

БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЮСТЫДСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ АЛТАЙ)

В Юстыдском рудном узле Юго-Восточного Горного Алтая на *Cu-Bi-Co-W* месторождении Каракуль охарактеризованы высокотемпературные апатит-биотит-кварцевые метасоматиты с *Ni-Co-As* и РЗЭ минерализацией и более поздние апатит-биотит-актинолитовые метасоматиты с *Co-Bi-Te* золотоносной минерализацией. Установлены физико-химические параметры и изотопно-геохимические характеристики *Ni-Co* оруденения. На основании геохимических данных по мафитовым породам и рудам, химических (микрзондовых) анализов минералов, изотопных определений возраста проанализированы возможности связи оруденения с мафитовыми комплексами: догранитным караююкским (D_3) и постгранитным теректинским (T_3). Имеющихся данных недостаточно для уверенной корреляции мафитовых магматических образований с *Ni-Co* оруденением. *Rb-Sr* возраст апатит-биотит-актинолитовых метасоматитов с *Ni-Co* арсенидной минерализацией составляет 303 ± 27 млн лет. Предполагается корреляция *Cu-Ni-Co* арсенидного оруденения в Юстыдском РУ с функционированием Таримского плюма, контролирующего образование *Cu-Ni* сульфидных месторождений в Иртышской зоне смятия.

Ключевые слова: *Юстыдский рудный узел, Cu-Bi-Co-W месторождение Каракуль, Ni-Co руды, метасоматиты, Rb-Sr возраст, Таримский плюм.*

In the Yustid ore knot of South-Eastern Gorny Altai at the Karakul *Cu-Bi-Co-W* deposit are described high-temperature apatite-biotite-quartz metasomatites with *Ni-Co-As* and REE mineralization and later the apatite-biotite-actinolite metasomatites with *Co-Bi-Te* gold-bearing mineralization. The physico-chemical parameters and isotopic-geochemical characteristics of *Ni-Co* mineralization are established. Based on geochemical data of mafic rocks and the ores, the chemical (microprobe) analyses of minerals and isotopic data are analyzed the possibilities of the mineralization connection to the known mafic complexes: pre-granite Karaoyuk (D_3) and post-granite Terekta (T_3). Available data do not give base for the confident correlation of known mafic magmatic formations in the Yustid ore knot to the *Ni-Co* mineralization. The *Rb-Sr* age of apatite-biotite-actinolite metasomatites with *Ni-Co*-arsenide mineralization is 303 ± 27 Ma. It is assumed the correlation of *Cu-Ni-Co*-arsenide mineralization at the Yustid ore knot with the Tarim plume activity, which controls formation of *Cu-Ni* sulphide deposits at the Irtysh shear zone.

Key words: *Yustid ore knot, Karakul Cu-Bi-Co-W deposit, Ni-Co ores, metasomatites, Rb-Sr age, Tarim plume.*

Юстыдский редкометалльно-благороднометалльный рудный узел (РУ) на юго-востоке Горного Алтая приурочен к коленообразному изгибу Юстыдского (Делуно-Юстыдского) прогиба, выполненного верхнеживетско-франскими терригенными отложениями юстыдской серии. Магматические образования представлены догранитным караююкским силлово-дайковым риолит-долеритовым комплексом, юстыдским гранит-лейкогранитовым комплексом и постгранитными дайковыми комплексами: чуйским лампрофировым и теректинским долеритовым. Границы рудного узла контролируются контактовым ореолом (роговиками) гранитов юстыдского комплекса.

Юстыдский РУ локализован в районе, где наблюдалось неоднократное совмещение и наложение разновозрастных этапов оруденения, связанного с различным по кремнекислотности и глубинности формирования магматизмом: грейзеновое и жильное вольфрамное, оловянное, молибденовое, жильное кварц-альбит-шеелитовое, арсенидное медно-кобальтовое, жильное свинцово-цинковое, сульфоарсенидное никель-кобальтовое, серебряно-

сульфосольное и ртутное. Большинство месторождений характеризуется комплексными рудами, в которых промышленное значение обычно имеет несколько компонентов. Промышленно значимыми в Юстыдском РУ являются крупные месторождения *Cu-Bi-Co-W* Каракуль (Россия) и *Sb-Ag* Асгат (Монголия) (рис. 1).

Для *Sb-Ag* оруденения доказывается возрастная и генетическая связь с пермо-триасовым лампрофировым магматизмом [11, 13, 18]. Менее определена связь *Cu-Bi-Co-W* оруденения с магматическими событиями, проявленными в Юстыдском РУ [2, 3, 5, 6, 12].

Нами доизучены метасоматиты и вещественный состав руд месторождения Каракуль. Выявлены не описанные ранее апатит-биотит-кварцевые метасоматиты с *Ni*-сульфоарсенидной и редкоземельной минерализацией и апатит-биотит-актинолитовые метасоматиты с *Co-Bi-Te* золотоносной минерализацией. Установлены физико-химические параметры *Ni-Co* оруденения, получены изотопно-геохимические данные, которые существенно уточняют представления о формировании *Ni-Co* ору-

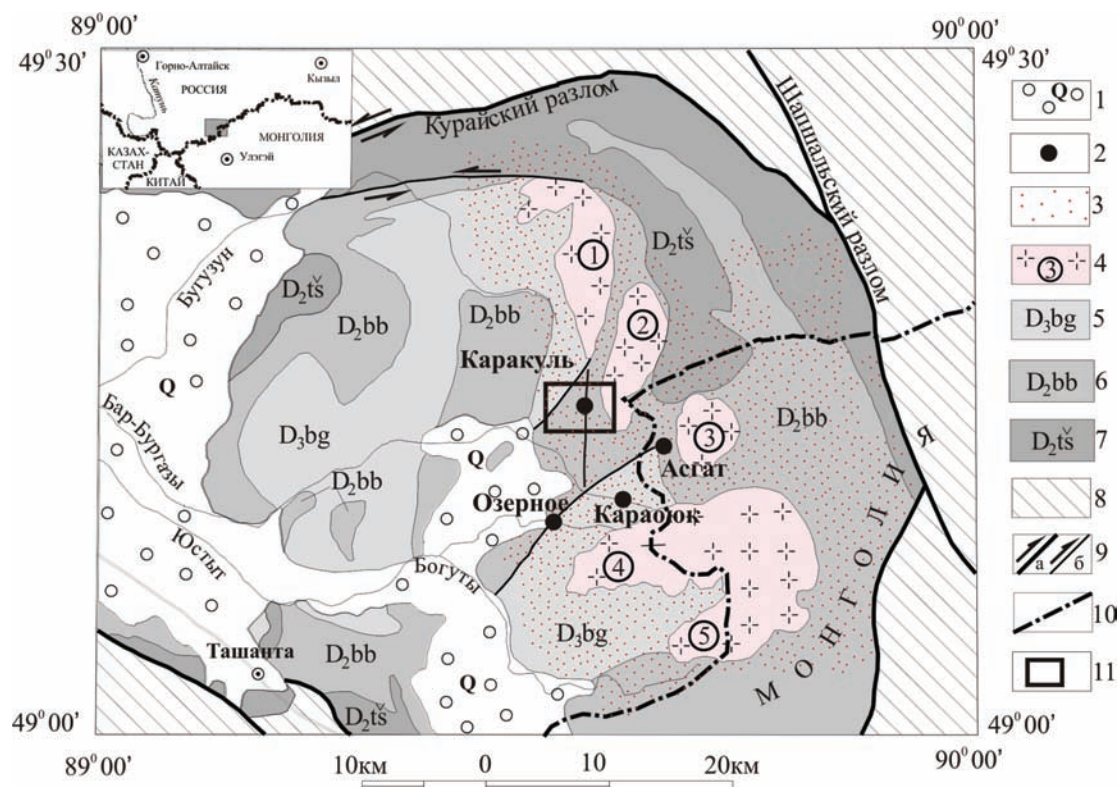


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района Юстыдского рудного узла

1 – четвертичные отложения; 2 – основные месторождения; 3 – контактовые роговики; 4 – граниты юстыдского гранит-лейкогранитного комплекса (цифрами в кружках обозначены массивы: 1 – Тоштуозекский, 2 – Барбургазинский, 3 – Тургеникольский, 4 – Юстыдский, 5 – Богутинский); 5 – богутинская свита; 6 – барбургазинская свита; 7 – ташантинская свита; 8 – додевонская рама Юстыдского прогиба; 9 – разломы, стрелками показано направление сдвига (а – главные, б – второстепенные); 10 – государственная граница России и Монголии; 11 – контур врезки геологической карты рудного поля месторождения Каракуль

денения в Юстыдском РУ, расширяют его перспективы и являются важными для регионального прогнозирования.

Аналитические методы. В лабораториях ВСЕГЕИ выполнены силикатный анализ рентгеноспектральным флуоресцентным методом, определения Co, Ni, Zn, Pb, Li, Sc, Cu – ISP-AES, анализ остальных элементов, в том числе РЗЭ, – методом ISP-MS. Определение состава минералов проводилось в прозрачно-полированных шлифах на приборе CamScan MX2500 с энергодисперсионным микроанализатором LINK Pentafet (Oxford Instr.). При изучении Rb-Sr и Sm-Nd систем концентрации элементов определены методом изотопного разбавления, изотопный состав определялся на девятиколлекторном масс-спектрометре TRITON в статическом режиме. Термобарогеохимия и флюидный режим рудообразования изучались в двусторонне-полированных пластинках методом гомогенизации газовой-жидких включений. Давление рассчитывалось по температурам гомогенизации газовой и солевой фаз в водно-солевых включениях.

