

УДК 549.27'28(571.17)

БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ (AU, PT, IR, OS, RU) СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ СУЛЬФИДОВ УРТИТОВ КИЯ-ШАЛТЫРСКОГО ПЛУТОНА (КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ)

О.М. Гринев, И.А. Опарин

Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск

Введение

Открытие золото – платиноносности нефелиновых пород щелочно-габброидного комплекса Кузнецкого Алатау, которое НТС программы «Платина России», было признано в числе наиболее значимых достижений, имеет уже без малого 20 – летнюю историю. Краткое содержание событий, способствовавших этому открытию заключается в следующем.

Наличие вкрапленности сульфидов, главным образом пирротина, в пределах уртитового тела и его эндоконтактов отмечалась с первых шагов разведки и эксплуатации месторождения. Однако ограниченные масштабы этой минерализации и иная направленность использования нефелиновых руд, не вызвали интереса к ее изучению.

Ситуация изменилась, когда в 1985 г. О.М. Гриневым при документации уступов карьера Кия-Шалтырского рудника, как эталонного месторождения высокосортных нефелиновых руд, были обнаружены необычные нефелин – пирротиновые, пироксен – пирротиновые и сливные пирротиновые тела пород, почти целиком слагающие мощность 10 метрового уступа карьера. Он располагается в зоне эндо- и экзоконтактной оторочки уртитового тела. Необычный состав обнаруженных пород и значительное скопление пирротиновой рудной массы послужили причиной их исследования. Основные результаты приведены ранее на Всероссийской конференции в 1985 г. в г. Сыктывкаре [10]. В ходе обсуждения полученных материалов с участниками конференции Н.С. Рудашевским и А.Г. Жабиным, ими было отмечено, что в составе представленных нефелин-пирротиновых и пироксен-пирротиновых пород вполне могут содержаться МПГ.

Минераграфическое и геохимическое изучение скоплений пирротина позволило установить, что он представлен гексагональной модификацией и содержит высокие концентрации (в г/т): Ni (400), Co (1000), Zr (40), Nb (20), РЗЭ (от 100 до 300), U (1), Th (6) и спорадически Ag (0,5 – 1,5).

В пирротине были установлены Co – пентландит (Co 14,62 – 17,26%), халькопирит, сафлорит в тончайших сростаниях с глаукодомом и пиритом, которые формируют эмульсионно – штриховидную, пластинчатую, реже пламевидную структуры распада твёрдых растворов. Кроме того, в пирротине установлены мелкие каплевидные и другой формы включения, неоднородные по строению (эвтектоидные, микрографические сростания, структуры распада твердых растворов и др.), среди которых были установлены силикатно-сульфидные, окисно-сульфидные и сульфидные парагенные ассоциации. Однако состав минералов этих включений изучен не был по причине мелких их выделений ($n \cdot 0,01$ - $n \cdot 0,001$ мм) [11].

Наличие и состав пирротиновых скоплений Кия-Шалтырского месторождения побудили интерес к изучению спорадических проявлений рудной минерализации в породах других массивов щелочно-габброидного комплекса. Было установлено, что с нефелиновыми рудами ассоциирует не только сульфидная, но и редкоземельно-редкометалльно-радиоактивная минерализация, а непосредственно в нефелиновых рудах постоянно фиксируется повышенное содержание Ag и спорадически Au [2, 3]. Эти первые сведения о составе и особенностях проявления сульфидной минерализации в нефелиновых породах щелочно-габброидной формации Кузнецкого Алатау были существенно дополнены после того как в 1993-1994 гг. из пород наиболее изученных массивов отобраны 55 геохимических проб и проанализированы в арбитражной лаборатории «СибцветметНИИпроект» г. Красноярск. В 60% этих проб были установлены значимые и промышленные концентрации МПГ, Au и Ag [4].

Последовавшие отбор и исследования лабораторно-технологических проб весом 30-50 кг, их минералого-технологические испытания, проведенные А.М. Сазоновым и О.М. Гриневым, показали на возможность попутного изучения благородных металлов (БМ) при переработке нефе-

линовых руд на глинозем. Результаты этих исследований изложены в многочисленных публикациях (1996-2000 гг., [13, 14]).

Полученные результаты показали, что все породы щелочно-габброидного комплекса специализированы на БМ. По содержанию в пробах и частоте встречаемости они выстраиваются в ряд $Pd > Pt > Rh > Ru > Ir > Os$; $Ag + Au > МПГ, Ag > Au$. Содержание МПГ варьируют от 9 до 3000 мг/т, а с Au и Ag до 5 г/т. Наиболее значимые содержания характерны для Pd, Pt и Rh. Характерно, что наиболее высокие концентрации МПГ в пробах установлены в нефелиновых рудах.

В рамках совместных исследований сотрудников КИЦМиЗ и ТГУ была проделана объемная работа по определению минералов-носителей БМ и практической значимости выявленной минерализации пород щелочно-габброидной формации Кузнецкого Алатау. Предваряющие их минераграфические исследования сотрудников ТГУ О.М. Гринева и В.Н.Сергеева, В.Г. Родыиной и др. (1988–1995 гг.) установили широкий спектр сульфидных и сульфоарсенидных видов минералов, но данных о благороднометаллоносности пород не добавили. По этой причине в исследованиях основной упор был сделан на выявление минералов-носителей БМ в протолочках проб весом 30-50 кг, отобранных из пород ряда массивов в 1995 г. и обогащенных на концентраторе Кнелсона и гравитационном столе. В результате проделанной работы был установлен весьма богатый видовой состав рудной минерализации щелочных пород, а также целый комплекс собственных минералов БМ, в совокупности включающие 45 видов (сульфиды, сульфоарсениды, арсениды, диарсениды, антимониды; самородные металлы золота, серебра, меди и ртути; природные сплавы золота, серебра, алюминия и золота с оловом, сульфиды, теллуриды, сложные сульфосоли БМ и др.) [14]. В виде примесей Pt, Pd, Rh были установлены в галените, теннитите, кюстелите и самородной меди. Золото установлено в самородном железе, никелистой латуни, пирите, и арсенопирите. Содержания их составили десятые и сотые доли %.

В 2010 г. Кия-Шалтырское месторождение подверглось доразведке с целью выявления оставшихся в недрах запасов руд корневых частей тела уртитов. Один из авторов статьи (И.А. Опарин) руководил на участке разведки буровыми работами, проводимыми ЗАО «Красноярская буровая компания». Пользуясь случаем, мы пред-

приняли попутное выявление и изучение основных типов сульфидных минерализаций, проявленных в пределах уртитового тела и во вмещающих его стратифицированных толщах, вскрытых карьером в 2010 г. до глубины 680 м.

Краткие сведения о геологии и вещественном составе пород золото – платиноносного Кия-Шалтырского плутона

Вмещающие толщи и структурно – тектоническая позиция плутона. Кия-Шалтырский плутон описан во множестве работ ([2, 8, 9]; Прусевич, 1974; Дроздов, 1978; Вульф, 2003; Войтенко, 2007 и др.).

Согласно имеющимся данным геолого-структурная позиция плутона определяется его приуроченностью к крупной антиклинальной складке субмеридионального простирания, сложенной нижнекембрийскими усть-анзасской (усть-кундатской) и усинской свитами. Шарнир складки погружается к северу, что фиксируется по коренным обнажениям толщ в верховьях рек Безымянки и Бердовки. Восточное крыло антиклинали, к которому и приурочен плутон, осложнено горстом, сложенным нижней (усть-анзасской) толщей нижнекембрийского разреза. Западная граница горста имеет С-З простирание при крутом (около 80°) В-СВ падении. Восточная граница горста характеризуется юго-западным падением при субмеридиональном простирании.

Толщи усть-анзасской свиты (E_1^1) в пределах горста сложены двумя подсвитами: нижней, представленной известняками серыми и темно-серыми перекристаллизованными, углеродисто-кремнистыми, иногда мергелистыми с прослоями углисто-кремнисто – глинистых сланцев; и верхней, сложенной осадочно – вулканогенными образованиями в составе плагиоклазовых порфиритов, их туфов, туфоконгломератов, порфиритоидов, метаморфических сланцев по вулканитам. Возраст свиты соответствует алданскому ярусу раннего кембрия.

Усинская свита (E_1^2) слагается серыми, светло-серыми, тонко – мелкозернистыми мраморами, полосчатыми, пятнисто – полосчатыми, графитистыми, содержащими остатки археоциат.

Отложения усть-анзасской свиты собраны в напряженные линейные складки, осложненные зонами развития типичных плейчатых деформаций.

Непосредственное расположение Кия-Шалтырского плутона определяется разрывной тектоникой, проявленной в зоне сочленения горстообразного выступа, сложенного усть-анзас-

ской толщей, с усинской свитой, с которой они выведены на один уровень эрозионного среза. Зона сочленения двух разновозрастных блоков (усть-анзасского и усинского) имеет сложное ступенчатое строение, осложненное, помимо доминирующих продольных (субмеридиональных, С-С-З) разломов, сериями поперечных С-З, реже С-В нарушений. Наиболее древними и масштабными из них являются С-С-З ослабленная зона Шалтырской и северо – восточная Базырско – Шалтырской региональных разломов.

Разрывная тектоника непосредственно рудного поля месторождения определяет его положение на пересечении двух ослабленных зон – Шалтырской и Базырско-Шалтырской, осложненных более молодыми нарушениями (разлом по р. Бердовка, система разломов в Ю-В экзоконтакте Кия-Шалтырской интрузии), придающими в сочетании с первыми грубо-ступенчатый и блоковый (в плане) характер вмещающим толщам. Амплитуды смещения по разломам составляют не менее первых сотен метров.

В пределах рудного поля широко развиты системы тектонических трещин и мелких зон мощностью до 0,5 м, редко более, среди которых различаются трещины отрыва и скола. Непосредственно в пределах месторождения не обнаружено тектонических зон с амплитудой смещения более 20 м, нет так же нарушений, направленных в сторону рудного тела, по которым могло бы произойти смещение блоков в контурах карьера.

Внутреннее строение и состав пород плутона. Кия – Шалтырский плутон представляет собой сложнопостроенную штокообразную интрузию габброидов и уртитов, в поперечном сечении имеющую V - образное очертание, вытянутую в общем в субмеридиальном направлении. Он имеет крутые контакты с вмещающими толщами с переменным падением на ССВ, ВСВ и ЗЮЗ под углами 80-90°. В его строении и составе выделяются зонально-располагающиеся (с востока на запад) тела лейкократовых трахитоидных и мезократовых гишидоморфнозернистых габбро и уртитов, сходящиеся воедино в южной части массива. В контактах уртитов с габброидами и с вмещающими породами развиваются ийолиты, мельтейгиты, якупирангиты, а также зона скарнов и мраморов. В контактах габброидов с вмещающими породами развиты пироксениты, роговики, мраморы в зависимости от состава вмещающих пород (рис. 1).

Дайковая фация интрузии представлена ийо-

лит-порфирами, уртит-порфирами, микройолитами, щелочными диабазами, камптонитами, тералитовыми порфиритами, полевошпатовыми ийолитами, нефелиновыми сиенитами, щелочными сиенитами. В южной части тела уртитов установлены дайки сложного состава.

Изученное на предмет сульфидной минерализации тело уртитов занимает в строении плутона крайнюю его западную часть. В северной своей половине оно имеет линейные очертания, контактирует с вмещающими толщами и в северном окончании постепенно выклинивается. В южной половине оно имеет более сложную морфологию, осложненную раздувами, пережимами и инъекциями во вмещающие породы. С запада и юга тело уртитов огибает тело мезократового габбро, приобретая при этом серповидные в плане очертания. Как с мезократовыми габбро, так и с вмещающими толщами уртиты имеют активные интрузивные контакты. При этом на контакте с габбро возникает зона контактово – реакционного взаимодействия, фрагмент которой изображен на рисунке 2 (табл. 1). В контакте с вмещающими толщами формируются скарны и сменяющие их с удалением от контактов мраморизованные породы и жилы кальцита. Обычно скарны и скарнированные породы развиты в пределах варьирующей по мощности узкой экзоконтактовой зоны, шириной не более 30 м. Хотя апофизовидные ответвления скарноидов, отходящие от этой зоны согласно по слоистости вмещающих пород, удаляются от контакта на расстояния до 200 м. Наиболее типичное строение контакта «уртиты вмещающие породы» изображено на рисунке 3.

Активные контактовые взаимоотношения уртитов с габброидами плутона и вмещающими толщами в значительной мере определяют его внутреннее строение. Наиболее характерной чертой этого строения является эндоконтактовая зона в пределах которой уртиты сменяются ийолит-уртитами, ийолитами, мельтейгитами с вкрапленностью сульфидов, а местами якупирангитами с обильными выделениями сульфидных минералов, вплоть до формирования магматогенных нефелин – пирротиновых, пироксен – пирротиновых и сливных пирротиновых пород описанных в работе [11].

Детальное изучение контактовых взаимоотношений пород плутона, описанное в ряде работ [7, 2], позволило установить для них следующую последовательность внедрения: лейкократовое габбро, мезократовое габбро → тералиты → уртиты и их производные → нефелиновые сиениты.

