yu.A., Gvozdik N.I., Korol'kova Z.G., Levin F.D., Lipaeva A.V., Potashova M.N., Samozvantsev V.A. (2015) State geological map of the Russian Federation. Scale 1 : 200 000. 2nd ed. Ser. South Ural. Sheet N-40-XII - Chrysostom. Explanatory letter. Moscow, VSEGEI, 365 p. (In Russ.)
- Bai Z.-J., Zhong H., Naldrett A.J., Zhu W.-G., Xu G.-W. (2012) Whole-rock and mineral composition of constraints on the genesis of the giant Hongge Fe-Ti-V oxide deposit in the Emeishan Large Igneous Province, Southwest China. *Econ. Geol.*, **107**(3), 507-524. <https://doi.org/10.2113/econgeo.107.3.507>
- Bea F., Fershtater G.B., Corretge L.G. (1992) The geochemistry of phosphorus in granite rocks and the effects of aluminium. *Lithos*, **48**, 43-56.
- Brunsmann A., Franz G., Heinrich W. (2002) Experimental investigation of zoisite-clinozoisite phase equilibria in the system  $\text{CaO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ . *Contrib. Mineral. Petrol.*, **143**, 115-130.
- Charlier B., Grove T.L. (2012) Experiments on liquid immiscibility along tholeiitic liquid lines of descent. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **164**, 27-44. <https://doi.org/10.1007/s00410-012-0723-y>

- s00410-012-0723-y
- Chirkov I.V. (1940) Minerals of the Vishera region in the Northern Urals. *Tr. GGI UFAN SSSR*, vyp. 1, 38 p. (In Russ.)
- Deere W.A., Howie R.A., Zussman J. (1966) Rock-forming minerals. V. 4: Framework silicates. Moscow, Mir Publ., 482 p. (In Russ.)
- Féménias O., Mercier J.C.C., Nkono C., Diot H., Berza T., Tatu M., Demaiffe D. (2006) Calcic amphibole growth and compositions in calc-alkaline magmas: Evidence from the Motru Dike Swarm (Southern Carpathians, Romania). *Amer. Miner.*, **91**, 73-81. <https://doi.org/10.2138/am.2006.1869>
- Fominykh V.G., Kraeva Yu.P., Larina N.V. (1983) New data on the Yubryshkinskoye titanomagnetite deposit. *Tr. IGG UNTs AN SSSR*, vyp. 130, 126-128. (In Russ.)
- Formations of titanomagnetite ores and ferruginous quartzites: Iron ore deposits of the Urals. (1984) (Ed. by A.M. Dymkin). Sverdlovsk, UNTs AN SSSR, 264 p. (In Russ.)
- Frenkel' M.Ya., Yaroshevskii A.A., Ariskin A.A., Barmina G.S., Koptev-Dvornikov E.V., Kireev B.S. (1988) Dynamics of intrachamber differentiation of mafic magmas. Moscow, Nauka Publ., 214 p. (In Russ.)
- Hey M.H. (1954) A new review of the chlorites. *Miner. Mag.*, **30**, 277-292. <https://doi.org/10.1180/minmag.1954.030.224.01>
- Jakobsen J.K., Veksler I.V., Tegner C., Brooks C.K. (2011) Crystallization of the Skaergaard intrusion from an emulsion of immiscible iron and silica-rich liquids: Evidence from melt inclusions in plagioclase. *J. Petrol.*, **52**(2), 345-373. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq083>
- Janousek V. (2006) Saturnin, R language script for application of accessory-mineral saturation models in igneous geochemistry. *Geol. Carpathica*, **57**(2), 131-142.
- Kholodnov V.V., Bocharnikova T.D., Shagalov E.S. (2012) Composition, age and genesis of magnetite-ilmenite ores of the Middle Riphean stratified Medvedevsky massif (Kusinsky-Kopansky complex of the Southern Urals). *Lithosphere (Russia)*, (5), 145-165. (In Russ.)
- Klimenko B.V., Borisov N.E., Rybal'chenko A.Ya. (1998) Report on geological additional study at a scale of 1 : 50 000 of the Shudyinskaya area. Sheets P-40-118-G, R-40-119-V, G – z.p., R-40-130-B with general searches in the Krasnovishersky district of the Perm region, carried out in 1989–1998. Perm. (In Russ.)
- Kovalev S.G. (2008) Late Precambrian rifting in the history of the development of the western slope of the Southern Urals. *Geotectonika*, (2), 68-79. (In Russ.)