Краткие сведения по магматизму района с учетом последних изотопно-геохронометрических данных [7]. Дайки долеритов караююкского комплекса, по геологическим данным, предшествуют широко проявленному гранитоидному магматизму. По возрасту $375,1 \pm 5,4$ млн лет (SHRIMP II) они не отличаются от гранитов юстыдского комплекса – $375,4 \pm 5,5$ млн лет.

Граниты юстыдского комплекса относятся к восстановленному анорогенному (внутриплитовому) типу ортитовых гранитов (ильменитовая серия), к метаглиноземистой и слабоперглиноземистой железистой высококальциевой известково-щелочной серии.

Для даек слюдяных лампрофиров в Юстыдском рудном узле, по данным Ar-Ar возраста [13], выделяются два этапа формирования: ранний с возрастом $243 \pm 3,7$, поздний с возрастaми $236,9 \pm 2,8$ и $234,6 \pm 3,1$ млн лет. Для даек раннего этапа в районе Ag-Sb месторождения Асгат получен U-Pb возраст по цирконам (SHRIMP II) $250,8 \pm 4,5$ млн лет (граница перми и триаса).

Для даек долеритов, прорывающих граниты юстыдского комплекса, конкордантный возраст по цирконам (три точки) U-Pb методом (SHRIMP II) $210,7 \pm 5,4$ млн лет (СКВО = 0,0034, вероятность конкатности = 0,95) [7]. Постгранитные базитовые дайки рассматриваются нами в отрыве от вмещающего Юстыдского гранитного массива в качестве производных самостоятельного позднетриасово-юрского комплекса. По изотопному составу Nd и Sr для долеритов догранитного ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1242$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512851$; $\epsilon_{\text{Nd}}(0) = +4,2$; $\epsilon_{\text{Nd}}(T_{375}) = +7,6$; $\epsilon_{\text{Sr}}(T_{375}) = -3,64$) и постгранитного комплекса ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1256$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512994$; $\epsilon_{\text{Nd}}(0) = +6,9$; $\epsilon_{\text{Nd}}(T_{210}) = +8,9$; $\epsilon_{\text{Sr}}(T_{210}) = +39,82$) определен мантийный источник типа PREMA.

Геологическое строение месторождения Каракуль. Медно-висмут-кобальт-вольфрамовое месторождение Каракуль по запасам относится к категории крупных.

Каракульское рудное поле (рис. 2) расположено в западном экзоконтакте Барбургазинского гранитного массива позднедевонского юстыдского гранит-лейкогранитового комплекса. Месторождение локализуется в тектонической зоне на контакте ороговикованных терригенных образований барбургазинской (D_2) и богутинской (D_3) свит. Интрузивные образования в рудном поле представлены небольшим телом гранитов и дайками основного состава.

Тело гранитов выходит в северо-восточной части месторождения и, по-видимому, является апофизой Барбургазинского гранитного массива. Апофиза размером 500×100 м вытянутой формы ориентирована в меридиональном направлении. Центральная часть апофизы сложена порфиroidными гнейсо-гранитами, состоящими из микроклина, плагиоклаза, кварца и роговой обманки. В эндоконтактовой части увеличивается роль полевых шпатов. Структура пород крупнозернистая, текстура порфиroidная. Контакты тела гранитов с вмещающими породами крутопадающие ($80-85^\circ$), сорваны и относятся к разломам взбросового характера.

По составу амфиболовые граниты апофизы несколько отличаются от материнского Барбурга-

зинского массива, в строении которого [9] выделяются три фации: главная фация представлена преобладающими биотитовыми порфиroidными гранитами; эндоконтактовая фация в виде оторочки шириной 50–700 м лейкократовых гранитов и кварц-плагиоклазовых пород; дайковая и жильная фация в виде аплитов, гранит-порфиroidов, пегматитов. Отличительной особенностью Барбургазинского массива является отсутствие амфиболсодержащих гранитов и широкое развитие в южном эндоконтакте вблизи рудного поля месторождения Каракуль кварц-плагиоклазовых пород. Такие же породы слагают севернее, на продолжении Каракульских рудных зон, южную оконечность Тоштуозекского гранитного массива.

Дайка долеритового порфиroidита караююкского комплекса вскрыта на поверхности канавой в центральной части месторождения и на горизонте штольни южным штреком. Рассечками и скважинами дайка прослежена в западном направлении на 40 м без признаков выклинивания. Мощность дайки широтной ориентировки около 3 м, контакты с вмещающими породами вертикальные.

Петрология базитовых даек рассмотрена ранее [5], поэтому ограничимся краткой петрографической характеристикой материала проб (см. табл. 6).

Долериты караююкского комплекса характеризуются габбро-офитовой структурой с размером зерен в среднем 0,1–0,3 мм и интенсивными вторичными изменениями. Состав: Pl_{55-60} 25% (часто

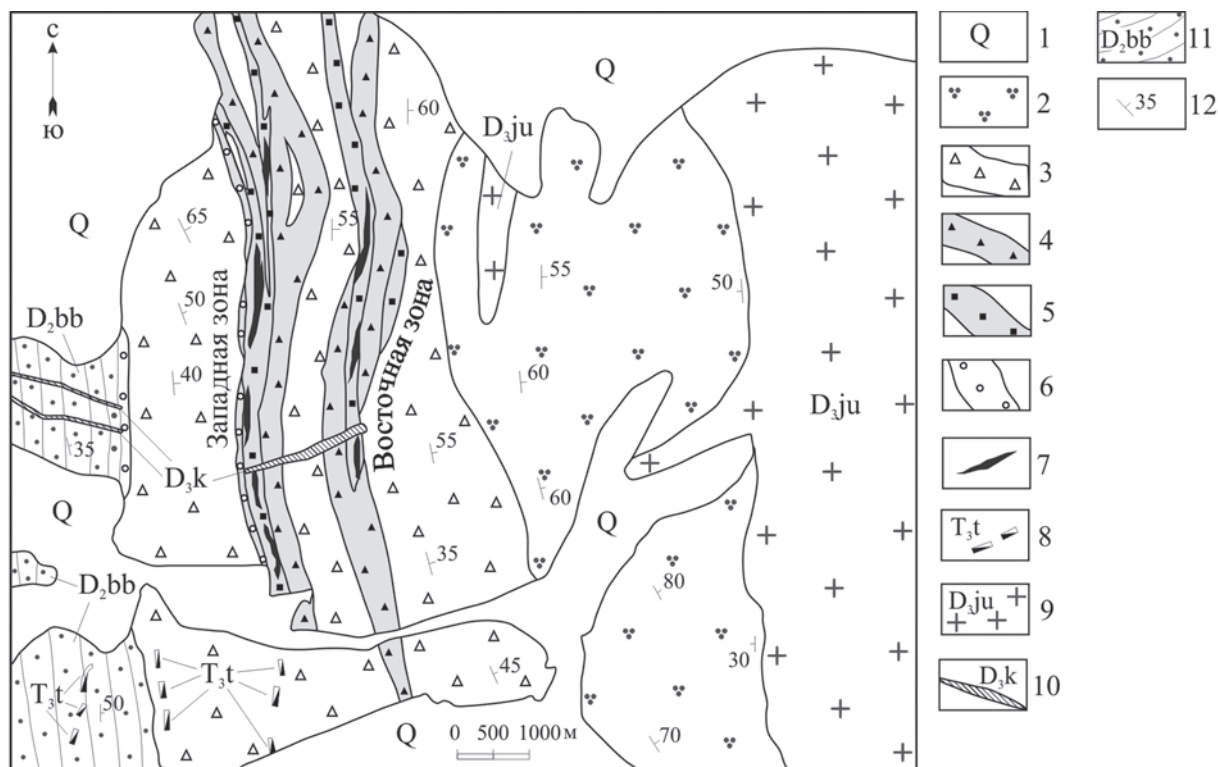


Рис. 2. Схематическая геологическая карта рудного поля месторождения Каракуль

1 – нерасчленённые образования квартера; 2 – породы амфибол-роговиковой фации; 3 – породы мусковит-роговиковой фации; 4 – турмалинизированные породы; 5 – рудовмещающие кварц-турмалиновые метасоматиты; 6 – кварц-апатит-биотитовые метасоматиты с никелевой минерализацией; 7 – рудные тела с кобальтовым и никелевым оруденением; 8 – дайки долеритов теректинского комплекса; 9 – гранитоиды Барбургазинского массива юстыдского комплекса; 10 – дайки долеритов караююкского комплекса; 11 – неизмененные осадочные породы барбургазинской свиты; 12 – элементы залегания пород и падения контактов гранитного массива

Состав пироксенов в микроаббро-долеритах

Компоненты	Номер шлифа				
	673-1			5244	
SiO ₂	54,02	45,7	48,59	51,57	52,82
TiO ₂	0,34	0,5	1,28	1,24	1,05
Al ₂ O ₃	4,83	11,23	8,51	3,17	1,63
FeO	12,46	17,6	15,68	8,82	9,53
MnO	0,32	0,54	0,26	0,14	0,31
MgO	15,18	10,79	12,94	14,58	14,96
CaO	12,5	11,62	11,51	20,3	20,12
Na ₂ O	0,73	1,57	1,23	0	0
K ₂ O	0,18	0,45	0	0	0
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0,16	0,1
Сумма	100,56	100,0	100,0	99,98	100,52

замещается эпидотом или очень мелким агрегатом бледно-зеленой роговой обманки), авгит 10%, бурый, слабо плеохроирует, большая часть его замещена роговой обманкой, эпидотом, хлоритом, биотитом, флогопитом, апатит 1%. Вторичные минералы: бледно-зеленая роговая обманка 20, эпидот 25, бурая роговая обманка 1, актинолит 3, биотит с густой бурой окраской 8, флогопит 3, хлорит 4%.