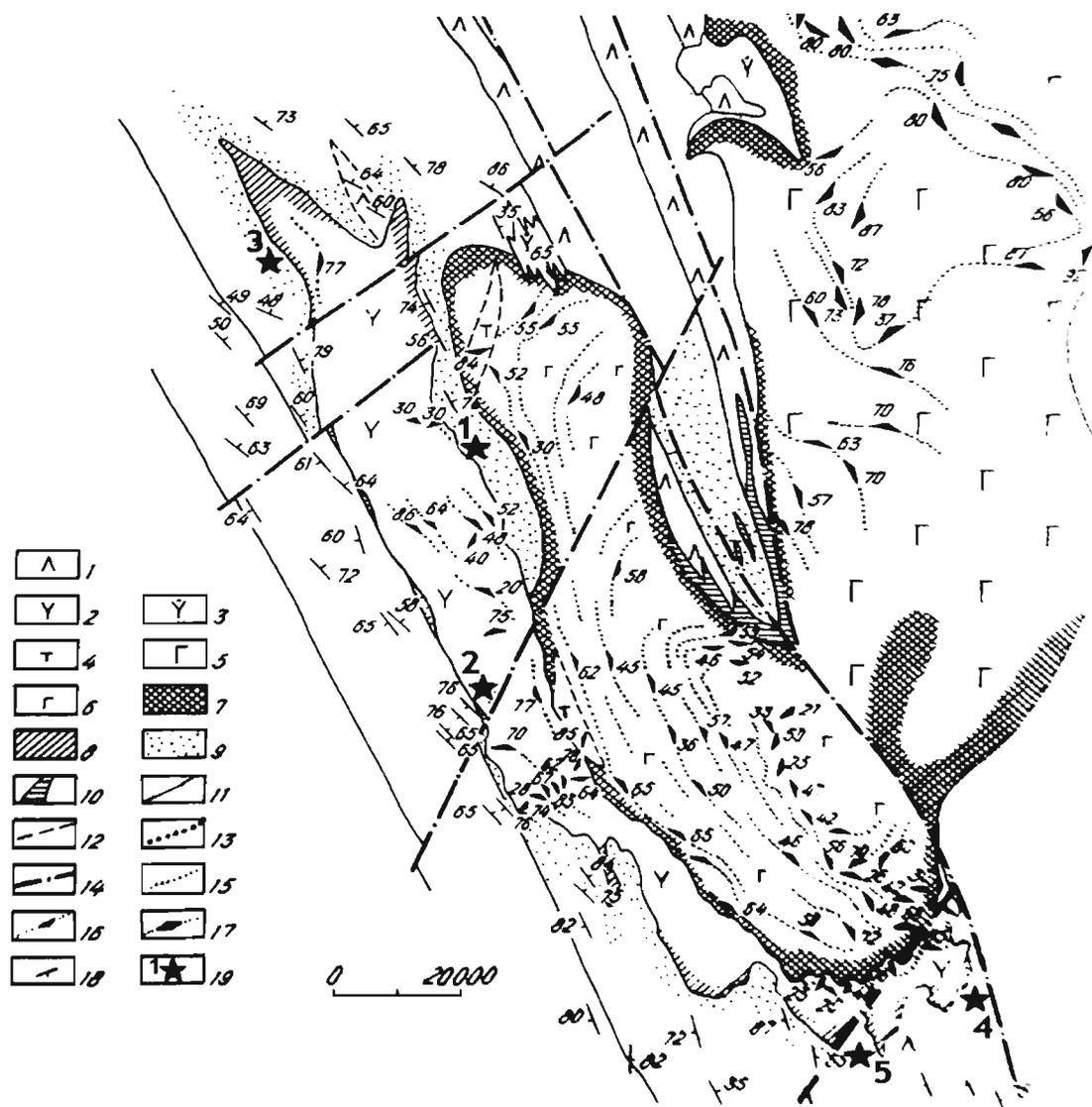


Рис. 1. Геолого – структурная схема Кия – Шалтырского плутона

1 – туффи. Интрузивные породы плутона: 2 – уртиты; 3 – порфиroidные ийолит-уртиты; 4 – тералиты; 5 – лейкократовое трахитоидное габбро; 6 – мезократовое полосчатое габбро. Эндоэзоконтактовые образования плутона: 7 – габбро-пироксениты; 8 – автометасоматически скарнированные уртиты; 9 – экскарны; 10 – апотуффитовые фениты. Геологические границы: 11 – интрузивных тел; 12 – предполагаемые границы интрузивных тел; 13 – постепенные переходы; 14 – разломы; 15 – прототектонические элементы; 16 – наклонное и 17 – вертикальное залегание ритмической расслоенности, трахиоидности и минеральной уплотненности пород; 18 – элементы залегания слоистости вмещающих пород; 19 – места отбора проб и их порядковые номера

Петрохимическая классификация пород.

Анализ составов пород рассматриваемого габбро-уртитового массива по петрохимическим данным проводился неоднократно в работах предшественников [2, 8 и др.]. Полная серия интрузивных пород плутона охарактеризована в работе одного из авторов данной статьи. При этом была выработана схема типизации пород, определена общая направленность петрохимической эволюции исходного щелочно-базитового расплава, предложены схемы формирования массива. Сопоставление

с другими щелочными массивами северо-восточной части Кузнецкого Алатау позволило обосновать объединение всех нефелинсодержащих пород в региональную петрохимическую серию и один щелочно-габброидный «горячегогорский» комплекс [2, 6], формирование которого связано с этапом раннедевонской внутриплитной магматической активизации или рифтогенно-континентальным режимом [5].

Петрохимическая классификация пород проводилась на основании изучения вещественного со-

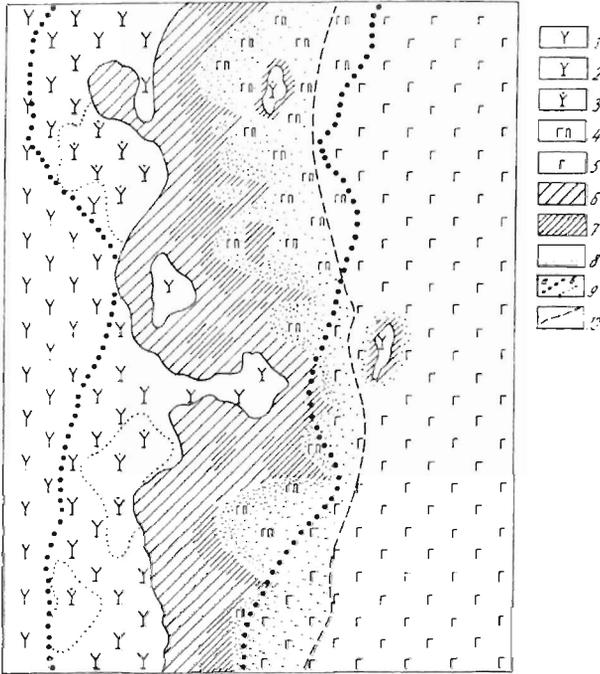


Рис. 2. Схема строения контакта уртиты габбро Кия-Шалтырского плутона (зарисовка полотна уступа 860,0 м в юго-восточной части карьера)

1 - уртиты; 2 - плагиоклазосодержащие уртиты; 3 - плагиоклазосодержащие ийолит-уртиты, ийолиты и мельтейгиты; 4 - габбро-пироксениты эндоконтактовой оторочки тела мезократового габбро; 5 - мезократовое габбро; 6 - подзона новообразованных клинопироксенитов; 7 - подзона перекристаллизованных и метасоматизированных габброидов; 8 - подзона метасоматизированных габброидов; 9-10 - геологические границы; 9 - условные границы распространения фациальных разновидностей пород - а, постепенные переходы - б; 10 - граница распространения фронта преобразования габброидов уртитами

става главных петрографических разновидностей массива (лейкократовые габбро, меланократовые габбро, мезократовые габбро, мезократовые тералиты, уртиты, ийолит-уртиты, ийолиты, порфирировидные ийолит-уртиты и фойяиты), по которым в общей сложности было сделано 55 анализов [2].

Общие особенности химизма пород определяются широкими вариациями содержания ведущих петрогенных компонентов; в первую очередь - SiO_2 , Al_2O_3 , CaO и MgO , а затем FeO , Fe_2O_3 , Na_2O и K_2O . Изученные породы отличаются, прежде всего, повышенными содержаниями Al_2O_3 , $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, CaO и пониженными SiO_2 , MgO и K_2O , что находится в соответствии с особенностями химизма отмеченными ранее (Бозин, 1968; Геология ..., 1985; Гринев 1987; [7, 8]).

Специфика вещественного состава пород на-

ходит отражение на классификационных диаграммах (рис. 4). На диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ отчетливо видно, что наибольшие различия в составе пород обусловлены изменчивым содержанием SiO_2 и R_2O . По содержанию кремнезема породы относятся к ультраосновной (меланократовые разновидности щелочных габброидов, ультраосновные фойдолиты), основной (мезо-лейкократовые разновидности щелочных габброидов) и средней (нефелиновые сиениты) группами (рис. 4, а).

По содержанию щелочей породы разделяются на две группы - щелочных габброидов (от 2 до 7%), и собственно фойдолитовых пород с нефелиновыми сиенитами (от 7 до 16%). Габброиды рассматриваемой ассоциации отличаются от среднемировых аналогов (Виноградов, 1962; La Maitre, 1976) повышенным содержанием щелочей и располагаются в поле субщелочных габбро. В фойдолитовых породах, наоборот, несмотря на повышенное количество фельдшпатоидов, содержание щелочей (преимущественно калия) оказывается ниже. Породы изученной ассоциации характеризуются отчетливым натровым уклоном (рис. 4, б). Роль калия постепенно возрастает в породах ряда габбро - тералиты - ультраосновные фойдолиты и заметно увеличивается в нефелиновых сиенитах.

Если рассматривать характер распределения содержаний оксидов на базе бинарных диаграмм не только Кия-Шалтырского плутона, а всех щелочно-габброидных плутонов Кузнецкого Алатау в целом, то можно их объединить в три группы:

- А - SiO_2 ;
- В - Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Na_2O , K_2O ;
- С - TiO_2 , FeO , MgO , CaO , P_2O_5 .

По отношению к группе А оксиды группы В или С имеют одноподобный характер распределения и отличаются лишь количественными содержаниями.

Выявленные графически коррелятивные зависимости оксидов свидетельствуют о том, что в рассматриваемом ряду пород от габбро до нефелиновых сиенитов, происходит постепенное увеличение содержания SiO_2 и уменьшение оксидов гр. С, связанных прямолинейной функциональной зависимостью и положительной корреляцией. Элементы гр. В в породах имеют наиболее сложный характер распределения, который не может быть выражен прямолинейной функцией.

В целом, установленная петрохимическая специфика пород щелочно-габброидного комплекса позволяет рассматривать их как региональную петрохимическую серию [2].

Схема зонального строения контакта уртиты – мезократовое габбро

Неизмененные породы	Эндоконтакт уртитов	Экзоконтакт уртитов			Неизмененные породы
	Зона контактово – реакционного взаимодействия				
(Px + Ne)	(Pl + Px + Ne)	(Ne + Pl + Px)	(Ne + Pl + Hb + Px)	Ne + Pl + Ol + Hb + Px	Pl + Hb + Ol + Px
Уртиты, ийолит-уртиты, ийолиты	Уртиты, ийолит-уртиты, ийолиты, мельтейгиты, плагиоклаз-содержащие М – до 30 м	Новообразованные клинопироксениты	Апогабброидные мелано-кратовые метасоматиты с реликтами первичных пород	Частично метасоматически преобразованные щелочные габброиды	Габбро, габбро-пироксениты, тералиты
	Подзона контаминации уртитов габброидами (подзона останцов габброидов в урритах)	Подзона палингенеза, перекристаллизации и метасоматоза	Подзона перекристаллизации и метасоматоза	Подзона метасоматических изменений	
	Область проникновения вещества уртитов в габброиды (подзона импрегнаций и апофиз)				

Примечания: Ne – нефелин; Px – пироксен; Pl – плагиоклаз; Ol – оливин; Hb – роговая обманка; М – относительные пределы колебаний мощности отдельных зон в метрах.

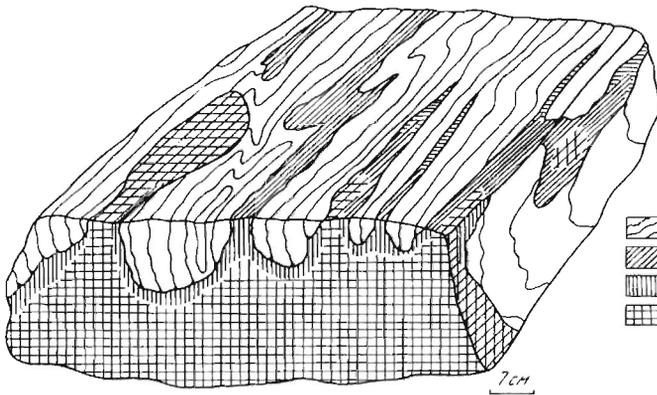


Рис. 3. Характер контакта уртитов с вмещающими породами.

1 – волластонит-кальцитовые скарны (по тонко- и мелкозернистым глинистым известнякам); 2 – нефелин-эгиринов-авгит-гранат-кальцит-ссылитовые скарны; 3 – тонко-, мелко-, среднезернистые метасоматические ийолит-мельтейгиты; 4 – эндоконтактные средне-, крупнозернистые ийолит-уртиты

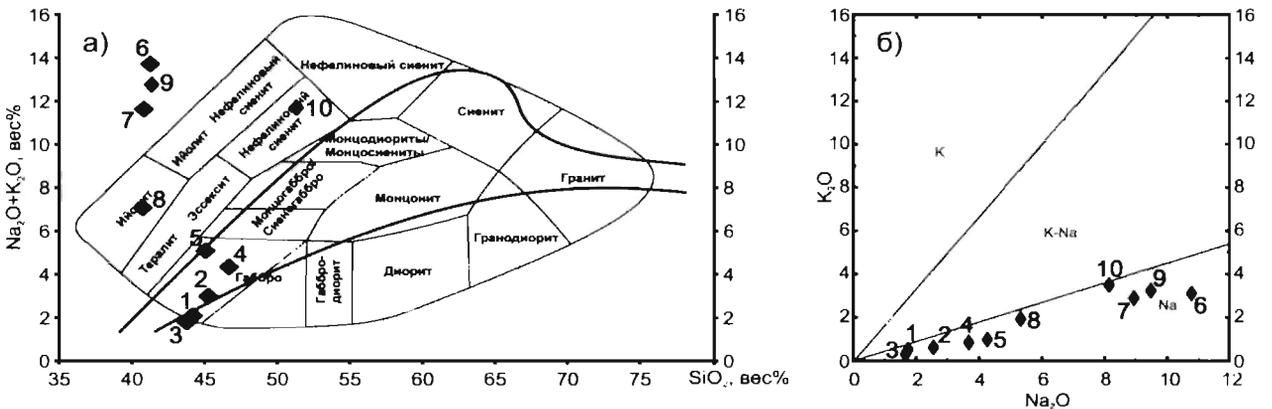


Рис. 4. Классификационные диаграммы соотношения средних содержаний $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$ (а) и $K_2O - Na_2O$ (б) в породах Кия-Шалтырского массива

1 – меланократовое габбро, 2 – мезократовое габбро, 3 – меланократовое габбро (2), 4 – лейкократовое габбро, 5 – мезократовые тералиты, 6 – уртиты, 7 – ийолит-уртиты, 8 – ийолиты, 9 – порфириовидные ийолит-уртиты, 10 – фоййиты

Используя выявленную при анализе вариационных диаграмм однотипность распределения оксидов, распадающихся по этому признаку на три группы А, В и С, была построена соответствующая тройная диаграмма, которая в определенном смысле суммирует отмеченные особенности химизма пород (рис. 5). На диаграмму нанесены тренды главных реперных петрохимических серий: плутонической – габбро – диорит – гранитной (Коржинский, 1977) и вулканической – базальт – андезит – дацит – риолитовой (Герасимовский и др., 1978). Нанесены также точки составов перидотитов и дунитов (La Maitre, 1976), которые по общепринятым представлениям рассматриваются как подвергшийся селективному плавлению майттиный субстрат и рестит соответственно. Сравнительный анализ трендов реперных петрохимических серий рассматриваемой региональной петрохимической серии на этой

диаграмме выявляет следующее.