- Kovalev S.G., Kovalev S.S. (2022) Ti–Fe–Cr spinels in differentiated (layered) complexes of the western slope of the Southern Urals: Species diversity and formation conditions. *Zap. Gornogo in-ta*, **255**, 476-492. (In Russ.) <https://doi.org/10.31897/PMI.2022.54>
- Kovalev S.G., Kovalev S.S., Sharipova A.A. (2023) First data on rare earth mineralization in acidic rock varieties of the Shatak complex (Southern Urals). *Lithosphere (Russia)*, **23**(5), 910-929. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-5-910-929>
- Kovalev S.G., Timofeeva E.A. (2017) Geochemistry of eclogites of the Beloret'sk complex (Southern Urals) and the genetic nature of their protoliths. *Lithosphere (Russia)*, (2), 27-48. (In Russ.)
- Kranidiotis P., MacLean W.H. (1987) Systematic of Chlorite Alteration at the Phelps Dodge Massive Sulfide Deposit, Matagami, Quebec. *Econ. Geol.*, **82**(7), 1808-1911. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.7.1898>
- Krivovichev V.G., Gul'bin Yu.L. (2022) Recommendations for the calculation and presentation of mineral formulas based on chemical analysis data. *Zap. RMO, CLI*(1), 114-124. (In Russ.)
- Leake B.E., Wooley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. (1997) Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineral. Mag.*, **61**, 295-321.
- Lindsley D.H., Spencer K.J. (1982) Fe–Ti oxide geothermometry: Reducing analyses of coexisting Ti-magnetite (Mt) and ilmenite (Ilm). *Abstract for the AGU 1982 spring meeting, Eos Transactions, Amer. Geophys. Union*, **63**(18), 471.
- Malyshev I.I., Panteleev P.G., Pek A.V. (1934) Titanium magnetite deposits of the Urals. Leningrad, AN SSSR, 272 p. (In Russ.)
- Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Amer. Miner.*, **73**, 1123-1133.
- Mutch E.J.F., Blundy J.D., Tattitch B.C., Cooper F.J., Brooker R.A. (2016) An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **171**, 85. <https://doi.org/10.1007/s00410-016-1298-9>
- Pang K.-N., Zhou M.-F., Lindsley D., Zhao D., Malpas J. (2008) Origin of Fe–Ti oxide ores in mafic intrusions: Evidence from the Panzhihua Intrusion, SW China. *J. Petrol.*, **49**(2), 295-313. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm082>
- Popov I.B., Ablizin B.D. (1974) Sills of greenstone diabases of the Yubryshka mountain and associated titanomagnetite mineralization. *Magmatism, metamorphism and mineralization in the geological history of the Urals*. Report summary of the III Ural Petrographic Conference. Sverdlovsk, IGG UNTs AN USSR, 66-67. (In Russ.)
- Pribavkin S.V. (2019) Amphibole and biotite of melanocratic rocks from granitoid massifs of the Urals: Composition, relationships, petrogenetic consequences. *Lithosphere (Russia)*, **19**(6), 902-918. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-6-902-918>
- 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 Eleyozersky syenite-gabbro intrusive complex (North Karelia, Russia). *Geol. Rud. Mestorozhd.*, **60**(2), 198-230. (In Russ.) <https://doi.org/10.7868/s0016777018020041>
- Smirnov V.I. (1978) Ore deposits of the USSR. In 3 vols. V. 2. Moscow, Nedra Publ., 352 p. (In Russ.)
- Snitko G.P., Gorbunova M.K., Popova T.N., Suvorov N.I. (2017) State geological map of the Russian Federation. Scale 1 : 200 000. 2nd ed. Perm series. Sheet P-40-XXIX. Explanatory letter. Moscow, VSEGEI, 144 p. (In Russ.)
- Steinberg D.S., Fominykh V.G., Kraeva Yu.P., Larina N.V., Chashchukhina V.A., Kholodnov V.V. (1993) About a

- new type of titanomagnetite mineralization in the Urals. *Tr. IGG URO RAN*, вып. 140, 94-96. (In Russ.)
- Veksler I.V., Charlier B. (2015) Silicate Liquid Immiscibility in Layered Intrusions. *Layered Intrusions* (Ed. by B. Charlier, O. Namur, R. Latypov, C. Tegner). Dordrecht: Springer, 229-258. [https://doi.org/10.1007/978-94-017-9652-1\\_5](https://doi.org/10.1007/978-94-017-9652-1_5)
- Veksler I.V., Dorfman A.M., Borisov A.A., Wirth R., Dingwell D.B. (2007) Liquid immiscibility and the evolution of basaltic magma. *J. Petrol.*, **48**(11), 2187-2210. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm056>
- Wang C.Y., Zhou M.F. (2013) New textural and mineralogical constraints on the origin of Hongge Fe-Ti-V oxide deposits, SW China. *Mineralium Deposita*, **48**(6), 787-798. <https://doi.org/10.1007/s00126-013-0457-4>
- Zheng Y.F., Chen R.X. (2017) Regional metamorphism at extreme conditions: Implications for orogeny at convergent plate margins. *J. Asian Earth Sci.*, **145**, 46-73.