Микроаббро-долериты даек теректинского комплекса состоят из P1₅₅₋₆₀ в идиоморфных лейстах длиной до 1,5–2 мм, составляющих 40–50% породы. Пространство между лейстами заполнено агрегатом зеленой (25%) и бурой роговой обманки (5–7%), по краям замещающейся сине-зеленым актинолитом (6–7%). Внутри встречаются реликты (не > 5%) ферроавгита и салита (табл. 1, рис. 3). Обе роговые обманки замещаются биотитом (2–4%), иногда он развивается по трещинам и составляет до 15% породы (шлиф 5244).

В пределах рудного поля стратифицированные породы девона претерпели интенсивные окolorудно-метасоматические изменения, которые выразились в турмалинизации, окварцевании, сульфидизации, хлоритизации, образовании карбонатных и железисто-карбонатных прожилков и жил.

Оруденение. Рудоконтролирующими являются разрывные нарушения субмеридионального направления, падающие под углами 40–80° на восток. На месторождении выделяется несколько рудных зон (рис. 2). Наиболее перспективна Западная рудная зона протяженностью свыше 3,5 км. Глубина распространения оруденения до 500 м. В 300 м к востоку находится Восточная зона. Менее изучены Малахитовая, Юго-Западная и Северо-Восточная зоны.

Западная рудная зона представлена серией сближенных субпараллельных зон дробления, интенсивной трещиноватости и гидротермально-метасоматической проработки пород. Мощность зон дробления от первых до 30 м, протяженность до 1500 м. Падение в целом восточное под углами 50–75°.

Восточная зона расположена в 300 м к востоку от Западной. Протяженность её 2,2 км, общая мощность до 120 м. По строению аналогична Западной.

На месторождении выявлено около 30 рудных тел мощностью от 1 до 23 м, протяженностью до 700 м. Рудные тела представлены тектоническими брекчиями терригенных пород, сцементированных хлорит-турмалин-кварцевым агрегатом. Обычно протяженность промышленных пластообразных тел достигает 100–140, по падению – 160 м. Мощность их от десятков сантиметров до 2–2,5 м.

Руды, слагающие пластообразные тела, характеризуются густовкрапленой и брекчиевидной текстурой и тонкозернистой структурой. В составе руд преобладают пирит и пирротин, образующие сплошные массы, иногда с включениями вмещающих пород. Сульфиды железа сопровождаются светло-серым и серым полупрозрачным кварцем в виде вкрапленности и гнёзд. Размеры зёрен от долей до 4–5 мм. Размеры гнёзд кварца до 1,5–2 см, иногда больше. В пирит-пирротиновой массе различаются халькопирит, глаукоdot, кобальтин, арсенопирит, шеелит. Эти минералы присутствуют в виде редких тонких (от долей до



Рис. 3. Классификационная диаграмма для пироксенов. Содержания элементов в ат. %

первых миллиметров) коротких ветвящихся прожилков, мелких гнёзд, вкрапленности. Распределение указанных рудных минералов неравномерное. Иногда встречаются прожилки более позднего пирита, выполняющего трещины в пирит-пирротиновой массе. Этот пирит обладает более совершенными кристаллографическими формами и образует кристаллы размером до 1,5 мм. В шлифах массивные руды обнаруживают петельчатую, зернистую, аллотриоморфнозернистую, иногда зонально-коллоидную структуру.

Главные рудообразующие минералы – пирротин (от первых до 90%), пирит (от первых до 70%), марказит (до 25%), глаукоdot (от долей до 10%), халькопирит (до 15–20%), арсенопирит (до 20%), кобальтин (до 1–2%). Постоянно присутствуют в количествах менее 1% висмутин, самородный висмут, шеелит, халькозин, ковеллин, гётит-гидрогётит. Иногда встречаются сфалерит, вольфрамит, борнит. Полезными компонентами, кроме кобальта, висмута, меди, вольфрама, являются также золото и серебро.

Метасоматиты. Процесс рудообразования на месторождении Каракуль делился на несколько стадий [19]: кварц-турмалиновую, кварц-альбит-шеелитовую, кварц-хлорит-кобальтовую и халькопирит-пирротиную. До последнего времени считалось, что основными метасоматитами на месторождении Каракуль являются турмалиниты. По

нашим данным, до образования обширных турмалинитов сформировался более ранний метасоматический *кварц-биотитовый агрегат*.

В дорудном агрегате к типоморфным кварцу и биотиту добавляются в переменных количествах актинолит, тремолит, альбит, апатит 1-й генерации, хлорит. Местами в этом агрегате отмечаются единичные выделения турмалина и сфена. Общая последовательность кристаллизации минералов по характеру границ и коррозионным взаимоотношениям индивидов: кварц-1 – (биотит, актинолит, тремолит) или хлорит, альбит в ассоциации с апатитом-1 и турмалином-1.

Кварц 1-й генерации наблюдается в виде изометричных зёрен с формированием гетерогранобластовой микроструктуры (размер зёрен от 0,1 до 0,5 мм) или стебельчатых выделений (размеры от 0,02 × 0,2 до 0,05 × 0,6 мм). Как правило, ранний кварц несёт на себе следы дробления и давления, обладает волнистым и блоковым погасанием и содержит обильные газово-жидкие включения размерами в несколько десятков микрон, отчего поверхность зёрен кварца 1-й генерации кажется «запылённой». Кварц-1 корродируется биотитом, актинолитом, тремолитом, апатитом, турмалином. При этом изредка в кварце 1-й генерации наблюдаются удлинённо-призматические выделения турмалина ранней генерации.

Биотит образует чешуйчатые выделения размерами от 0,1 до 2 мм, заметно плеохроирующие от почти бесцветного до светло-зеленоватого цвета. Местами чешуйки биотита образуют анхимоминеральные скопления размерами до 1 см.

Нередко среди биотита отмечаются единичные выделения сфена размером до 0,01 × 0,06 мм и более частые удлинённо-призматические кристаллы апатита размером до 0,1 × 1,5 мм (рис. 4, а и б). Отчётливо видна коррозия апатитом биотита. Иногда содержание апатита в шлифах может достигать 4% по объёму.

На классификационной диаграмме биотит относится к ряду флогопит-аннита с небольшими колебаниями содержания железа (табл. 2, рис. 5). Биотит в этом агрегате хлористый (табл. 2) и показывает различную кислотность среды кристаллизации в зависимости от ассоциации с различными арсенидами никеля. Так, в ассоциации с хлоантитом и герсдорфитом кислотность среды минералообразования была ниже, а следовательно, выше щёлочность (потенциал ионизации биотита составлял 184 усл. ед., что способствовало повышению значения Al^{VI} в октаэдрической позиции биотита до 0,56). В ассоциации никелевых арсенидов с участием аннабергита кислотность среды минералообразования резко повышалась (потенциал ионизации биотита достигал 189,1 усл. ед. с одновременным снижением доли Al^{VI} в октаэдрической позиции слюды до 0,16). Биотиты метасоматитов резко отличаются от биотитов Барбургазинского массива и ближе по составу к биотитам в микрогаббро-долеритах теректинского комплекса (рис. 5, а).

Апатит является существенно фтористым, что обуславливает его повышенную ёмкость в содержании редких земель. Хлористый состав галогенсодержащих минералов часто коррелируется с повышенной платиноносностью сульфидных Cu-Ni месторождений. В этом отношении обращает

на себя внимание повышенная хлористость биотита при его полной стерильности по фтору. В биотитах гранитов юстыдского комплекса содержание фтора 1,2–1,6, хлора 0,1–0,2%.

Тремолит и актинолит, как правило, встречаются в ассоциации с биотитом. Они образуют скопления размерами до 0,5 см, в которых индивидуальные выделения формируют удлинённые призмы и иглы размерами от 0,005 × 0,2 до 0,1 × 0,5 мм. С биотитом оба минерала образуют взаимокоррозионные границы. Актинолит кристаллизовался раньше тремолита. Последний преобладает над актинолитом и нередко формирует мономинеральные скопления призмочек размерами 0,05 × 0,3 мм, «диабазово» расположенных с образованием нематобластовой структуры. Изредка актинолит отмечается в виде спутанно-волокнистых муаровых скоплений с редкими иглами актинолита размерами до 0,05 × 0,7 мм со слабым плеохроизмом в зеленоватых оттенках. Состав амфибола (табл. 3) на классификационной диаграмме строго отвечает полю актинолита, близкого по составу к вторичному актинолиту в микрогаббро-долеритах теректинского комплекса (рис. 5, б). Роговые обманки в долеритах отличаются пониженной кремнекислотностью и на рис. 5, б отстоят значительно правее.

Хлорит имеет слабозеленоватую окраску, образует гнёзда и изредка отдельные зёрна, характеризуется округлыми выделениями (размерами до 0,7 мм) с радиально-лучистым и секториальным погасанием.