Конфигурация и эволюционная направленность всех трех трендов близка, а у реперных главных серий практически идентична. Серии базальт – риолит и габбро – нефелиновый сиенит сливаются практически в один пучок при приближении к гипотетическому магматическому источнику (перидотитовая верхняя мантия). Но с удалением от источника, тренд рассматриваемой региональной щелочно-габброидной петрохимической серии заметно смещается к вершине диаграммы В. Из этого можно сделать вывод, что зарождение магматических расплавов базальт – риолитовой и габбро – нефелин – сиенитовой серий происходило в сходных условиях. И начальная общая эволюция расплавов всех трех серий подчинялась единым для изверженных пород законам магматической дифференциации. Однако уже на первых этапах отчетливо видна веществен-

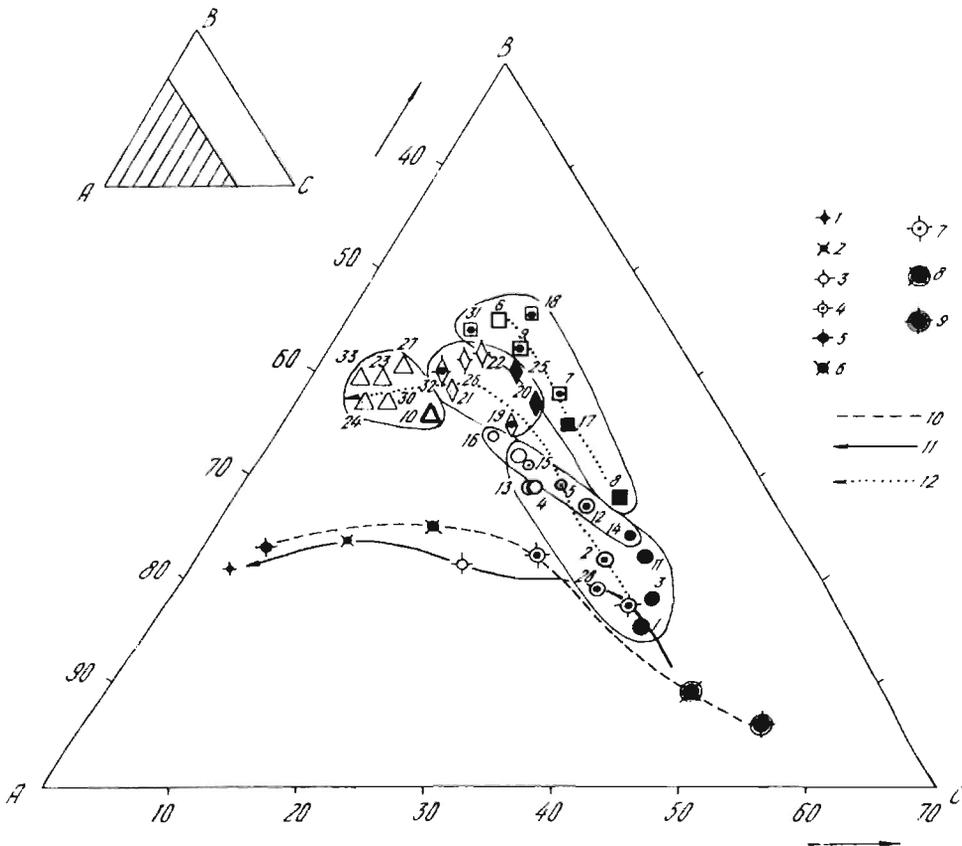


Рис. 5. Диаграмма А – В – С для пород щелочно-габброидных плутонов Кузнецкого Алатау.

А - SiO_2 ; В - $\text{Al}_2\text{O}_3, \text{Fe}_2\text{O}_3, \text{Na}_2\text{O}, \text{K}_2\text{O}$; С - $\text{TiO}_2, \text{FeO}, \text{MgO}, \text{CaO}, \text{P}_2\text{O}_5$ [2]

1 - риолит; 2 - дацит; 3 - андезит; 4 - оливинный базальт; 5 - гранит; 6 - диорит; 7 - габбро; 8 - перидотит; 9 - дунит (Ламер, 1976); 10 - реперный петрохимический тренд ряда габбро – гранит (Коржинский, 1977); 11 - реперный петрохимический тренд серии вулкаников одного из вулканов центрального типа Исландии (Герасимовский и др., 1978); 12 - петрохимический тренд эволюции составов серий пород щелочно-габброидных плутонов Кузнецкого Алатау. Породы Кия-Шалтырского плутона 1-10 (см. рис. 4)

ная специфика характеризуемой региональной петрохимической серии, выраженная в заметном обогащении слагающих ее пород оксидами группы В, компенсируемом их десиликацией. Эти данные можно расценивать как свидетельство метасоматического обогащения мантийного субстрата до выплавления первичных щелочных магм и участие в этом процессе щелочных флюидов.

Геохимическая аттестация интрузивных пород. Первые системные данные по геохимии основных петрографических разновидностях пород Кия-Шалтырского массива были приведены в работе [2], но получены они были посредством полуколичественного и количественного спектрального и инструментального нейтронно-активационного анализов. Данная характеристика тех же разновидностей пород проводится по результатам прецизионного геохимического анализа методом ISPMs. Результаты определения микроэлементов в породах приведены в таблице 2.

Распределение редких и рассеянных элементов.

Установленные содержания микроэлементов при построении спайдерграммы были нормированы по примитивной мантии (PM) (Laubetskaaya, Kogenaga, 2007). В качестве реперов для сравнения использовались значения содержаний микроэлементов в базальтах OIB и COX как наиболее чистых производных мантийной магматической деятельности, первые из которых большинством специалистов признаются продуктами плюмовой активности.

Картина распределения микроэлементов исследованных пород и выбранных реперов изображена на рисунке 6. Анализ спайдерграммы позволяет выявить следующие закономерности и особенности геохимии микроэлементов в рассматриваемой петрохимической серии пород.

Для спектров рассматриваемых пород характерна значительная дифференциация по содержанию микроэлементов. Для правой части спайдерграммы (ряд элементов от Sr до Lu) разброс содержаний составляет в пределах полупорядка, при достаточно конформной конфигурации ломанных кривых, характеризующих распределения микроэлементов в рассматриваемых породах. Для левой части спайдерграммы (ряд элементов от Cs до Ce) наоборот свойственны максимальные амплитуды в содержании микроэлементов достигающие 1,2-2,0 порядков и наиболее резкие положительные и отрицательные пики в их содержании. Несмотря на достаточно ярко проявленный характер дифференцированности пород по уров-

ням концентрации микроэлементов, они характеризуются одними и теми же всплесками (пиками) повышенных и пониженным их концентраций.

Наиболее резкие положительные пики у всех пород характерны для Rb, U, Sr, меньшей интенсивности – для La, Zr, Hf, Eu, Gd, Y. Отрицательные пики проявлены для Cs, Th, Nb-Ta, Nd, Ti, Tm. Явно доминирующая конформность ломанных кривых распределения микроэлементов в совокупности с одинаковыми положительными и отрицательными их пиковыми значениями содержаний, свидетельствуют о несомненном генетическом родстве рассматриваемых пород.

Внутри группы геохимических спектров рассматриваемых пород наблюдаются следующие их геохимические черты. Наиболее низкими значениями содержания элементов от Nd до Lu характеризуются уртиты, тогда как в левой части спайдерграммы (элементы от Sr до Cs) содержания микроэлементов в них заметно поднимаются и даже превышают таковые в других породах серии, исключая нефелиновые сиениты. В лейко- и мезократовом габбро распределение микроэлементов так же различно для правой и левой половин спайдерграммы. В правой ее половине уровень содержаний микроэлементов (от Sr до Lu) выше в мезократовом габбро. Причем выше, чем у других пород плутона. В левой части спайдерграммы (элементы от Cs до Ce) картина меняется на обратную и уровни концентраций микроэлементов выше уже у лейкократового габбро. Мезократовые таралиты по распределению микроэлементов ближе всего соответствуют мезократовым габбро, а по уровню содержания немного уступают им.

Наиболее индивидуальный геохимический спектр распределения наблюдается у нефелиновых сиенитов. Как и у других лейкократовых пород в правой части спайдерграммы они обнаруживают низкие содержания микроэлементов от Sr до Lu, но превышающие уровень уртитов, исключая Ti. В левой половине спайдерграммы (от Ce до Cs) для нефелиновых сиенитов характерны максимальные содержания указанных микроэлементов среди всех пород плутона.

Максимальная разница в содержании микроэлементов правой и левой частей спайдерграммы дополняется наиболее резкими положительными и отрицательными пиками в спектрах исследованной ассоциации пород.

В отношении указанных реперов (OIB и E-MORB) следует отметить, что спектры распре-

Таблица 2

Редкоэлементный состав пород Кия-Шалтырского массива

Элементы	Лейкокр. габбро, г/т	Мезократ. габбро, г/т	Мезократ. тералиты, г/т	Уртиты, г/т	Нефелин. сиениты, г/т
Be	0.8	0.2	0.2	0.4	2.2
Sc	9.7	27.1	10.01	0.5	0.2
Ti	6036.8	7821.4	4699.8	2109.0	1163.0
V	95.8	191.2	96.0	9.9	4.2
Cr	120.3	113.9	11.0	24.2	11.2
Co	22.8	46.5	24.2	11.8	3.3
Ni	39.9	120.6	51.2	50.7	5.5
Cu	39.3	17.8	15.3	23.2	20.2
Zn	19.4	14.6	19.1	10.8	25.7
Ga	18.1	14.1	16.2	12.3	21.9
Ge	0.8	1.1	0.6	0.5	0.5
Rb	32.1	19.4	25.5	52.0	78.9
Sr	1062.6	674.8	1357.3	969.9	948.2
Y	15.2	21.4	12.6	7.2	11.8
Zr	103.8	134.5	77.6	64.9	207.1
Nb	6.5	4.7	4.0	3.4	15.0
Mo	1.0	1.1	1.03	1.7	7.9
Cd	0.01	0.009	0.007	0.02	0.04
Sn	2.5	1.3	0.9	1.3	4.8
Sb	0.5	0.2	0.2	0.3	0.9
Te	0.04	0.01	0.01	0.006	0.02
Cs	1.2	0.2	0.5	0.6	4.3
Ba	251.4	143.5	176.1	172.0	857.1
La	12.3	9.8	8.2	8.3	29.5
Ce	27.4	21.7	16.7	16.4	43.0
Pr	3.4	3.4	2.1	2.0	3.6
Nd	13.9	14.8	9.4	7.3	10.3
Sm	3.1	3.9	2.3	1.4	1.6
Eu	1.3	1.4	1.2	0.5	0.9
Tb	0.5	0.7	0.4	0.2	0.3
Gd	3.1	4.3	2.6	1.4	1.5
Dy	3.0	4.3	2.4	1.3	1.7
Ho	0.6	0.9	0.5	0.3	0.4
Er	1.7	2.4	1.4	0.8	1.4
Tm	0.2	0.3	0.2	0.1	0.3
Yb	1.6	2.1	1.2	0.8	1.7
Lu	0.2	0.3	0.2	0.1	0.3
Hf	2.4	3.7	1.9	1.0	3.0
Ta	0.9	0.3	0.2	0.2	1.2
W	0.4	0.4	0.3	0.7	1.8
Tl	0.01	0.03	0.06	0.04	0.2
Pb	3.3	1.3	1.4	2.8	21.5
Th	1.7	0.7	0.6	0.7	16.5
U	1.1	0.7	0.6	0.8	13.6

Примечание: Анализы выполнены в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» ТГУ

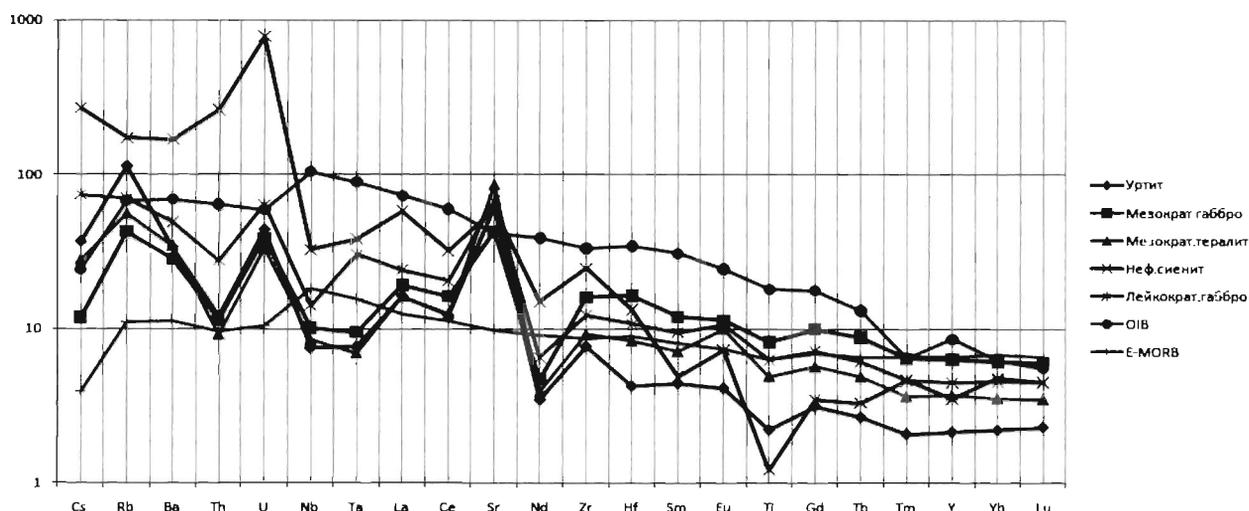


Рис. 6. Мультиэлементная спайдерграмма основных разновидностей пород Кия-Шалтырского массива в сравнение с содержаниями в OIB и E-MORB (Sun, McDonough, 1989). Содержания нормированы по PM (Laubetskaya, Korenaga, 2007)

деляемой серии занимают промежуточное положение между ними, исключая правую часть спайдерграммы. В этой части содержания микроэлементов (от Nd до Lu) у всех пород, кроме мезократового габбро, ниже чем у базальтов E-MORB. В левой части спайдерграммы картина меняется на обратную исключая содержания Nb и Ta, которые ниже у исследованных пород. По уровню содержания микроэлементов в левой части спайдерграммы рассматриваемые породы ближе соответствуют OIB, исключая нефелиновые сиениты, которые превышают их по содержанию микроэлементов от Cs до U.

Таким образом, по отношению к эталонным мантийным образованиям OIB и E-MORB рассматриваемая серия пород характеризуется достаточной близостью по уровню накопления микроэлементов, исключая средние и тяжелые редкие земли и Ti, содержания которых ниже чем у реперов, но вариации пиковых значений (положительных и отрицательных) у рассматриваемой серии пород плутона значительно резче, особенно для элементов левой части спайдерграммы. В первую очередь это относится к Rb, Th, U, Nb, Ta, Sr, Nd, Zr, и Ti. Дополнительно следует отметить, что по формальным признакам конфигурация ломанных кривых исследованной петрогенетической серии пород весьма близко напоминает спектр распределения микроэлементов базальтов островных дуг (IAB), с которыми имеет несколько общих ярко выраженных положительных (U, Sr) и отрицательных (Th, Nb-Ta, Ti) пиков. Одна-

ко отличий между ними гораздо больше. Во-первых, по уровню концентраций микроэлементов правой части спайдерграммы исследованные породы примерно на полпорядка беднее IAB, но спектры их распределения при этом заметно более контрастны. Во-вторых, в левой части спайдерграммы содержания микроэлементов на 1-1,5 порядка выше, чем в IAB. И, в-третьих, у них не совпадают многие характерные отрицательные и положительные пиковые значения. Это говорит о том, что в петрогенезисе пород плутона, по отношению к указанным реперам явно проявлялись дополнительные факторы, обогащавшие их щелочными, щелочноземельными, радиоактивными крупноионными и высокозарядными элементами. Чаше других в петрологических моделях щелочных серий пород называются такие факторы как предшествующий щелочному магматизму мантийный метасоматоз, ювенильные флюиды, плюмлитосферное взаимодействие магм и рифтогенез.

Распределение редкоземельных элементов.

Содержания редкоземельных элементов в исследуемых породах массива нормированы по содержанию их в эталоне CI (хондрите) (Sun, McDonough, 1989). В сравнении с хондритами породы массива обогащены лантаноидами в пределах 1-2 порядков.

На диаграммах распределения нормированных по хондриту концентраций РЗЭ видно, что породы наиболее обогащены лёгкими РЗЭ от La до Sm и Eu. Кривая распределения РЗЭ выполаживается для средних и тяжелых элементов, что

свидетельствует об их более пониженных содержаниях относительно легких РЗЭ (рис. 7).

Разница в содержании легких и тяжелых лантаноидов в каждой из исследованных пород достигает одного порядка. Внутри исследуемой серии пород по содержанию РЗЭ на диаграмме они распределяются следующим образом (см. рис. 7). В целом конфигурация совокупности спектров пород близка к идентичной, что говорит об их однозначном генетическом родстве. При этом уртиты характеризуются наименьшим уровнем накопления лантаноидов с превышениями их содержаний над хондритовыми в пределах 2 - 3 порядков. Почти на полпорядка повышено содержание РЗЭ в мезократовом габбро по отношению к уртитам (рис. 7). Ближе всего по уровню концентрации к мезократовому габбро располагаются тералиты, но несколько превышают их уровень. И наиболее высокие содержания и абсолютно идентичные графики распределения РЗЭ, характерны для лейкократового габбро (максимальное содержание РЗЭ) и нефелиновых сиенитов (несколько меньший уровень накопления РЗЭ). Разница в уровнях концентрации РЗЭ в урритах и лейкократовом габбро составляет около 1 порядка. Это свидетельствует о достаточно значительном уровне дифференциации исследуемой интрузивной серии пород, обладающих в то же время очевидным петрогенетическим родством. В пределах этой серии наиболее тесные генетические связи между породами проявлены для лейкократового габбро и нефелиновых сиенитов, мезократового габбро и мезократовых тералитов

и заметно более обособлено от них отстоят уртиты. Что позволяет условно разделить их на три подгруппы (см. рис. 7):

1) уртиты, которые относительно наиболее обеднены РЗЭ и обособлены от других пород массива и имеют коэффициент, $La/Yb = 10,8$;

2) мезократовые габбро и мезократовые тералиты, которые наиболее обогащены РЗЭ относительно уртитов и имеют слабовыраженную положительную европиевую анамалию. Значения коэффициентов у них равняются $La/Yb = 4,6$ и $La/Yb = 6,7$ соответственно;

3) нефелиновые сиениты и лейкократовые габбро, обращают на себя внимание максимальной для пород массива обогащенностью РЗЭ. График распределения РЗЭ как для нефелиновых сиенитов, так и для лейкократового габбро имеет более выраженную положительную европиевую анамалию, а значения коэффициентов составляют $La/Yb = 17,7$ и $La/Yb = 7,8$ соответственно.

Распределение РЗЭ и разбивка пород на три условных подгруппы не совпадает с установленной для них последовательностью внедрения (габбро→тералиты→уртиты→нефелиновые сиениты). Этот факт скорее всего говорит о более сложном пути эволюции исходных расплавов массива нежели простое кристаллизационное фракционирование или упрощенная плюмовая модель магмогенерации. Предшественники, например, для объяснения природы нефелин-пироксеновых пород массива привлекали процессы ликвации исходной щелочно-габброидной магмы [2]. При этом следует иметь ввиду более

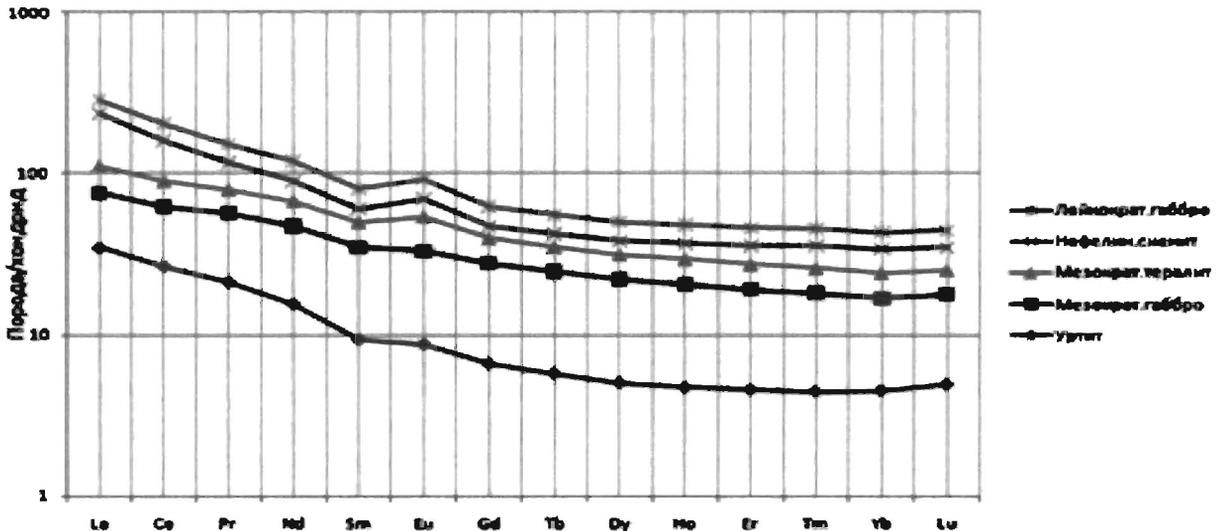


Рис. 7. Графики распределения редкоземельных элементов пород Кия-Шалтырского массива. Содержание нормированы по хондриту CI (Sun, McDonough, 1989)

близкое геохимическое родство мезократового габбро и тералитов с уртитам, нежели уртитов и лейкократового габбро. А тесная геохимическая связь лейкократового габбро и нефелиновых сиенитов возможно говорит о происхождении нефелиновых сиенитов массива вследствие кристаллизационной дифференциации расплава лейкократового габбро.

Основные типы сульфидной минерализации, связанной с формированием уртитовой интрузии

Сульфидная минерализация эндоконтактовых зон уртитового тела. В северо-восточной части рудного тела уртитов были опробованы богатые пирротином якупирангиты (пирротиновые якупирангиты) с незначительной примесью в них нефелина и плагиоклаза. Данное скопление пирротин – пирроксеновых пород располагается примерно там, где впервые они были обнаружены О.М. Гриневым в 1985 г. Этот факт дает основания предполагать, что на контакте уртиты – мезократовое габбро существует прерывистая (по простиранию и падению) зона развития богатых пирротином нефелин – пирроксеновых пород. Наличие этой прерывистой зоны подтверждается находкой в 2006 г. В.В. Врублевского, И.Ф. Гертнера и Д.Н. Войтенко значительных скоплений пирротина в южной части уртитового тела, расположенной на контакте с габброидами, которые по внешним признакам соответствуют породам, описанным в работе [11]. Скопления пирротина в виде нефелин – и пироксен – пирротиновых пород, согласно с установленными для них особенностями проявления и состава, образуют *первый магматогенный тип* сульфидной минерализации существенно пирротинового состава (см. рис. 1, т. опр. 1). Характерно, что ранее в теле мезократового габбро и уртитов отмечались дайки трахидолеритов, плагиопорфиритов и других пород обильно насыщенные сульфидами, вплоть до образования сидеронитовых структур и мономинеральных сульфидных скоплений [2], которые, по-видимому, так же принадлежат к этому типу.

В ряде разведочных скважин, пробуренных в 2010 г. в зоне выклинивания уртитового тела осложненного сериями разрывных нарушений установлены маломощные сульфидно-карбонатные жилы пирротин – пиритового и более сложного состава, некоторые из которых так же были опробованы (см. рис. 1, т. опр. 2). Появление этих жил связано с заключительными этапами станов-

ления тела уртитов, по-видимому, перед началом массового проявления постмагматических процессов. Опробованное проявление сульфидной минерализации выделено как *второй тип*.

Повышенное скопление сульфидной, существенно пирротиновой, минерализации отмечается для зоны экзоконтакта уртитового тела, характеризующейся процессами объемного скарнирования и мраморизации вмещающих толщ и выделяется как *третий тип*.

Во вмещающих толщах за пределами непосредственной экзоконтактовой оторочки уртитового тела так же установлены серии поли- и мономинеральных сульфидных, сульфидно-карбонатных жил с доминированием в их составе пирротина и кобальтина. Кроме того в этой же зоне установлена серия даек нефелиновых и щелочных сиенитов мелко-среднезернистого строения, подвергнутых постмагматическому гидротермальному преобразованию с наложенной сульфидной (существенно пиритовой) минерализацией. Эти проявления сульфидной минерализации представляют *четвертый* (пирротин – кобальтиновый) и *пятый* (наложенный пиритовый) *типы* постмагматически – гидротермальной минерализации.

В ореоле влияния уртитового тела установлены кварц-карбонат-сульфидные прожилки и жилы, трассирующие зоны маломасштабных разрывных нарушений и зоны трещиноватости. В пределах развития этих жил вмещающие толщи густо кливажированы с развитием по кливажным трещинам нитевидных сульфидно – карбонатных и сульфидно – полевошпатовых прожилков. Зоны развития этих прожилков обычно сопровождаются интенсивным развитием гидроокислов железа, аргиллизацией, придающими им ржаво-желтый и буровато-желтый цвет и обохренный вид, свидетельствующий о проявлении постгидротермальных, возможно экзогенных преобразований, наложенных на дайки и, более ранние жилы. По-видимому эти образования также представляют собой пятый тип минерализации преобразований экзогенными процессами.

Таким образом, по геологической позиции и составу предварительно в пределах и непосредственном ореоле тела уртитов можно выделить: 1) магматогенные высокотемпературные нефелин – пироксен – пирротиновые породы и рассеянную пирротиновую минерализацию эндоконтакта; 2) к этому же магматогенному типу, но более поздней стадии формирования следует, по-видимому, отнести рудную минерализацию (сульфи-

ды и магнетит) дайковых образований, которая за пределами тела уртитов подвергается наложенным гидротермальным преобразованиям с формированием существенно пиритовой минерализации; 3) рудные прожилки преимущественно карбонат – сульфидного (пирротин – кобальтинового) состава в корневых частях уртитового тела; 4) рассеянную вкрапленную, прожилково – вкрапленную и жильную пирротиновую, пирротин – кобальтиновую минерализации зоны экзоконтакта с вмещающими породами и отходящими от этой зоны жильообразными послынными оруденелыми инъекциями; 5) существенно пиритовую наложенную минерализацию обохренных (буровато – желтых аргиллизитовых) зон, преобразованную экзогенными процессами.