Плагиоклаз встречается не повсеместно и образует таблитчатые выделения (размерами от 0,1 до 0,3 мм в поперечнике), нередко с полисинтетическим двойникованием и диагностируется альбитом № 8–9. Местами он слабо пелитизирован.

Турмалиниты представляют собой кварц-турмалиновые, турмалин-кварцевые и существенно турмалиновые разности, образующие линзопластообразные тела мощностью от первых до 200 м в виде полос до 3 км по простиранию и сотни метров по падению. Установлен преимущественно послонный (близмеридиональный) характер залегания турмалинитов. Иногда отмечается остросекущее (к слоистости) положение небольших линз турмалинитов в мощных пачках песчаников и в единичных случаях субширотное. Чаще всего турмалинизации подвергаются горизонты и пачки песчаников. При выклинивании турмалинитов на их продолжении зачастую фиксируются зоны трещиноватости.

Турмалиновые метасоматиты представляют собой массивные, реже полосчатые породы с гранобластовой, микрогранобластовой структурами, состоящие из (%): кварца (30–60), турмалина (40–80), пирита (0,5–1), шеелита (до 0,5), единичных зёрен циркона, апатита, биотита, эпидота, хлорита, сфена, анатаза. По составу турмалин относится к магнезиально-железистой разности (шерл-дравитового ряда). В отдельных шлифах совместно с турмалином и кварцем отмечается цеолит (до 35%) в виде неправильных зёрен (0,1–0,4 мм).

Вещественный состав руд. На месторождении выделяется пять типов руд: кварц-apatит-хлоантит-герсдорфит-аннабергитовый, кварц-альбит-шеелитовый, кварц-хлорит-кобальтиновый, кварц-халь-

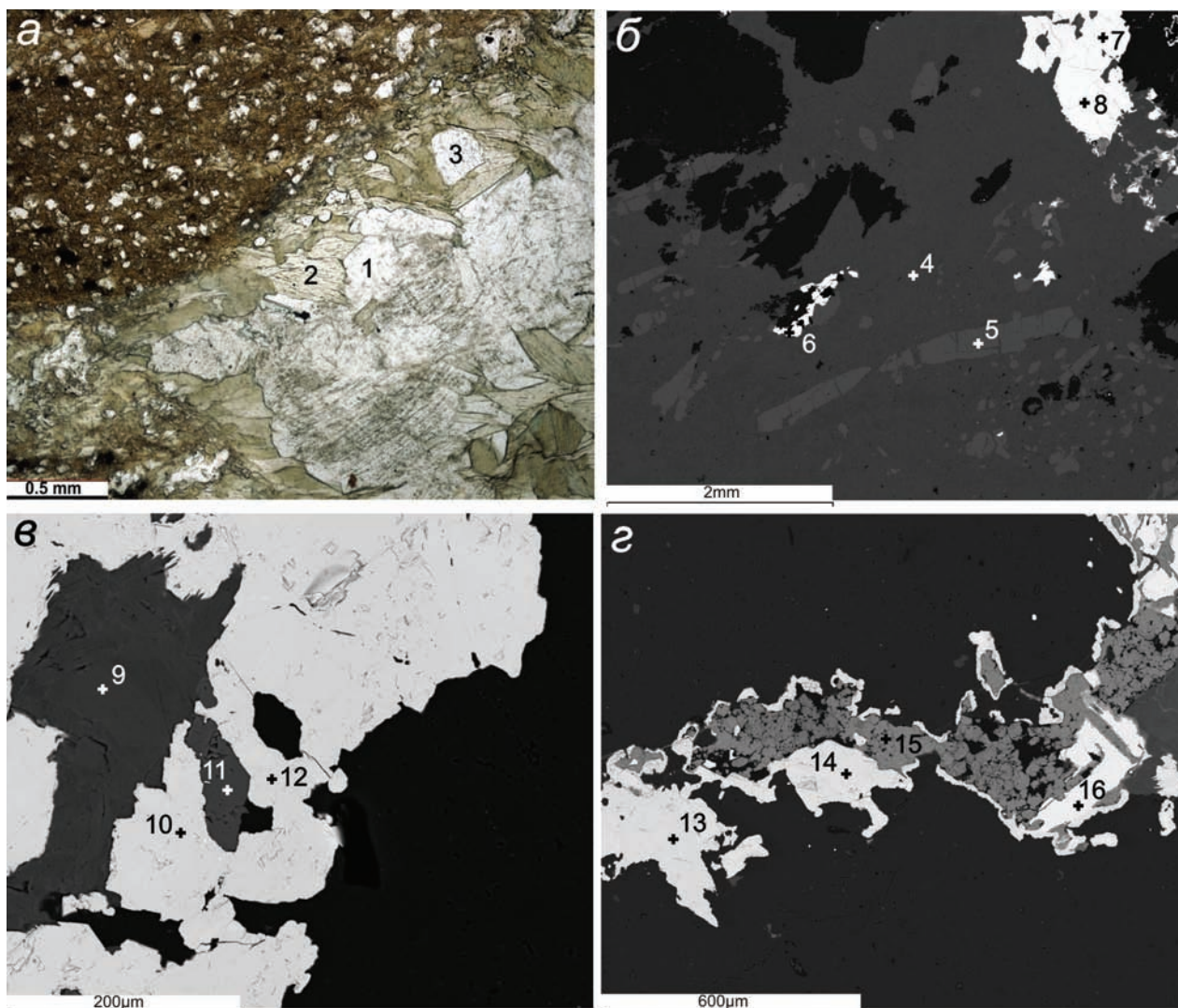


Рис. 4. Апатит-кварц-биотитовый метасоматит с As-Co-Ni минерализацией (шлиф 667-4)

a – фото шлифа при || николях: 1 – кварц, 2 – биотит, 3 – апатит; *б-г* – фото в отраженном свете. Цифры около крестиков соответствуют номерам микрозондовых анализов минералов в табл. 2 и 3; *б* – серый матрикс – биотит (4), черные крупные включения – кварц, светло-серые удлиненно-призматические кристаллы – апатит (5), белые включения (6 и 7) – хлоантит, 8 – герсдорфит; *в* – включения биотита (9) и апатита (11) в герсдорфите (10 и 12); *г* – хлоантит (16) – герсдорфитовый (13 и 14) прожилок в центральной части с аннабергитом (15)

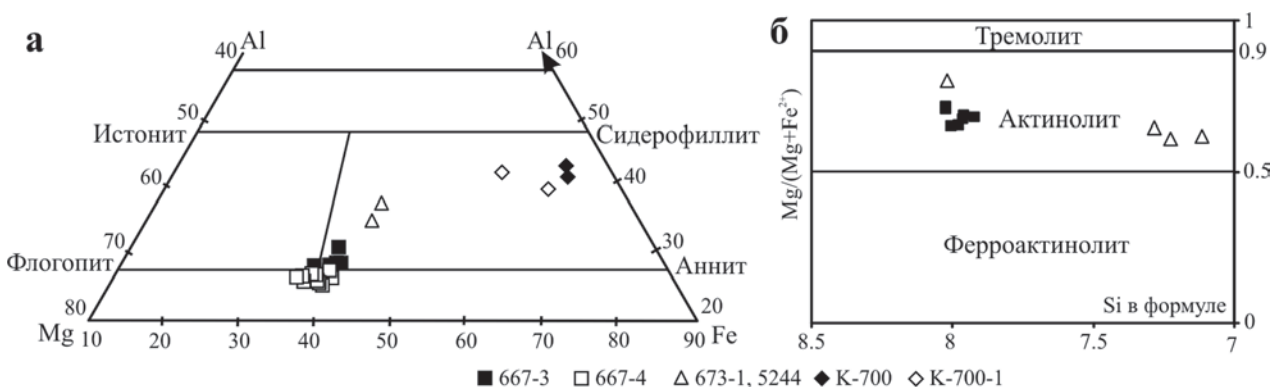


Рис. 5. Классификационные диаграммы для слюд (*a*) и амфиболов (*б*)

667-3 – апатит-биотит-актинолитовый метасоматит с Co-Vi минерализацией, 667-4 – апатит-кварц-биотитовый метасоматит с арсенидной Co-Ni минерализацией; 673-1 и 5244 – микрогаббро-долериты даек теректинского комплекса; К-700 – биотитовые граниты и К-700-1 – кварц-плагиоклазовые породы Барбургазинского массива

Таблица 2

Химический состав биотита и апатита

Компо- ненты	К-700		К-700-1		673-1	5244	667-4			
	1	2	1	2	8	4	4	9	5	11
	Биотит (bt)							Апатит (ap)		
SiO ₂	32,3	33,73	32,68	33,32	36,04	38,35	42,25	39,87	0	0
TiO ₂	2,08	2,92	2,26	7,66	1,69	1,52	0,3	0,27	0	0
Al ₂ O ₃	16,85	17,23	15,77	15,3	15,53	16,47	12,11	11,85	0	0
FeO	30,47	29,27	29,15	22,5	19,44	19,16	16,48	17,53	0	0
MnO	0,49	0,32	0,36	2,29	0,16	0,27	0	0	0	0
MgO	2,04	1,84	3,17	4,33	12,87	11,89	16,75	14,93	0	0
CaO	0,13	0	0,07	5,58	0	0	0	0	55,51	52,79
Na ₂ O	0,09	0,23	0,29	0,38	0	0	0	0	0	0
K ₂ O	8,48	9,92	8,99	4,29	7,84	10,80	9,95	9,39	0	0
P ₂ O ₅	0	0	0	0,03	0	0	0	0	42,6	42,66
F	0	0	0	0	0	0	0	0	2,64	3,36
Cl	0	0	0	0	0	0	1,1	1,49	0	0
Сумма	92,93	95,46	92,74	95,68	93,57	98,46	98,94	95,33	100,75	98,81