Наибольшие скопления оруденелых образований за пределами тела уртитов, характерны для его северного и южного продолжений. Можно отметить признаки проявления вертикальной минеральной зональности, если сравнивать горизонты уртитового тела, вскрытые в период 1985 г. (870.0 – 900.0 м) и в 2010 г. (680.0 м). Эта зональность выражается в увеличении масштабов сульфидного оруденения в эндо- экзоконтактовом ореоле рудного тела и за его пределами в зоне влияния уртитовой интрузии. Присутствуют признаки смены минеральных парагенезисов этой зональности с доминирующего пирротинового состава на более сложный сульфидно-арсенидный и пиритовый.

Результаты изучения установленных типов сульфидных минерализаций на растровом электронном микроскопе

Петрографическому, минераграфическому и электронно-микроскопическому изучению подверглись пять штучных проб, две из которых характеризуют зону эндоконтакта уртитового тела: его северо-восточную часть (пр. 1) и корневую выклинивающуюся часть этого тела (пр. 2); три других пробы отобраны из ореола уртитового тела во вмещающих толщах. Одна из них представляет сульфидное оруденение, наложенное на дайку микросиенитов, а две других сульфидные жилы во вмещающих породах (пр. 3-5).

Микрофотографии фрагментов изученных аншлифов изображены на рисунках 8, 9, 10, 11, 12, 13. Они демонстрируют наиболее типичные структурные взаимоотношения рудных минералов друг с другом и вмещающей их матрицей, восполняя тем самым недостаток изучения ми-

нералов гравитационных концентратах. Выше отмечалось, что на первых этапах [14] изучались гравиконцентраты лабораторно-технологических проб, что лишало возможности видеть непосредственную среду их сонахождения.

Исследуемые аншлифы и соответственно участки для изучения под электронным микроскопом изначально были разделены на две группы: 1) характеризующие краевые части уртитового тела; 2) характеризующие сульфидные жильные образования, отобранные из вмещающих пород. Всего было проведено 76 определений состава рудных и некоторых сопутствующих им минералов. Состав наиболее характерных из них с предварительным определением их видового состава приведен в таблице 3. Основными установленными минералами исследованных сульфидных скоплений, согласно проведенным исследованиям, являются: 1) в пределах эндоконтактовых и корневых частей уртитового тела: матричный пирротин, пирротин включений, саффлорит, кобальтин, сульфоарсенид Ni и Co, (TeAg)кобальтин, галенит, халькопирит, пирит; 2) в сульфидных жилах и околожильно измененных породах вне тела уртитов: пирротин, пирит, сфен, апатит, и ряд пороодообразующих и оксидных минералов (плагиоклазы, пироксены, волластонит, кальцит, а так же рутил, ильменит).

Наиболее типичные микроструктурные ассоциации сонахождения установленных минералов и полученные по ним спектры показаны на рисунках 14-17.

Определение наличия и содержания БМ в исследованных типах сульфидной минерализации отражено в таблице 4. Определения проводилась на растровом электронном микроскопе «VEGA II LMU», совмещенном с энергодисперсионным спектрометром (Oxford INCA Energy350). Погрешность в определении содержания БМ на установке составляет $\pm 0,20 - 0,25\%$.

Почти все проанализированные минеральные фазы показали то или иное содержание БМ (табл. 4). Минимальными их содержания оказались в пороодообразующих плагиоклазах, пироксенах, волластоните, кальците. За редким исключением их содержания в этих минералах укладывается в пределы погрешности. Однако иногда их содержание соответствует или явно выше этой погрешности. Например, в плагиоклазе содержания Au зафиксированы на уровне 0,16%; в одном зерне альбита содержание Pd составило 0,16%, а в другом содержание Ru равно 0,88%, а Os – 0,56%, что, по-види-

мому объясняется наличием тончайших рудных вкрапленостей в этих породообразующих минералах.

Незначительная примесь БМ установлена в сфене, рутиле, ильмените, однако, как правило, это сотые доли процента или десятые, но входящие в интервал погрешности определения. Лишь в некоторых микровыделениях сфена отмечено повышенное содержание МПГ (Ir до 0,28; Au до 0,17%; Ru до 0,15%; Pt до 0,63%). В зерне апатита установлено содержание Pt (0,58%). Причем эти повышенные содержания МПГ и Au характерны для жильных образований вне тела уртитов. В пределах этого тела породообразующие минералы обнаруживают гораздо большую стерильность к БМ.

Основными минералами, с которыми установлены повышенные и высокие содержания БМ, формирующих, по-видимому, самостоятельные минеральные фазы типа включений, самородных форм, интерметаллидов, структур распада твердых растворов и др., являются сульфиды.

Для минералов эндоконтактной оторочки уртитового тела устанавливается общая Au и Pt>Ir>Os специализация при незначительных содержаниях Ru, Rh, Pd и Ag (сотые и десятые %). Лишь в некоторых определениях содержания Ru достигает 0,28- 0,85% (пирротин) и 0,85% (пирит), и 0,54% (халькопирит). Содержание Ag минимально и лишь в некоторых фазах, образующих, по-видимому, самостоятельные формы с Te, составляет 15,84 – 17,98%. Содержание Os в минимальных значениях находится в пределах 0,01 – 0,09%, 0,12 – 0,35%, а в основном составляет от 0,4 до 0,83%. Ir варьирует от 0,35 до 1,35%. Pt по минимуму содержится, в пределах 0,29 – 0,58%, но главным образом от 0,62 – 0,9 и 1,01 – 1,84%. Содержание золота чаще всего варьирует в пределах 1-3%, в единичных случаях достигая 4,0 – 6,95%. Таким образом количественная специализация БМ в исследованных минеральных фазах может быть определена как Au>>Pt>Ir>>Os.

Наибольшие концентрации БМ, которые судя по их содержаниям образуют самостоятельные фазы (самородные и интерметаллидные) характерны для пирротина, кобальтина, TeAg кобальтина и пирита, в меньшей степени для галенита и халькопирита.

Для сульфидов жильных образований экзоконтактного ореола общая благороднометаллическая специализация несколько иная. К основным чертам, отмеченным для образований зоны эндоконтакта, здесь добавляется повышенная роль Ru с

минимальными содержаниями от 0,01% – 0,18% и довольно частыми содержаниями от 0,88 до 2,0%.

Rh встречается спорадически с содержаниями 0,01 до 0,41%. Pd содержится примерно на том же уровне, но встречается чаще, то же самое можно сказать о серебре. Основную роль здесь играют Os (0,33 – 1,6%), Ir (0,59 – 1,85%), Pt (1,06 – 2,34%) и Au (1,51 – 4,62%). Таким образом, общая специализация здесь может быть определена как Pt>Ir>Ru – Os и Au с доминирующей ролью последнего.

Ведущими минералами, с которыми установлены отмеченные концентрации, являются пирротин и пирит.

Обсуждение результатов

Как отмечалось выше, согласно предшествующим исследованиям общая специализация нефелиновых руд щелочного комплекса Кузнецкого Алатау определена как Pd > Pt > Rh > Ru > Ir > Os, Ag + Au > МПГ, Ag >> Au и она характерна главным образом для внутренних однородных частей нефелиновых рудных тел. Исследованные нами скопления сульфидов эндо- и экзоконтактных оторочек уртитового тела составляют заметную другую картину распределения и специализации БМ.

По уровню концентрации и частоте встречаемости здесь доминирует Au при угнетенной роли Ag. Среди МПГ весьма слабо проявлена роль Pd и Rh. Для эндоконтактной оторочки довольно умеренная роль Ru. Доминантное положение занимают Pt>Ir>Os, а в экзоконтактной зоне к ним добавляется еще и Ru.

Данные факты, наряду с минералого-петрографическими характеристиками, выявленных и предварительно изученных типов рудной минерализации, свидетельствуют, по видимому, об общих особенностях эволюции флюидно-магматической системы в ходе формирования уртитового тела, сопровождаемой соответствующей картиной распределения благороднометаллического оруденения.

В петрогенетическом плане основные закономерности этого процесса зафиксированы в строении зоны контактно-реакционного взаимодействия «уртиты-мезократовое габбро», состоящей из ряда подзон, формировавшихся в три стадии [2] и образовании зон эндо- и экзоконтактов на контакте «уртиты-вмещающие породы» [9]. Зональное строение тех и других образований отражает естественно не только основные стадии контак-

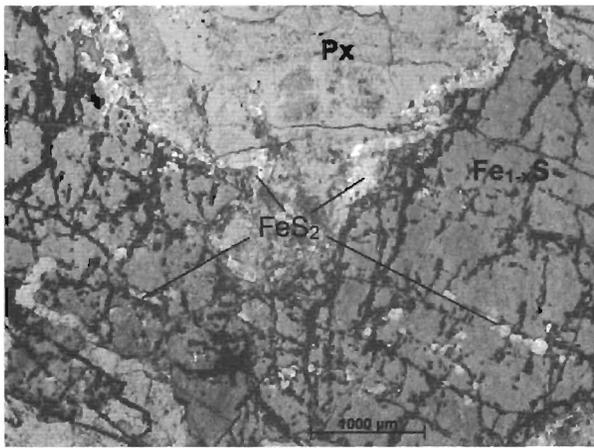


Рис. 8. Структура сидеронитовых выделений пирротина ($Fe_{1-x}S$) с каемками и включениями микрозерен пирита (FeS_2). Аншлиф КШН№2010-9.

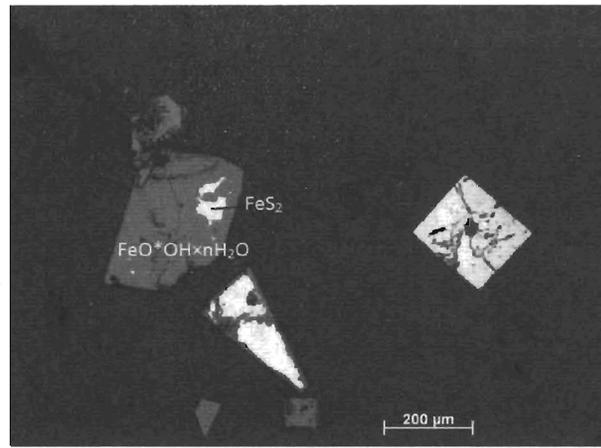


Рис. 9. Замещение пирита (Fe_3O_4) лимонитом ($FeO \cdot OH \cdot nH_2O$). Постмагматическая экзогенная стадия. Аншлиф КШН№2010-20.

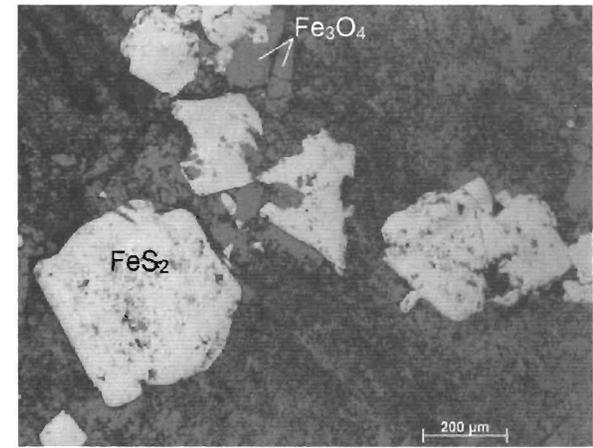


Рис. 10. Выделения пластинчатых зерен гематита, замещаемых магнетитом, и пирита, развитых по апоэффузивному сланцу. КШН№2010-16.

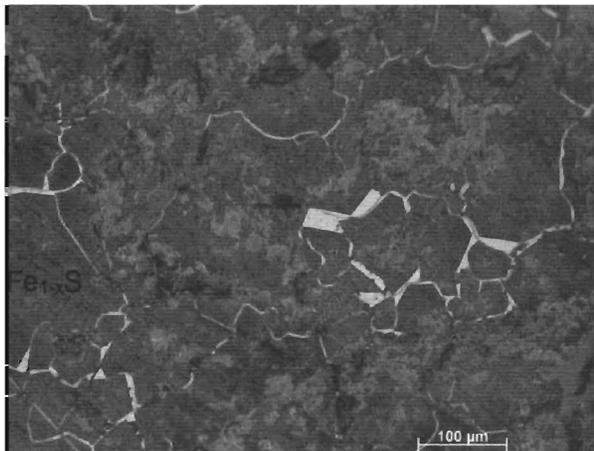


Рис. 11. Прожилково-каемчатые и пластинчатые выделения сульфида в агрегате зерен деформированного пирротина ($Fe_{1-x}S$). Аншлиф КШН№2010-219.

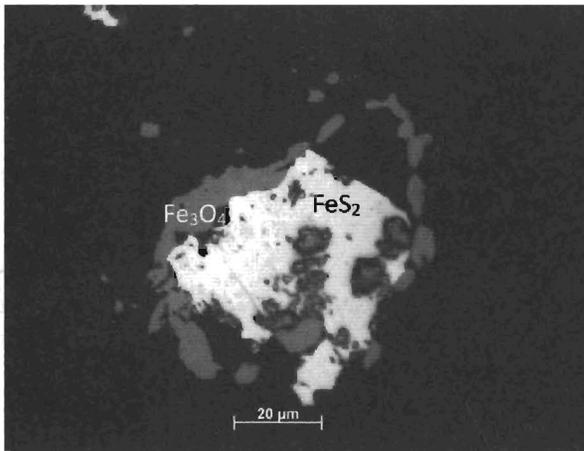


Рис. 12. Оксидно-сульфидные включения (Fe_3O_4 , FeS_2) в порообразующем матриксе. Аншлиф КШН№2010-14.

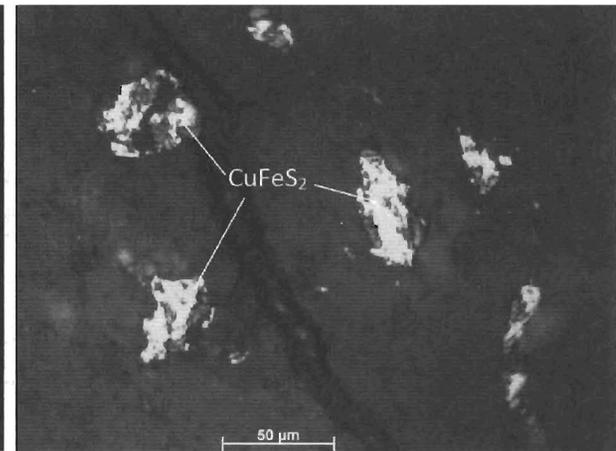


Рис. 13. Ксеноморфные агрегаты халькопирита ($CuFeS_2$) в пирротине. Аншлиф КШН№2010-219.

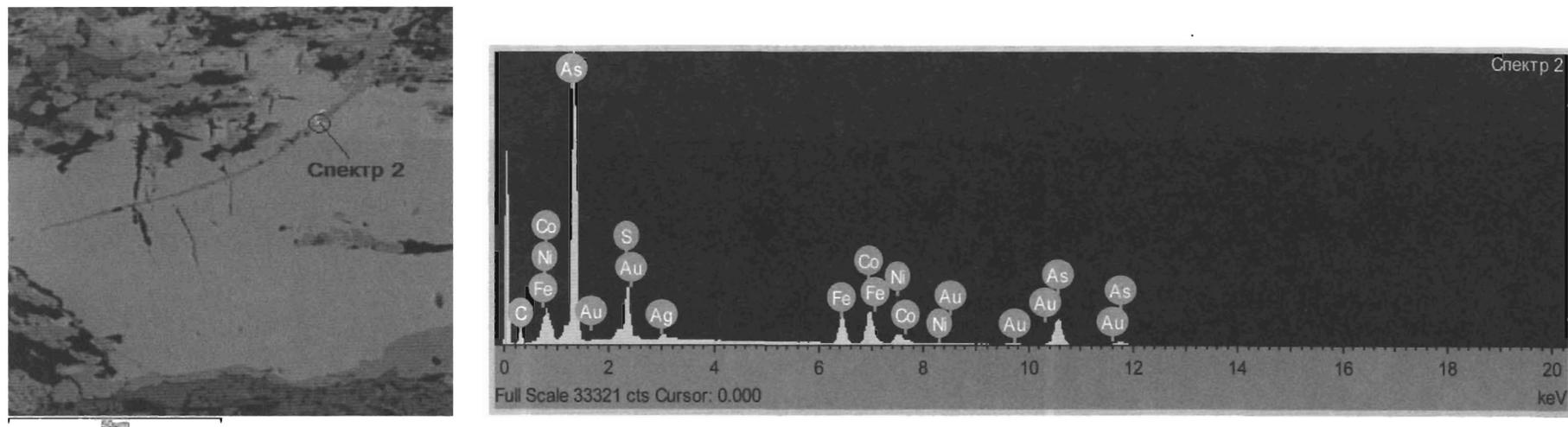


Рис. 14. Микрофотография зерна сафлорита и яркие микровключения спектра №2 участка №1 анализа аншлифа КШ№2010-9 (кобальтин)

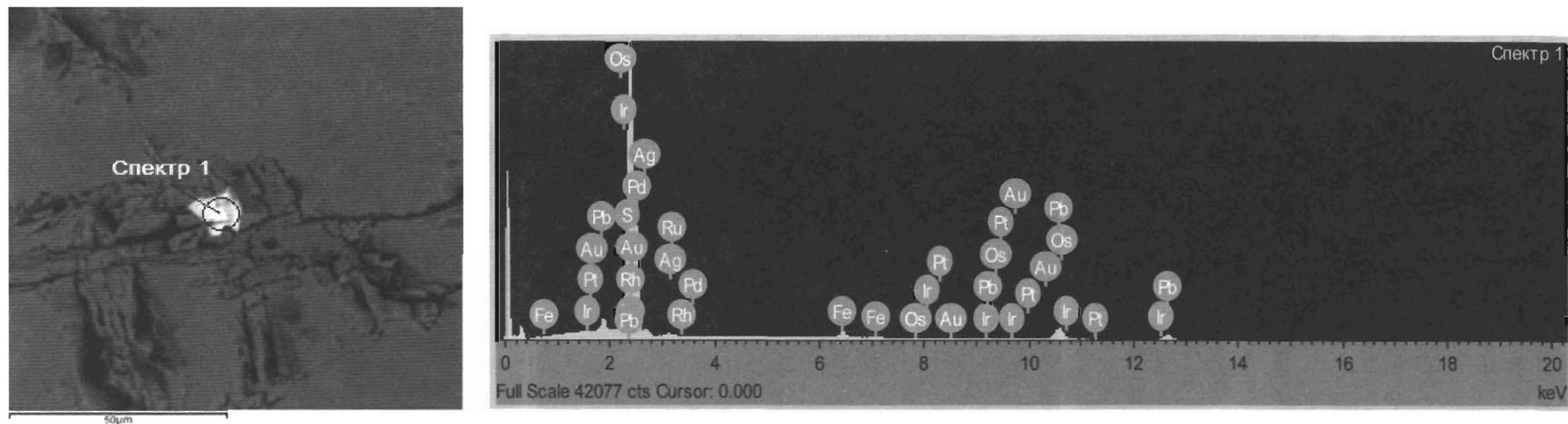


Рис. 15. Микрофотография зерна пирротина и яркое микровключение спектра №1 участка №6 анализа аншлифа КШ№2010-9 (галенит)

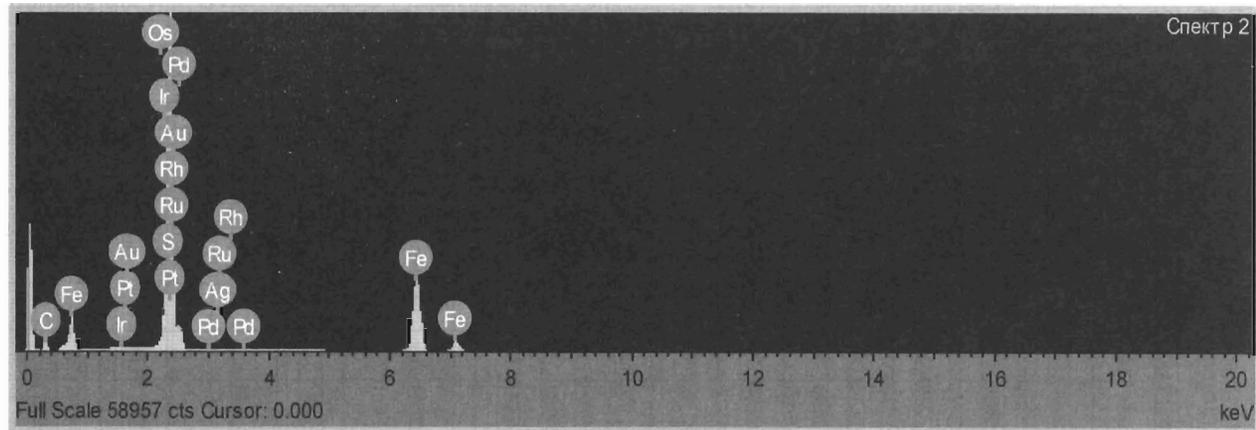
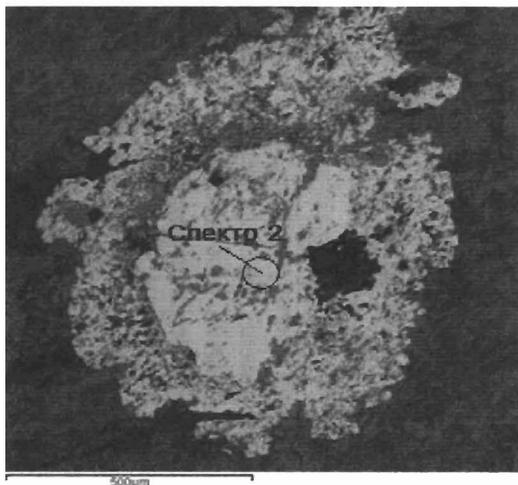


Рис. 16. Микрофотография зерна пирита и его спектр №2 участка №3 анализа аншлифа КШ№2010-16

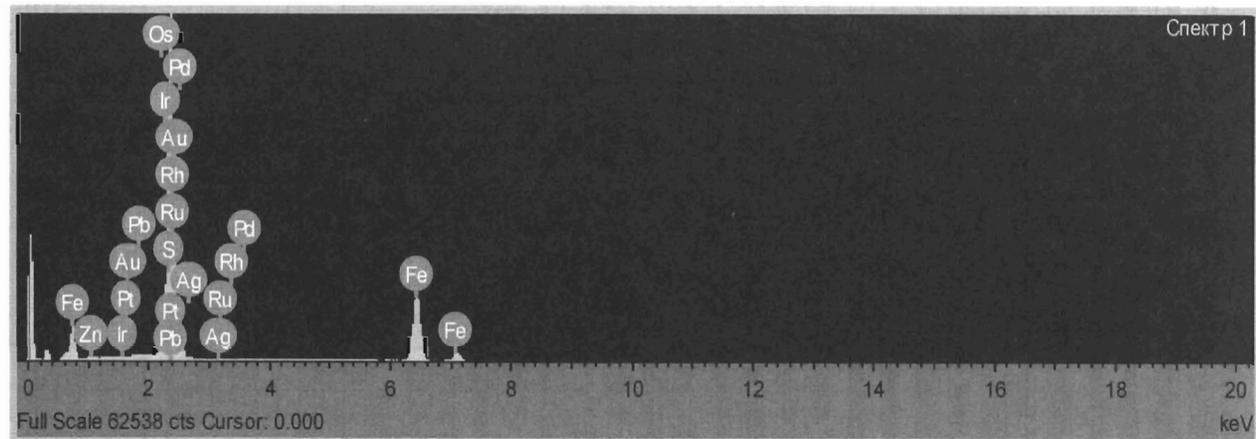
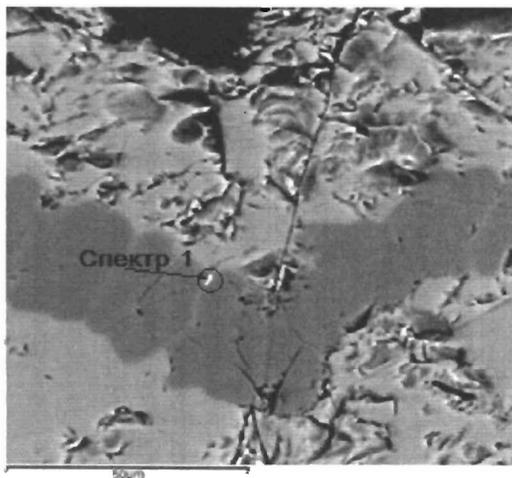


Рис. 17. Микрофотография зерна пирита и его спектр №1 участка №2 анализа аншлифа КШ№2010-18

Состав сульфидов, сульфосарсенидов и арсенидов щелочных пород Кия-Шалтырского массива

№ п/п	№ ан-шли-фа	№ учас-тка	№ спек-тра	Минерал	Содержание в вес. %														Сумма бл. метал.	Сумма			
					Fe	Ni	Co	Cu	Ca	Ti	Pb	Zn	S	As	Si	O	P	F			Te	W	
1	9	1	1	Саффорит	14.9	4.6	10.7							0.4	80.9							0.2	111.7
2	9	1	2	Кобальтин(?)	10.59	5.54	15.93							9	64.4							8.62	114.08
3	9	2	1	Кобальтин	4.55	6.7	25.8							22.02	48.7							2.97	110.74
4	9	2	2	Пирротин	60.4	0.5	0.3							46.55								5.7	113.45
5	9	2	3	Саффорит	14.89	4.62	10.48							0.22	78.58								108.79
6	9	3	1	Сульфосарсенид	6.57	4.85	11.19							6.08	49.79				10.74			17.07	106.29
7	9	3	2	Кобальтин	4.64	3.7	23.8							18.26	45.18					0.87		10.5	106.95
8	9	3	3	Саффорит	14.67	4.67	9.68							0.54	75.66							0.27	105.49
9	9	4	1	Пирит	44.39									60.12								7.56	112.07
10	9	4	2	Пирротин	58.65									45.09								5.59	109.33
11	9	4	3	Пирит	46.04									61.04								7.01	114.09
12	9	5	1	Саффорит	10.53	3.66	15.16							73.97								0.47	103.79
13	9	5	2	Кобальтин	5.25	5.13	25.38							22.05	47.13				0.24			4	109.18
14	9	5	3	Саффорит	10.05	3.39	15.06								69.56							3.98	102.04
15	9	5	4	(Te,Ag) Кобальтин	6.21	2.93	16.77							10.58	53.91				10.3			19.94	120.64
16	9	5	5	(Te,Ag) Кобальтин	4.89	3.18	16.99							5.42	61.17				9.26			16.33	117.24
17	9	6	1	Галенит										85.4	14.16							8.33	107.89
18	9	6	2	Пирит	46.07									60.79								8.01	114.87
19	9	6	3	Пирротин	58.3									45.05								6.25	109.6
20	9	6	4	Пирротин	58.34									44.72								6.55	109.61
21	9	7	3	Пирротин	54.31									41.8								6.26	102.37
22	9	7	4	Пирит	46.23									63.97								11	121.2
23	20	2	1	Пирит	43.26									60.89								10.8	114.95
24	20	2	2	Галенит	15.82									53.6	27.13							7.35	103.9
25	218-90	1	1	Кобальтин II	10.79	13.79	14.76							23.75	51.46							2.98	117.53
26	218-90	1	2	Кобальтин	8.76	9.79	21.17							23.99	51.29							2.87	117.87
27	218-90	1	3	Кобальтин	8.3	8.14	24.24							24.98	53.05							2.83	121.54
28	218-90	1	4	Халькопирит	33.02			35.61						43.27								5.19	117.09
29	218-90	2	1	Кобальтин	6.23	7.86	23.77							23.3	49.3							3.38	113.84
30	218-90	2	2	Кобальтин	6.58	5.71	24.88							23.44	47.88							3.97	112.46
31	218-90	3	1	Кобальтин	6.78	11.75	19.7							22.95	49.69							3.42	114.29
32	218-90	3	2	Сульфосарсенид	11.36	19.27	7.16							23.66	46.08							3.07	110.6
33	218-90	3	3	Кобальтин	7.84	6.84	22.9							23.28	48.01							3.29	112.16
34	218-90	3	4	Пирротин	64.08	0.38								46.7								6.11	117.27
35	218-90	4	1	Кобальтин	7.68	10.6	20.29							23.08	50.27							2.67	114.59
36	218-90	4	2	Кобальтин	7.93	10.02	19.5							22.69	48							2.82	110.96
37	218-90	4	3	Пирротин	59.33									42.85								5.29	107.47
38	218-90	4	4	Кобальтин	8.5	9.49	16.84							20.9	44.04							3.12	102.89
39	218-90	4	5	Кобальтин	6	7.04	21.13							20.6	44.48							5.11	104.36
40	16	2	1	Пирит	53.43									71.28								7.91	132.62
41	16	3	1	Пирит	52.68									69.47								8.01	130.16
42	16	3	2	Пирит	51.15									68.46								8.14	127.75
43	16	3	3	Пирит	52.61									61.04								15.7	129.35
44	16	3	4	Титанит (сфен)	2.53				22.67	22.61					18.77	64.16						0.88	131.62
45	16	4	1	Пирит	49.37									67						0.69		7.83	124.89
46	16	4	2	Апатит	0.07				39.02							45.24	19.83	4.38		0.41		0.58	109.53
47	18	1	1	Пирротин	67.58					0.13				49.49								5.07	122.27
48	18	1	2	Пирротин	70.3									50.95								6.56	127.81
49	18	2	1	Пирит	43.74						19.19	0.88		61.49								11.25	136.55
50	18	2	2	Пирит	50.96						3.92			68.3								10.79	133.97
51	18	2	3	Пирротин	66.35						1.81			50.32								7.2	125.68
52	18	3	1	Пирротин	63.04									43.09								7.4	113.53
53	18	3	2	Пирротин	65.29									46.34								5.96	117.59
54	18	4	1	Пирротин	66.07									47.7								5.89	119.66