Таблица 3

Химический состав амфиболов

Компо- ненты	673-1			5244	667-3						
	2	3	5	3	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	49,74	48,72	57,01	47,51	56,84	56,48	56,2	56,88	56,83	57,49	57,41
TiO ₂	0,31	0,56	0	0,53	0	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	7,57	7,81	0,74	7,31	1,54	1,81	1,73	1,82	1,33	0,96	0,9
FeO	13,82	13,78	9,07	12,09	13,7	14,03	13,29	13,98	13,16	12,46	12,44
MnO	0,26	0,23	0,19	0,17	0,32	0,16	0,28	0,31	0,28		0,21
MgO	12,47	12,67	18,16	11,9	15,81	14,9	15,85	14,57	16,16	16,78	17,5
CaO	12,15	12,31	12,49	11,57	11,63	11,75	11,91	11,84	12,01	11,88	10,76
Na ₂ O	1,05	0,99	0	0,77	0	0	0	0	0	0	0
K ₂ O	0,36	0,21	0	0,28	0	0	0	0,17	0	0	0
Сумма	97,73	97,28	97,66	92,18	99,84	99,13	99,26	99,57	99,77	99,57	99,22

Примечания к табл. 2 и 3. Шлифы: К-700 – биотитовые граниты и К-700-1 – кварц-плагиоклазовые породы Барбургазинского массива; 673-1 и 5244 – микрогаббро-долериты даек теректинского комплекса; 667-4 – апатит-кварц-биотитовый метасоматит с арсенидной Co-Ni минерализацией. Жирный шрифт – номера точек. Номера точек в шлифе 667-4 соответствуют показанным на рис. 4.

копирит-пирротинный, серебро-сурьмяный сульфосольный.

К наиболее раннему рудному этапу следует относить образование *кварц-apatит-хлоантит-герсдорфит-аннабергитового агрегата* в ассоциации с турмалином 2-й генерации, биотитом, апатитом 2-й генерации. Иногда в этом агрегате присутствуют калиевый полевой шпат, биотит и монацит. Агрегат наблюдается в виде прожилков, секущих минералы дорудных метасоматитов кварц-биотитового состава. Последовательность минералообразования (рис. 4) в нём: (apatит-2, турмалин-2) – кварц-2 – сульфиды (хлоантит, герсдорфит, аннабергит, пирит-1).

Наиболее ранний из них апатит-2 образует, в отличие от ранней генерации, зёрна с изометрич-

ными сечениями размерами от 0,1 до 0,3 мм, которые корродируются и пересекаются в виде тонких прожилков пиритом (сливным тонкокристаллическим «шариковой» микроструктурой, без отдельных кристаллов). Чаще всего апатит наблюдается на контакте прожилков сульфидов описываемого агрегата с дорудным или на их продолжении среди минералов дорудного агрегата.

Турмалин 2-й генерации наблюдается в виде изометричных зёрен размером 0,05–0,1 мм. Как и апатит, он отмечается на продолжении выклинивающихся прожилков сульфидов.

Кварц 2-й генерации наблюдается внутри прожилков сульфидов. Он кристаллизовался в виде мелких выделений размером 0,02–0,08 мм. В отличие от кварца 1-й генерации описываемый кварц

выглядит более «свежим» и прозрачным и характеризуется гораздо меньшим количеством газовой-жидких включений и нормальным погасанием.

Монацит отмечается в единичных зёрнах на контакте кварца 2-й и пирита 1-й генерации. Размеры выделений монацита до 0,01 мм.

Биотит встречается редко и локализуется среди пирита 1-й генерации в виде отдельных чешуек размером до 0,2 мм. Плеохроирует от светло-жёлтого до бурого.

В сложных зональных прожилках арсенидов никеля выделяется чёткая последовательность кристаллизации от хлоантита к герсдорфиту и аннабергиту (рис. 4, з). При этом хлоантит образует гипидиоморфные выделения размерами от 0,2 до 1,2 мм, нередко замещаемые сульфоарсенидами никеля. Герсдорфит корродирует кристаллы хлоантита и формирует аллотриоморфнозернистые агрегаты зёрен размерами 0,1–0,9 мм.

Аннабергит локализуется в центре таких зональных прожилков и кристаллизуется в виде аллотриоморфных зёрен размерами от 0,3 до 1,3 мм. Химический состав арсенидов никеля представлен в табл. 4.

Калиевый полевой шпат отмечается в некоторых линзочках зонального строения, где от периферии к центру наблюдается смена минералов и коррозия более ранних минералов последующими: биотит 2-й генерации – кварц-2 – КПШ-пирит-1. Местами в калиевом полевоом шпате отмечается «размытая» микроклиновья решётка.

Пиритовый агрегат характеризуется мелкими выделениями в тонком срастании с кварцем. При этом травление этого раннего пирита позволило выявить его «шариковую» микроструктуру с размерами округлых выделений менее 0,1 мм.

Пирротин образует зёрна размером до 0,25 мм, имеет скелетную структуру зёрен, чёткую анизотропию. Нередко пирротин образует гетерогранобластовый агрегат мелких выделений неправильной формы размерами 0,02–0,05 мм. В крупных выделениях пирротина отмечаются мелкие зёрна пентландита (0,01–0,02 мм), виоларита, линнеита. Фазовым анализом установлено, что в пирротине присутствует 87% гексагональной и 13% моноклинной фазы.

Марказит развивается по пирротину, образует округлые выделения размером от 0,006 до 0,3 мм.

Тесно ассоциирует с халькопиритом, пиритом, имеет микропластинчатую структуру.

Кварц-альбит-шеелитовый тип руд является основной вольфрамовой минерализацией, связанной микропрожилками, секущими турмалиниты. Шеллит образует зёрна размером 0,05–0,4, редко до 1 мм, тесно ассоциирует с кварцем. Он образует тонкую вкрапленность, реже нитевидные прожилки.

Следующий по времени кристаллизации является кварц-халькопирит-глаукоdot-кобальтиновый агрегат, образующий прожилки и гнёзда в раннем пирите и пирротине.

Кварц 3-й генерации прозрачен, почти лишён газовой-жидких включений и обнаруживается редко в краевых частях халькопирита, кобальтина и глаукоdotа. Он обладает нормальным погасанием.

Халькопирит образует зёрна неправильной формы размером 0,002–0,5 мм; содержит включения висмутита, самородного висмута, глаукоdotа, редко пирротина. Рентгеноструктурным анализом установлено, что медный колчедан этой генерации представлен смесью двух модификаций: тетрагональной – 85, и неупорядоченной кубической – 15%.

Глаукоdot формирует идиоморфные, реже ксеноморфные зёрна размером 0,02–0,9 мм. В метакристаллах глаукоdotа встречаются включения халькопирита и хорошо огранённые кристаллы кобальтина. Иногда в зёрнах глаукоdotа отмечаются чешуйчатые включения самородного висмута.

Кобальтин образует идиоморфные кристаллы размерами 0,002–0,05 мм; тесно срастается с глаукоdotом. Нередко образует вкрапленность в нерудной массе.

Висмутин и самородный висмут иногда образуют зёрна размерами 0,03–0,1 мм. Зёрна неправильной и округлой формы слагают аллотриоморфные, ксеноморфные агрегаты. Оба минерала часто ассоциируют с халькопиритом. В актинолитовом агрегате в пирит-пирротинном матрикс в виде пятен присутствует халькопирит с мелкими выделениями кобальтина и галеновисмутита (рис. 6, з, табл. 5). В более позднем апатит-биотитовом агрегате в пирит-пирротинном матрикс присутствуют более крупные выделения кобальтина (рис. 6, б и е), которые содержат в виде структур распада твердых растворов выделения тетрадимита и самородного

Таблица 4

Химический состав арсенидов никеля месторождения Каракуль

Компоненты	6	7	16	8	10	12	13	14	15
	Хлоантит (chl)			Герсдорфит (ge)					
O	0	0	0	0	0	0	0	0	38,95
S	0	0	0	17,22	15,35	18,03	17,24	17,7	0
Fe	0,16	0	0	5,83	6,47	0,79	4,36	0	0
Co	0	0	0	0,63	1,33	0	0,4	0	0
Ni	45,77	44,84	43,94	27,51	25,46	33,85	28,93	34,33	26,82
As	51,72	53,12	51,08	50,08	48,33	39,75	46,85	41,89	22,42
Sb	1,45	1,58	1,83	0	0	3,98	0,64	4,17	0,59
Сумма	99,1	99,54	96,85	101,27	96,94	96,4	98,42	98,09	88,78

Жирный шрифт – номера точек, соответствующие показанным на рис. 4.

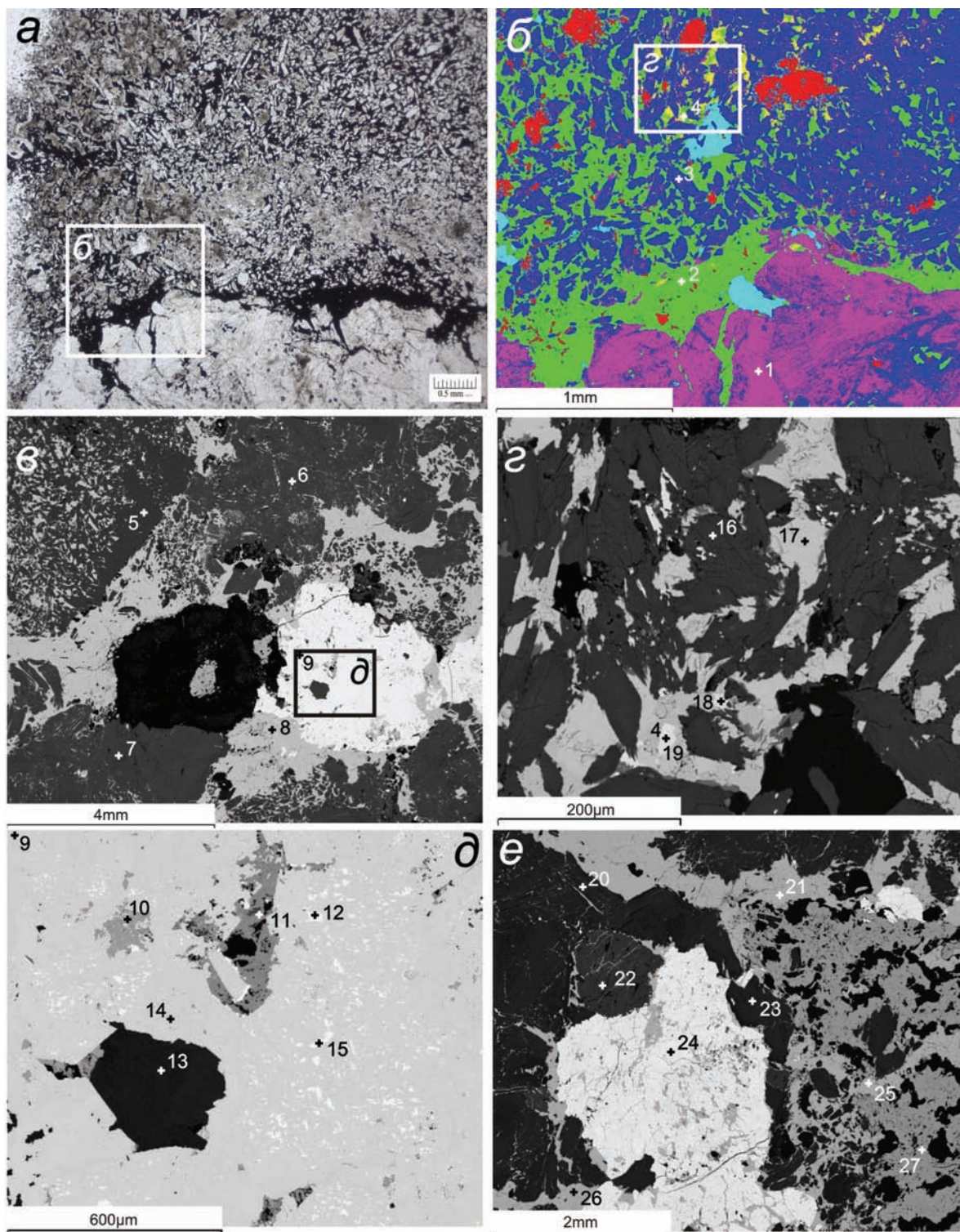


Рис. 6. Апатит-биотит-актинолитовый метасоматит с Со-Vi минерализацией (шлиф 667-3)

a – фото шлифа при || николях. В нижней части преобладает однородный крупночешуйчатый биотитовый агрегат. Он отделен сульфидным (черным) прожилком от расположенного выше сульфидно-актинолитового агрегата с сидеронитовой и нематобластовой структурой; белый прямоугольник – контур изображения *б*; *б* – малиновый – биотит, голубой – апатит, синий – актинолит, зеленый – пирротин и пирит, желтый – халькопирит, красный – сквозные отверстия в шлифе (1 – биотит, 2 – пирротин, 3 – актинолит, 4 – висмутин), белый прямоугольник – контур изображения *з*; *з* – 16 – актинолит, 17 – халькопирит, 18 – галено-висмутин, 4 и 19 – кобальтин; *в* – 5–7 – биотит, 8 – пирротин, 9 – кобальтин, черный прямоугольник – контур изображения *д*; *д* – в крупном выделении кобальтина (9 и 14) включения: 13 – биотит, 10 – пирротин, 11 – пирит. Структуры распада твердых растворов в кобальтине с выделениями: 12 – тетрадимита и 15 – самородного висмута; *е* – 20 и 23 – биотит, 22 – апатит, 24 – выделение кобальтина с оторочкой и включениями пирротина – 26. Мелкозернистый агрегат правой половины *е* сложен преобладающим пирротинном 21 и 25 и пиритом 27 с черными включениями биотита. Цифры на рисунке соответствуют номерам точек с микрозондовыми анализами минералов в табл. 5

Результаты микрозондового анализа минералов в шлифе 667-3

Компо- ненты	1	5	6	7	13	20	23	3	16	22
	bt	bt	bt	bt	bt	bt	bt	ac	ac	ap
SiO ₂	41,7	57,41	41,2	42,49	43,11	41,93	43,43	56,48	56,88	0
Al ₂ O ₃	11,41	0,9	11,17	10,92	11,55	11,29	11,23	1,81	1,82	0
FeO	17,33	12,44	16,41	16,18	16,32	17,85	15,49	14,03	13,98	0
MnO	0	0,21	0	0,16	0	0	0	0,16	0,31	0
MgO	15,51	17,5	16,54	17,38	17,69	16,09	17,59	14,9	14,57	0
CaO	0	10,76	0	0	0	0	0	11,75	11,84	53,05
K ₂ O	9,34	0	9,07	9,27	9,32	8,86	8,94	0	0,17	0
P ₂ O ₅	0	0	0	0	0	0	0	0	0	43,99
F	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2,53
Cl	1,7	0	1,49	1,31	0	1,23	1,17	0	0	0,15
Сумма	96,99	99,21	95,88	97,71	97,99	97,25	97,85	99,13	99,57	99,72

Окончание табл. 5

Компо- ненты	11	26	2	8	25	17	4	19	9	14	24	12	15	18
	py	py	po	po	po	cpt	bst	bst	cbt	cbt	cbt	tet	Bi	gn
S	65,7 3	51,42	51,85	51,63	51,11	45,12	22,82	24,42	25,83	25,68	25,35	9,05	0	19,39
Fe	34,0 2	47,43	47,56	47,14	47,51	24,51	0,71	0,58	23,17	24,13	18,2	0,3	0,37	0,85
Co	0	0	0	0	0	0	0	0	7,67	6,69	10,41	0	0	0
Ni	0,36	0,35	0,31	0,32	0,32	0	0	0	1,1	0,48	3,53	0	0	0
As	0	0	0	0	0	0	0	0	40,26	40,54	41,54	0	0	0
Sb	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,65	0	0	0
Te	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	8,41	0	0
Pb	0	0	0	0	0	0	19,3	10,52	0	0	0	0	0	44,99
Bi	0	0	0	0	0	0	56,33	63,18	0	0	0	75,8	97,73	33,68
Cu	0	0	0	0	0	29,51	0,6	0,74	0	0	0	0	0	0,48
Сумма	100, 1	99,2	99,72	99,09	98,94	99,14	99,76	99,44	98,03	97,52	99,68	93,56	98,1	99,39

bt – биотит, ap – апатит, ac – актинолит, py – пирит, po – пирротин, cpt – халькопирит, bst – висмутин, cbt – кобальтин, tet – тетрадимит, Bi – висмут самородный, gn – галенит. Жирный шрифт – номера точек, соответствующие показанным на рис. 6.

висмута. Содержание золота в пробе 667-3 составляет 1,86 г/т.

Кварц-халькопирит-пирротинный тип руд отвечает позднему этапу и представлен линзовидными и пластообразными телами, залегающими согласно с вмещающими терригенными породами. Пластообразные тела имеют мощность 0,8–10 м и протяжённость в сотни метров по простиранию. Основные минералы – пирротин (50–90%), пирит (12–15%), халькопирит (20–25%), а также арсенопирит, лёллингит и аксессуарные: галенит, сфалерит, висмутин. Главные компоненты руд: медь (0,3–0,5%), кобальт (0,02–0,1%), золото, в качестве рассеянных элементов в количествах 0,01–0,001% выступают свинец, цинк и висмут. Кобальт в качестве примеси входит в состав арсенопирита и лёллингита. Концентрации золота колеблются от 0,2 до 0,8, однако могут дости-

гать и 3–5 г/т в верхней части арсенопиритовых руд. Содержание золота в монофракции арсенопирита (по данным атомной абсорбции) составляет 440–480 г/т [19].

Заключительный этап на месторождении представлен кварц-карбонатными прожилками *серебросурьмяной минерализации* со сфалеритом, галенитом и сульфосолями меди, висмута, свинца, серебра.