Примечание: Анализы выполнены в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» ТГУ на растровом электронном микроскопе «VEGA II LMU» совмещенным с энергодисперсионным спектрометром (Oxford INCA Energy350) в режиме съемки BSE.

товых преобразований боковых пород, но и стадии становления самой уртитовой интрузии и связанной с ней минерализации.

В работах предшественников в этих процессах выделялись обычно два этапа: магматический и постмагматический, каждый из которых подразделялся на несколько стадий [1, 9]. Основное внимание эти исследователи уделяли процес-

сам прогрессивного метасоматоза (кальциевого, натриевого) и последующей гидротермальной деятельностью [9]. А.И. Мостовской (1972) обосновал схему дифференциации щелочно-габброидной магмы в камере плутона с формированием зональности: уртиты → зона промежуточных плагиоклазовых ийолит-уртитов → мельтейгитов → габбро-пирроксенитов → мезократового габ-

Таблица 4

Рудные и породообразующие минералы уртитов и сульфидных жил вмещающих пород Кия-Шал-тырского месторождения и ассоциирующая с ними благороднометалльная минерализация

№ п/п	Количество определенных	Название минерала	Теоретическая формула	Содержание примесей, микровключений, вростков, вкраплений, твердых растворов минеральных фаз благородных и некоторых других металлов, %										
				Mo	Ru	Rh	Pd	Ag	Os	Ir	Pt	Au	Te	
Минералы эндоконтактной оторочки уртитового тела														
1	1	Саффорит	CoAs ₂					0.18					0.01	
2	2	Саффорит	CoAs ₂									0.04		
3	3	Саффорит	CoAs ₂		0.06		0.02					0.03	0.27	
4	4	Саффорит	CoAs ₂		0.01						0.03		0.15	
5	5	Саффорит	CoAs ₂		0.02		0.09	1.27			0.05		2.71	0.19
6	1	Кобальтин	CoAsS					2.55					6.05	
7	2	Кобальтин	CoAsS		0.28		0.07	0.01	0.1	0.52	0.79	1.25		
8	3	Кобальтин	CoAsS		0.05		0.15		0.41	0.63		1.79	0.13	
9	4	Кобальтин	CoAsS		0.08				0.09	0.72	0.9	1.72		
10	1	Кобальтин I	CoAsS					0.07	0.24	0.35	0.85	1.44		
11	2	Кобальтин I	CoAsS						0.05	0.43	0.84	1.39		
12	3	Кобальтин I	CoAsS				0.24	0.16	0.08	0.6	1.01	1.52		
13	4	Кобальтин I	CoAsS						0.32	0.82	0.86	2.21		
14	5	Кобальтин I	CoAsS				0.04	0.07	0.48	0.68	0.62	1.48		
15	6	Кобальтин I	CoAsS	0.42	0.02				0.08	0.4	0.81	1.76		
16	7	Кобальтин I	CoAsS	1.52	0.09	0.1	0.06		0.31	0.67	0.71	1.98		
17	1	Кобальтин II	CoAsS						0.15	0.56	0.63	1.51		
18	2	Кобальтин II	CoAsS	0.49			0.06	0.07	0.22	0.48	0.76	1.3		
19	3	Кобальтин II	CoAsS	0.06		0.03		0.15	0.17	0.62	0.82	1.79		
20	1	TeAg Кобальтин	(Te,Ag)CoAsS					15.84	0.09	0.25	0.71	0.69	10.74	
21	2	TeAg Кобальтин	(Te,Ag)CoAsS					2.71		0.51	0.29	6.95	0.87	
22	3	TeAg Кобальтин	(Te,Ag)CoAsS					17.98	0.12	0.42	0.33	1.08	10.3	
23	4	TeAg Кобальтин	(Te,Ag)CoAsS					15.99			0.35		9.26	
24	1	Пирротин	Fe _{1-x} S			0.28	0.03		0.18	1.16	0.34	3		
25	2	Пирротин	Fe _{1-x} S			0.02	0.12	0.11	0.35	0.89	1.14	2.84		
26	3	Пирротин	Fe _{1-x} S			0.36	0.03		0.53	1.03	1.28	3.01		
27	4	Пирротин	Fe _{1-x} S		0.78		0.11	0.1	0.4	1.02	1.32	2.84		
28	5	Пирротин	Fe _{1-x} S			0.08		0.1	0.6	1.19	1.33	2.47		
29	6	Пирротин	Fe _{1-x} S						0.54	1.02	1.39	3.12		
30	7	Пирротин	Fe _{1-x} S		0.03	0.16		0.11	0.43	0.86		2.61		
31	1	Пирит	FeS ₂		0.03	0.1	0.21	0.07	0.41	1.35	1.39	3.83		
32	2	Пирит	FeS ₂		0.03		0.08		0.27	0.67	1.66	2.08		
33	3	Пирит	FeS ₂		0.85		0.01		0.62	1.27	1.11	3.58		
34	4	Пирит	FeS ₂		0.07		0.12		0.76	0.39	1.69	4.77		
35	1	Галенит	PbS		0.54		0.12		0.83	1.28	1.84	2.53		
36	1	Халькопирит	CuFeS ₂					0.03	0.44	0.87	1.16	2.48		
37	1	Сульфоарсенид						0.07	0.18	0.68	1.4	1.63		
38	1	Пироксен			0.07	0.02	0.05				0.58			
39	1	Плагиоклаз					0.05	0.07						
40	1	FeMg алюмосиликат									0.21		0.06	
41	1	Кальцит						0.09	0.04		0.03			
Сульфидные жилы и околожилные породы экзоконтактного ореола														
42	1	Пирротин	Fe _{1-x} S				0.13	0.11	0.37		1.35	3.22		
43	2	Пирротин	Fe _{1-x} S				0.19	0.02	0.43	1.18	1.45	3.3		
44	3	Пирротин	Fe _{1-x} S		0.35				0.71	1.16	1.58	3.4		
45	4	Пирротин	Fe _{1-x} S			0.04		0.27	1.05	1.23	1.39	3.46		
46	5	Пирротин	Fe _{1-x} S		0.01		0.09	0.17	0.44	0.89	1.45	3.01		
47	6	Пирротин	Fe _{1-x} S		0.16			0.11	0.44	0.9	1.48	2.8		
48	7	Пирротин	Fe _{1-x} S		0.01	0.06	0.11		0.33	0.98	1.06	2.46		
49	8	Пирротин	Fe _{1-x} S				0.15		0.36	0.61	1.38	1.51		
50	1	Пирит	FeS ₂		1.66	0.05	0.09		0.98	1.85	2.06	4.7		
51	2	Пирит	FeS ₂		1.67				0.75	1.69	2.06	4.62		
52	3	Пирит	FeS ₂		1.07		0.12		0.61	1.31	1.81	3.59		

53	4	Пирит	FeS ₂		2.0	0.31				1.05	1.9	0.71	
54	5	Пирит	FeS ₂			0.04	0.02	0.04	0.74	1.17	2.34	3.36	
55	6	Пирит	FeS ₂		0.17		0.23	0.23	1.6	0.59		4.59	
56	7	Пирит	FeS ₂		0.06		0.13		0.51	1.36	1.93	3.98	
57	8	Пирит	FeS ₂		0.18				0.62	1.31	1.79	4.11	
58	9	Пирит	FeS ₂		0.07	0.05		0.06	0.78	1.13	2.06	3.59	
59	1	Галенит	PbS		1.67	0.41	0.78	0.12	1.36	0.87	1.48	2.57	
60	1	Сфен	CaTi(SiO ₃) ₂		0.04			0.07	0.03	0.19	0.03	0.17	
61	2	Сфен	CaTi(SiO ₃) ₂		0.15	0.02				0.08	0.13	0.16	
62	3	Сфен	CaTi(SiO ₃) ₂		0.1					0.28	0.63	0.05	
63	4	Сфен	CaTi(SiO ₃) ₂		0.06				0.01	0.26		0.13	
64	1	Рутил	TiO ₂					0.03				0.08	
65	1	Ильменит	FeTiO ₃		0.02			0.07			0.06		
66	1	Апатит	Ca ₅ (F,Cl)(PO ₄) ₃		0.03		0.04	0.04			0.58		
67	1	Пироксен							0.03	0.01			
68	1	Плагиоклаз								0.02		0.16	
69	1	Альбит					0.07			0.03			
70	2	Альбит					0.16	0.07			0.06		
71	3	Альбит			0.07			0.09					
72	4	Альбит-олигоклаз			0.1								
73	5	Альбит			0.88	0.03			0.56	0.14	0.03	0.1	
74	1	Волластонит(?)			0.07	0.01	0.03	0.02	0.18	0.03	0.04	0.15	
75	2	Волластонит(?)			0.15			0.14					
76	1	Кальцит			0.07	0.12	0.14		0.06				

Примечание: Анализы выполнены в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» ТГУ на растровом электронном микроскопе "VEGA II LMU" совмещенным с энергодисперсионным спектрометром (Oxford INCA Energy350) в режиме съемки BSE.

бро (с нефелином). За основу рудного благородно-металльного процесса, присущего щелочно-габброидному магматизму, в итоговой обобщающей работе [14] была взята петрологическая схема [2]. Согласно этой схеме рудный благородно-металльный процесс представлен двумя этапами: магматическим и постмагматическим, а эти этапы, в свою очередь, представлены: первой – раннемагматической (окисной) и позднемагматической (сульфидной) стадиями; второй – ранней постмагматической (флюидной) и постмагматической гидротермальной.

Установленные нами типы жильной сульфидной минерализации показывают, что гидротермальная стадия может быть разделена на более дробные подстадии, проявленные с элементами телескопированного характера оруденения. Кроме того полученные материалы показывают на необходимость выделения дополнительного 3 этапа рудообразования или преобразования ранее образованных скоплений рудного вещества экзогенного этапа.

Для экзогенного этапа, как можно судить по полученным ограниченными данными, характерно полное или неполное окисление рудных минерализаций и пород с ними связанных. При этом нельзя исключать возможное проявление низко-

температурных процессов аргиллизации, ведущих к развитию линейных кор выветривания. В зонах проявления этих процессов, помимо замещения сульфидов и породообразующих минералов гидроокислами железа, развивается окварцование и формирование ряда глинистых минералов, слагающих желтые и бурые глины. В подобной обстановке содержащиеся в сульфидах и других минералах БМ должны либо выноситься из системы, либо переходить в самородное состояние и накапливаться при размыве рыхлых пород в россыпях.

В этой связи заслуживающим внимания фактом является наличие давно известных россыпей золота по р. Бердовка, дренирующей северный фланг рудного поля месторождения ургитов и плутона в целом; и по р. Кийский Шалтырь в пределах п. Белогорск, выше него и ниже него, дренирующей южный фланг месторождения и плутона. Сквозным структурным элементом соединяющим эти две россыпи является зона субмеридионального Шалтырского разлома, в пределах которой и локализован Кия-Шалтырский плутон.

Бердовская россыпь была отработана в дореволюционное время и данных о составе и количестве добытого золота нет. Россыпь р. Кийский Шалтырь приурочена к её долине от руч. Южного, левого притока реки (вверху) до 3 км выше

впадения руч. Малый Кийский Шалтырь (внизу). Согласно фондовым материалам, в 1950-52 гг. трестом «Каззолоторазведка» разведан полигон длиной 16,5 км для отработки среднелитражной драгой. Средняя ширина россыпи 64 м, мощность 3,88 м, балансовые запасы горной массы составляют 4,3 млн м³, золота 815 кг при среднем содержании химически чистого металла 188 мг/м³. При строительстве дороги на Кия-Шалтырское месторождение россыпь была разделена железнодорожным мостом на два участка. Верхний из них протягивается от руч. Южного до устья р. Бердовки и обладает запасами горной массы 1,2 млн м³, золота 173 кг. Нижний начинается от устья р. Бердовки и до 3 км выше устья руч. Малый Кийский Шалтырь. Он обладает запасами горной массы 3,1 млн м³ и золота 642 кг. Данных о содержании и запасах платиноидов в россыпях нет.