Термобарогеохимия и флюидный режим рудообразования. Исследованы два образца с никель-арсенидной минерализацией. Установлено изменение состава флюида от высокоплотных флюидно-силикатных рассолов на ранней стадии до высококонцентрированных газово-жидких водно-солевых растворов и до водно-солевых растворов слабой концентрации на завершающей стадии. Наблюдается изменение кислотно-щелочных свойств флюида: кислотная (безрудная) стадия сменялась щелочной

Химический состав даек долеритов и некоторых руд Юстыдского рудного узла (основные компоненты)

Ком- понен- ты	Номера проб											
	673-1	5244	5245	10143	5152	5166	10073	667	667-1	667-2	667-3	667-4
SiO ₂	48,3	47,6	46,69	45,75	48,3	46,92	46,17	41,6	37,3	51,8	20,2	47,1
TiO ₂	1,65	1,70	1,46	1,33	2,47	1,86	2,36	0,23	0,20	1,0	0,12	0,22
Al ₂ O ₃	16,40	15,10	14,88	14,9	16,1	17,23	15,48	5,71	6,85	9,6	1,8	9,5
Fe ₂ O _{3,t}	10,44	10,97	12,38	11,92	11,3	13,13	13,44	34,4	37,9	22,4	53,1	15,9
MnO	0,2	0,17	0,17	0,16	0,24	0,48	0,28	0,10	0,10	0,08	0,10	0,07
MgO	8,22	9,47	10,03	8,86	5,94	6,67	6,99	6,27	6,49	7,02	7,17	9,31
CaO	10,6	10,6	10,29	10,63	7,74	5,87	7,79	2,17	1,98	0,6	4,09	5,8
Na ₂ O	2,01	1,62	2,81	5,11	3,39	2,95	3,76	0,11	< 0,05	< 0,05	0,14	0,39
K ₂ O	0,86	1,54	1,16	0,83	2,95	2,9	1,65	3,71	3,58	5,61	1,53	5,15
P ₂ O ₅	0,18	0,14	0,11	0,14	0,62	0,47	0,57	0,66	0,36	0,18	1,04	4,38
п.п.п.	1,23	1,08	1,66	1,94	0,88	2,87	2,58	4,95	5,18	1,52	10,2	1,89
Сумма	100,09	99,99	101,64	101,57	99,93	101,35	101,07	99,91	99,94	99,81	99,49	99,71
Cu	57,7	66,4	–	–	56,9	–	–	1550	1 000	2020	1190	50
Co	49,8	46,8	–	46	51	–	31	303	600	170	2100	1 000
Ni	198	105	257	129	68	80	96	928	1500	164	2380	3 000
Pb	13,3	24,5	5,1	10,6	1,41	13,3	67	151	300	20,2	347	12
Bi	–	0,17	–	–	< 5	–	–	< 5	2	162	3400	30
Sb	< 2	1,33	–	–	15,4	–	–	15	–	19,8	57,3	1 000
As	–	1,87	–	–	15,6	–	–	55,6	1 000	78,3	313	10 000
B	–	–	–	–	< 1	–	–	8,61	–	< 1	12,6	–
Ag	–	< 0,1	–	–	< 0,1	–	–	< 0,1	0,8	< 0,1	< 0,1	1,5
V	268	253	251	152	171	189	153	41,6	40	60,1	14,2	30
Cr	119	366	431	363	198	260	274	26,2	15	66,7	10,5	20
Zn	84,3	79,1	–	–	153	–	–	90,2	80	69,6	98,6	50
Mo	< 0,5	< 1	–	–	2,32	–	–	105	15	6,79	0,99	10
W	0,32	0,6	–	–	0,84	–	–	0,8	–	1,09	1,05	–
Ba	576	122	88	80	332	739	430	181	300	248	23,7	300
Rb	76,9	151	199	68	72	93	78	285	–	457	122	–
Y	21,4	29,8	26	30	24,6	19,1	28	37,8	35,4	55,4	62,3	62,7
La	7,21	4,85	4,3	7,9	32,3	23,0	41	152	160	249	24	42,8
Ce	17,9	12,9	11,8	17,3	62,6	44,0	87	317	331	480	39,3	91,7
Pr	2,57	2,16	2,2	2,8	7,02	5,7	7,8	34	36,7	50,4	3,77	11,2
Nd	11,6	10,7	10,7	14	27,6	22	33	114	125	165	14	41
Sm	3,26	3,49	3,2	3,7	5,53	4,3	6,4	19,1	19,7	27,1	4,17	8,88
Eu	1,19	1,37	1,15	1,19	1,84	1,62	1,91	1,78	1,84	2,6	0,42	0,89
Gd	3,67	4,41	4,6	4,8	5,41	4,4	6,6	14,5	15,3	20,3	5,66	10,8
Tb	0,62	0,7	0,83	0,74	0,82	0,63	0,92	1,85	1,87	2,62	1,07	1,69
Dy	3,76	5,21	–	5,1	4,74	–	5,2	8,19	8,18	11,6	8,16	9,95
Ho	0,84	1,16	–	1,06	0,94	–	1	1,4	1,27	2	2	2,07
Er	2,23	2,8	3,1	2,7	2,43	1,84	2,7	2,98	2,94	4,93	5,63	5,39
Tm	0,3	0,47	–	0,46	0,33	–	0,39	0,37	0,4	0,73	0,79	0,61
Yb	2,03	3,03	2,8	2,8	2,14	1,46	2,5	2,32	2,37	5,08	4,98	3,66
Lu	0,3	0,44	–	0,43	0,35	–	0,38	0,45	0,38	0,93	0,67	0,49
ΣTR	57,48	53,69	44,68	64,98	154,05	108,95	196,8	669,9	706,95	1022,3	114,6	231,13

673-1, 5244, 5245, 10143 – долериты даек теректинского комплекса (Т₃); 5152, 5166, 10073 – долериты даек караюкского комплекса (D₃); 667, 667-1, 667-2, 667-3, 667-4, 667-5, 667-7 – метасоматиты с сульфидными рудами Караюкского месторождения; 667-1 – сульфидные руды проявления Караюк; 668, 668-1, 671 – сидеритовые сульфосольные руды Озерного месторождения. Результаты анализов проб 5244, 5245, 10143, 5166, 10073 заимствованы из работы [6].

Таблица 6

в мас. %, элементы в г/т)

	667-5	667-7	672-1	668	668-1	671
	61,7	43,4	32,9	40,3	—	28,4
	0,52	0,57	0,04	0,39	—	0,13
	12,8	7,89	1,02	6,73	—	3,07
	12,9	29,2	49,2	30,4	—	40,4
	0,16	0,076	0,02	1,17	—	1,72
	1,92	1,76	2,6	1,51	—	2,29
	0,42	0,34	0,25	0,27	—	0,55
	0,08	0,22	0,37	0,12	—	1,09
	5,37	4,58	0,13	2,12	—	0,78
	0,19	0,13	< 0,05	< 0,05	—	0,05
	3,59	11,5	12,4	16,9	—	20,1
	99,65	99,67	98,93	99,91	—	98,58
	1710	263	10 000	12,9	10,7	10 000
	1 000	1030	1 000	8,92	8,41	—
	50	257	30	12,2	12,7	8
	14,1	31,9	20	13,8	16,8	10 000
	1 000	145	60	< 5	1,75	300
	26,5	43,4	—	23,8	3,16	10 000
	200	278	10 000	11,3	454	100
	—	25,5	—	< 1	—	—
	5	< 0,1	100	< 0,1	< 0,1	100
	60,9	41,5	< 50	31,9	36,8	15
	48,5	56,1	—	47,6	46,9	—
	80,9	61,3	20	47,2	51,6	15
	3	3,65	—	0,73	< 1	1,5
	36,4	12	—	1,28	0,8	—
	1580	1400	300	233	289	300
	144	151	—	83,6	88,9	—
	73,4	39,3	1,37	11,5	12,6	5,03
	8,54	71,1	2,45	9,05	9,79	22,1
	20,7	140	4,69	18,3	19,7	39,3
	2,85	14,6	0,59	1,97	2,16	4,46
	11,6	48,4	2,25	7,18	8,24	16,1
	2,46	9,54	0,48	1,43	1,57	2,76
	0,71	1,76	0,06	0,41	0,47	0,51
	4,59	8,86	0,48	1,75	1,88	2,1
	1,19	1,39	0,06	0,3	0,3	0,22
	9,79	8,03	0,28	1,98	2,13	0,87
	2,47	1,7	0,06	0,44	0,45	0,19
	7,84	4,39	0,14	1,22	1,27	0,48
	1,21	0,64	0,02	0,19	0,24	0,1
	7,72	3,89	0,13	1,44	1,52	0,63
	1,11	0,58	0,02	0,23	0,21	0,1
	82,78	314,9	11,71	45,89	49,93	89,92

(рудообразующей), а затем кислотной (безрудной) и снова щелочной (рудообразующей). Рудообразование происходило при снижении давления и температуры, причем особенностью изученных метасоматитов являются исключительно высокие температуры как на начальной (более 510 °С), так и конечной (около 300 °С) стадиях их формирования. Отсутствие газовой фазы в флюидных высокотемпературных включениях на начальной стадии и ее появление только на завершающей стадии также позволяют предположить высокое P флюида при формировании метасоматитов. Рудообразование происходило при пульсационной смене условий сжатия условиями растяжения и увеличения пористости пород. Основными причинами рудообразования (формирования рудных метасоматических тел) служили изменения кислотно-щелочных свойств флюидной проработки, что создавало повышенную пористость в породах на фоне снижающихся температур и давления.

Геохимия и изотопия. Обращают на себя внимание почти в три раза более высокие содержания Ni в долеритах постгранитного комплекса (табл. 6) по сравнению с догранитным караюкским, а по кобальту различий не наблюдается.