Коренным источником этих россыпей считалось Бердовское золоторудное месторождение, расположенное в долине р. Бердовка в 1,2 км северо-западнее Кия-Шалтырского рудника. Месторождение было выявлено в конце 19 века. Разведочные и эксплуатационные работы на нем проводились товариществом «Шалтырь» в течение 1905-1914 гг.

Позднее, в 1948 г., геологоразведочные работы были возобновлены Первомайским приисковым управлением треста «Запсибзолото» и продолжались до 1951 г. Разведка велась горными выработками легкого типа и колонковыми скважинами (3 скв.). Рудное поле месторождения сложено вулканогенно-осадочной толщей нижнего кембрия (усть-анзасская свита), рассеченной дайками порфириров, диабазов, габбро-диабазов. К экзоконтактам даек иногда приурочены кварцевые жилы. В пределах рудного поля были выявлены 7 золотоносных кварцевых жил, прослеженных по простираанию на 70-125 м, а на глубину 20-25 м. Распределение золота в жилах весьма неравномерное, содержание его достигает 50-60 г/т и зависит от содержания сульфидов. Присутствует также серебро – до 220 г/т, свинец – до 28%. Свободного золота нет.

Более поздними работами, связанными уже с предварительной оценкой Кия-Шалтырского месторождения уртитов (Прусевич, 1966), эти данные были уточнены. Золото связывалось с рудной сульфидной минерализацией вкрапленной, полосчатой, реже массивной текстуры, слагаемой пирротином, пиритом, галенитом, халькопиритом и сфалеритом. Высокие содержания золота, зави-

сящие от содержаний сульфидов подтвердились.

В контексте приведенных архивных данных о коренной и россыпной золотоносности окрестностей Кия-Шалтырского плутона полученные нами данные о высоких содержаниях в сульфидах БМ, варьирующих в пределах 5-10 и до 20% не кажутся алогичными, скорее наоборот. Тем не менее подобные содержания БМ в связи с сульфидными рудами, требуют последующего более детального изучения с выявлением форм их нахождения в сульфидах. В литературе известны случаи весьма высоких содержаний в сульфидах БМ. Показательной на этот счет является, например, статья Н.Д. Толстых и А.П. Кривенко (1994).

В обзоре этих авторов говорится, что сульфиды Fe, Ni и Cu могут содержать изоморфные примеси МПГ, но находки таких минералов не многочисленны. Сульфиды Cu-Ni руд содержат МПГ не более чем десятые доли процента, как например на Талнахе, где Pd в пентландите составляет 0,013% или в Лункулайсваре, где он достигает 0,17%. Наряду с этим в платиноносных дунитах Нижнего Тагила обнаружен пентландит, в котором сумма Ru и Rh составляет 13,6%. Чаше же находки МПГ – содержащих сульфидов относятся к микровключениям, что скорее всего характерно и для нашего случая. Н.Д. Толстых и А.П. Кривенко (1994) так же обнаружены и изучены пентландит с высоким содержанием Rh и сложный сульфид Ni, Fe, Cu, Rh и Ir в составе полиминеральных включений в самородных минералах Os, Ir и Ru из россыпей в районе реки Ко в Восточном Саяне и р. Мрассу в Кузнецком Алатау. Этими авторами обнаружены: сульфид Pd, содержащий Fe и Cu состава (Pd, Cu, Fe)₃S₂; Ni – содержащий сульфид родия состава (Rh, Ni)₁₁S₉. Силикаты (биотит и пироксен) цементируют агрегаты зерен этих минералов. Ir – содержащий пирротин и сульфид Fe, Ni, Cu, Ir обнаружен в составе полиминеральных включений в самородном иридии россыпей р. Мрассу. По расчетным данным температура образования подобных минералов является высокой (до 760°C).

Иллюстрацией к сложности выделения МПГ являются, например, данные работы [12] и других авторов специальных исследований МПГ, где показаны сложнейшие микроструктуры минеральных сростаний платиноидов и золота из россыпей Гулинского плутона ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов. Большинство из этих форм по формальным структурно-морфологическим признакам, присутствуют и в изучен-

ных нами типах сульфидных минерализаций.

В заключении несколько слов необходимо сказать о специфике получаемых результатов при работе на сканирующем электронном микроскопе. В таблицах, содержащих данные о составе изученных минералов, сумма компонентов редко равняется $100 \pm 2\%$, которая считается нормой их стехиометрического состава. При работе на приборе и последующей интерпретации материалов нам пришлось столкнуться с фактами очевидного захвата электронным пучком с диаметром 3 – 5 мкм нескольких минеральных фаз. Например, оксидов и сульфидов, сульфидов и породообразующих минералов. В этих случаях сумма компонентов уходила за 105 – 110%. Особенно это было характерно для тонкозернистых вмещающих толщ и содержащихся в них рудных скоплениях. По-видимому, это является одной из причин отклонения от стехиометрии. Другой причиной является погрешность определения используемого прибора. Если для определения БМ погрешность определения прибора составляет 0,20-0,25%, то для ряда распространенных минералообразующих компонентов эта погрешность достигает 3 %. И третьей причиной отклонений от стехиометрических пропорций является сложное и тонкое строение изученных микрофаз, весьма характерных для БМ, особенно МПГ.

Основные выводы

1. Щелочно-габброидный комплекс Кузнецкого Алатау, одним из петротипов которого является Кия-Шалтырский плутон, формировался в условиях девонского рифтогенно-континентального режима. Спецификой тектогенеза этого режима являлось заложение протяженного С-С-З трансрегионального свода и последующее его обрушение с формированием трех депрессионных зон и разделяющих их обрамляющих горстообразных поднятий.

2. Кузнецко – Алатауская щелочная провинция, представленная щелочно-габброидным комплексом Кузнецкого Алатау, в рамках структуры рифтогенно-континентальной системы (РКС) располагается в пределах байкало-салаирского антиклинория Кузнецкого Алатау. Данный антиклинорий представляет собой северную часть обрамляющего поднятия РКС, разделяющего осевую (Тувинско – Минусинско – Западносибирскую) и западную (Кобдино – Горноалтайско – Кузнецкую) депрессионные зоны системы.

3. Специфика проявления разломно-блоковой тектоники в пределах обрамляющих поднятий РКС

заклучалась в доминирующем развитии С-С-З (раздвиговых), С-В (сдвиговых) и С-З (сколовых) разломов, в совокупности формирующих разломно-решетчатые структуры разной частоты, весьма характерные для рифтовых морфоструктур. К узлам пресечения этих структур зачастую приурочены массивы щелочно-габброидного комплекса.

4. Структурно-тектоническая позиция Кия-Шалтырского плутона определяется его приуроченностью к узлу пересечения систем С-С-З Шалтырского и С-В Базырско-Шалтырского региональных разломов, осложняющих призматическую часть Шалтырской горстантиклинали, сложенной нижнекембрийскими усть-анзасской и усинской свитами, подстилаемыми рифей-вендскими дислоцированными стратифицированными комплексами. Формирование многофазного плутона происходило на фоне активного проявления сдвиговой разломно-блоковой тектоники, в значительной степени определившей его форму, внутреннюю структуру и взаимодействие с вмещающими породами.

5. Петро-геохимические данные, приведенные в работе, свидетельствуют о мантийно-плюмной природе первичных расплавов, из которых посредством магматической дифференциации, включая ликвацию, формировался многофазный плутон. Важную роль в петрогенезисе пород плутона имел повышенный флюидный режим, особенно активный в ходе формирования уртитового тела и плюм-литосферное взаимодействие исходных расплавов с боковыми породами.

6. Строение уртитового тела, заключающееся в однородном составе его внутренних частей и зональном устройстве эндо- и экзоконтактных оторочек, говорят о этапно-стадийной консолидации уртитового расплава. Повышенный флюидный режим расплава, его стадийная дефлюидизация по мере консолидации уртитового тела и сменяющая ее гидротермальная деятельность сопровождалась формированием определенных типов благороднометаллоносных сульфидных минерализаций, различных по своей специфике для его внутренних и внешних частей.

7. Золото-платиноносность, доминирующих в выделенных типах минерализаций сульфидов и сульфоарсенидов Fe, Co и Ni, обладает определенной горизонтальной и возможно вертикальной зональностью. Внутренние части рудного тела, представленные уртитамы, специализированы на $Pd > Pt > Rh, Ag > Au$, а внешние, сложенные обогащенными сульфидами породами эндо- и экзокон-

тактовых оторочек, на $Pt > Ir > Os$, Ru и Au . Столь существенная дифференциация низко-, средне- и тугоплавких платиноидов, золота и серебра, судя по имеющимся данным, обусловлена флюидным режимом консолидации уртитового расплава и взаимодействием его с боковыми породами.

8. По всей вероятности, прежние оценки потенциальной благороднометаллоносности уртитов, изложенные в работах О.М. Гринева и А.М. Сазонова, являются существенно заниженными, так как рассчитывались исходя из содержаний благородных металлов в наиболее обедненных ими уртитах. Учитывая, что породы эндо- и экзоконтактовых зон уртитов, представляющие собой так называемые некондиционные руды, складировались в спецотвалы объемом 20-25 млн т, то сегодня их можно расценивать как весьма ценное техногенное месторождение. Прежние оценки содержания драгметаллов в них ($Au - 31$ т; $Ag - 31$ т; $Pd - 5$ т; $Pt - 6$ т) по категории P_3 могут быть превышены в несколько раз, даже без учета вклада оруденелых вмещающих пород. Переоценке также подлежат запасы драгметаллов, содержащихся в неизвлеченных рудах уртитового тела и оценкам его эндо- и экзоконтактового ореола. По прежним оценкам 2000 г. они составляли $Au - 192$ т, $Ag -$

192 т, $Pd - 67,2$ т, $Pt - 19,2$ т. Таким образом, руды и околорудные сульфидизированные породы Кия-Шалтырского рудника представляют собой потенциальное крупное месторождение Au , Ag и МПГ.

9. Важное значение имеют установленные типы благороднометаллоносной сульфидной минерализации, развитой за пределами тела уртитов, но генетически связанные с ним. Судя по имеющимся ограниченному данным, именно эти типы сульфидных жил, нередко ассоциирующие с дайками и корами выветривания, не развиты только в пределах Бердовского месторождения коренных руд золота, но и являются источником россыпей золота и платиноидов в Мариинском районе. В случае подтверждения этих выводов, для Мариинской тайги, как одного из старейших золотоносных районов России, будет установлен новый тип коренных золото-платиноидных сульфидных руд, связанных со щелочно-габброидным комплексом, а сам комплекс и представляющий его новый тип переведены в разряд россыпеобразующих.

10. Учитывая то, что Кия-Шалтырский нефелиновый рудник завершает свою работу в ближайшие 7-10 лет, данные настоящей статьи имеют для Южно-Сибирского алюминиевого комплекса первостепенное практическое и социальное значение.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреева Е.Д. Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. - М.: Наука, 1968. - 168с.
2. Гринев О.М. Эволюция щелочно-габброидного магматизма Кузнецкого Алатау: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. - Томск, 1990. - 324 с.
3. Гринев О.М., Осипов П.В., Рихванов Л.П. Особенности геодинамических условий образования, вещественный состав, геохимия и перспективы эффективного использования нефелиновых руд Кузнецко-Алатауской щелочной провинции // Научно-исследовательский отчет за 1986-1990 гг. - Томск: НИЧ ТГУ, 1991. - 181 С.
4. Гринев О.М., Сазонов А.М. Кузнецко-Алатауская провинция - новый золото-платиноносный район Южной Сибири // Проблемы геологии Сибири. Тезисы докладов научной конференции. Томск: ТГУ, 1996. С. 105-107
5. Гринев О.М. Рифтовые системы Сибири: методология изучения, морфотектоника, минералогия. - Томск: СТТ, 2007. - 434 с.
6. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае - Саянской складчатой области // Под ред. А.Ф. Морозова. - Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео». 2000. - 187 с.
7. Макаренко Н.А., Осипов П.В., Гринев О.М., Номоконова Г.Г., Рихванов Л.П. Геолого-геофизические особенности рудоносных щелочно-габброидных массивов Мариинской тайги и критерии контроля нефелинового оруденения. Деп. ВИНТИ, 1988. 13605 - 688. - 180 с.
8. Мостовской А.И. Петрография, геология и вопросы происхождения Кия-Шалтырского габбро-уртитового плутона (Кузнецкий Алатау): Автореф. дисс. ... канд. геол.-минерал. наук. - Томск, 1972. - 19 с.
9. Родыгина В.Г. Минералогия Кия-Шалтырского массива (Кузнецкий Алатау). - Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1980. - 157 с.
10. Родыгина В.Г., Гринев О.М. Сульфидная минерализация, связанная с Кия-Шалтырским щелочно-габброидным интрузивом (Кузнецкий Алатау) // Теория и методология минералогии. - Сыктывкар АН СССР. - 1985. - Т.2 - С. 148.
11. Родыгина В.Г., Гринев О.М. Нефелин-пироксен-пирротиновые и пироксен-пирротиновые породы Кия - Шалтырского массива (Кузнецкий Алатау) // 3 ВМО АН СССР. - 1988. - Вып. 6, ч. 117. - С. 668-674.
12. Сазонов А.М., Романовский А.Э., Гринев О.М. и др. Благороднометалловая минерализация Гулинской интрузии (Сибирская платформа). // Геология и геофизика. - 1994. - №9. - С. 51 - 65.
13. Сазонов А.М., Гринев О.М., Шведов Г.И., Сотников В.Н. Нетрадиционная платиноидная минерализация Средней Сибири. Томск: Изд-во ТПУ, 1997. 148 с.
14. Сазонов А.М., Леонтьев С.И., Гринев О.М., Звягина Е.А., Чекушин В.С., Бетхер М.Я. Геология и золотоплатиноносность нефелиновых пород Западной Сибири. - Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2000. - 248 с.
15. Толстых Н.Д., Кривенко А.П. О составе сульфидов содержащих элементы платиновой группы // Записки Всероссийского минералогического общества. Ч СХIII, №2, 1994. - С. 42 - 49.