На рис. 7 отчетливо проявлена резкая обогащенность долеритов обоих комплексов крупноионными (LIL) элементами: Cs, Rb, K, Ba, отчасти Pb. Характерны повышенные содержания U и пониженные Th. В постгранитном теректинском комплексе проявлена отрицательная аномалия Ta-Nb, отсутствующая в караюкском комплексе. Долериты теректинского комплекса, обогащенные биотитом (пробы 5244 и 5245), отличаются повышенным содержанием K₂O (1,16–1,54%) и особенно Rb (151–199 г/т). При этом в долеритах караюкского комплекса даже при вдвое более высоком содержании K₂O (2,9–2,95%), содержание Rb не превышает 72–93 г/т.

Никель-арсенидные руды характеризуются аномально высокими концентрациями P3Э и особенно лёгких P3Э, а также меди и молибдена. В распределении P3Э (рис. 8) выявляются два типа: с вогнутой структурой тяжёлых P3Э в Ni-Co-арсенидных рудах раннего этапа минерализации и с выпуклой структурой тяжёлых P3Э при наложении Bi-Pb-Te минерализации позднего этапа. Караюкские Cu-Co руды содержат на два-три порядка меньше P3Э, чем каракульские руды.

По соотношению HFS-элементов [7] базиты караюкского комплекса классифицируются как производные плюмового источника OIB-типа, в то время как долериты теректинского комплекса более разнородны и тяготеют к магматическим продуктам примитивной и деплетированной верхней мантии, проявляющихся в обстановке островных дуг. Караюкские долериты, обогащенные легкими P3Э в сочетании с повышенными содержаниями Nb (> 20 г/т) и высокими отношениями Nb к La, нормализованными на примитивную мантию (Nb/La_{pm} = 1,36–1,58), относятся к HNB-типу (высоко-Nb базальтам). В долеритах теректинского комплекса отношения Nb/La_{pm} ниже, от 0,52 до 1,3, что позволяет классифицировать их как базальтоиды NEB-типа (обогащенные Nb базальты). Для высоко-Nb базальтов считается, что их источник находится в астеносферной мантии [14]. Это оче-

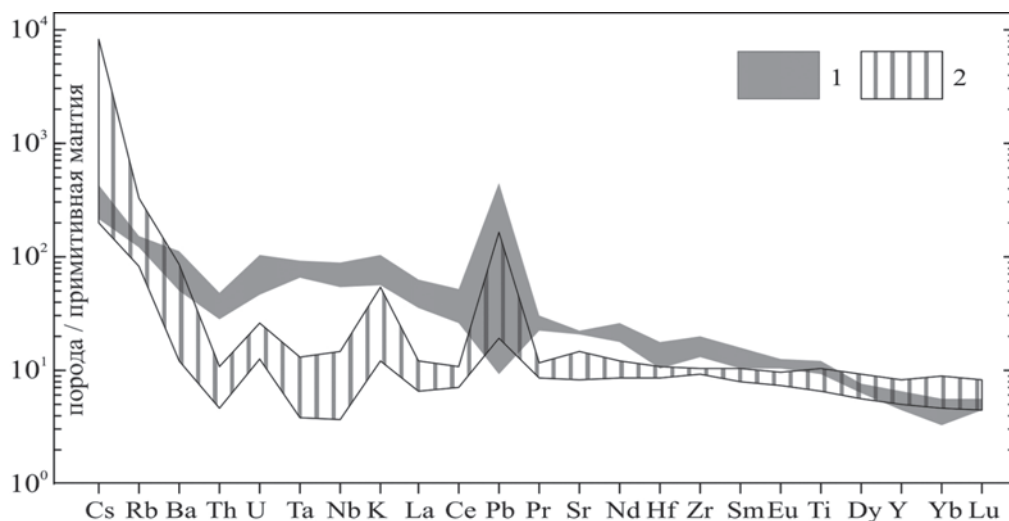


Рис. 7. Мультиэлементная диаграмма для базитов Юстыдского рудного узла. Нормирование по составу примитивной мантии [21]

1 – долериты караююкского комплекса, 2 – долериты теректинского комплекса

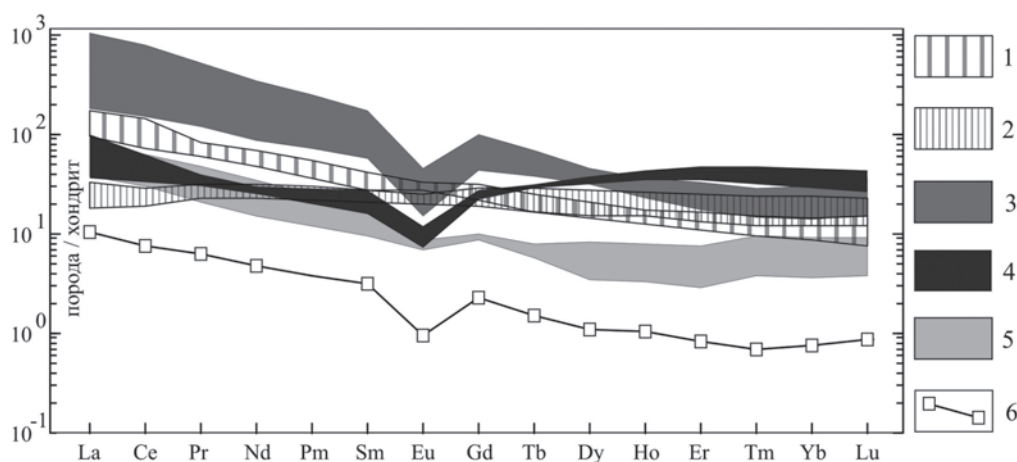


Рис. 8. Структура распределения редкоземельных элементов в базитовых дайках и рудах Юстыдского рудного узла

1 – долериты караююкского комплекса; 2 – долериты теректинского комплекса; 3 – каракульские Ni-Co руды, обогащенные РЗЭ с вогнутой структурой тяжелых РЗЭ; 4 – каракульские руды с наложенной Bi-Pb-Te минерализацией, обедненные легкими РЗЭ и с выпуклой структурой тяжелых РЗЭ; 5 – руды Озерного месторождения с Sb-Ag сульфосольным оруденением; 6 – Cu-Co руды участка Караююк. Нормирование по составу хондрита [21]

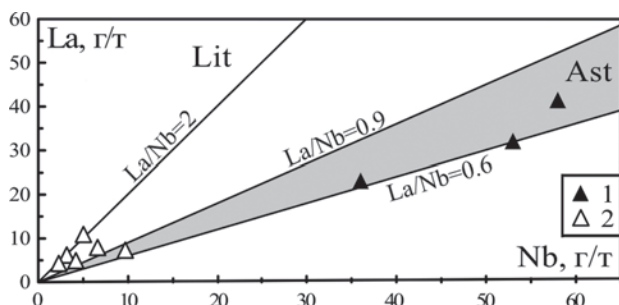


Рис. 9. Диаграмма La-Nb для базитов Юстыдского РУ

Поля на диаграмме по [14]: Ast – поле лав Провинции Бассейнов и Хребтов, производных астеносферного источника, La/Nb от 0,6 до 0,9. Lit – литосферный источник, $La/Nb > 2$. 1 – долериты караююкского комплекса; 2 – долериты теректинского комплекса

видно подтверждается рис. 9 для караююкского и менее очевидно для теректинского комплекса.

Влияние мантийного источника подтверждается некоторыми изотопными характеристиками руд Каракульского месторождения. По соотношениям изотопов свинца [1] руды месторождения Каракуль тяготеют к области мантийного источника, обогащённого радиогенным Pb [8].

Во флюидных включениях в кварце доля мантийного гелия составляет 3,6%. Соотношение изотопов ^3He и ^4He по величине $R_A = 0,32$ имеет промежуточное значение между коровыми величинами $\sim 0,02$ и мантийными ~ 6 . В серебро-сульфосольных рудах месторождений Асгат и Пограничное [11] доля мантийного He значительно выше: 21–39%. По величине отношения $^{40}\text{Ar}_r / ^4\text{He} = 1,25$, которая значительно превышает не

только типично коровые значения ($^{40}\text{Ar}/^{4}\text{He} = 0,007$), но также и мантийные ($^{40}\text{Ar}/^{4}\text{He} = 0,69 \pm 0,06$), можно предположить избыточное содержание во флюидных включениях радиогенного аргона. Сравнительно невысокое значение отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 370$ указывает на присутствие во флюиде скорее метеорного, чем магматического компонента.

Состав благородных газов из флюидных включений в кварце пробы 667-5 (аналитик Э. М. Прасолов):

$\text{He} \cdot 10^{-6}, \text{ см}^3/\text{г}$	0,51	$\text{Ar} \cdot 10^{-6}, \text{ см}^3/\text{г}$	3,2
$^3\text{He}/^4\text{He} \cdot 10^{-6}$ изм.	0,45	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ изм.	355,6
$^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ изм.	304	$^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ изм.	0,1842
$^3\text{He}/^4\text{He} \cdot 10^{-6}$ корр.	0,45	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ корр.	370
R_A корр.	0,32	Ar_a/Ar , %	79,9
He_m/He , %	3,6	Ar_r/Ar , %	20,1
$^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$	0,8	$^{40}\text{Ar}_r \cdot 10^{-6}, \text{ см}^3/\text{г}$	0,64
$^{40}\text{Ar}_r/^{4}\text{He}$	1,25		

Газы выделялись «холодным» путем посредством дробления образцов в вакууме. $^3\text{He}/^4\text{He} \cdot 10^{-6}$ корр. — значение изотопного отношения, скорректированное на воздушную компоненту гелия, рассчитанную по соотношению $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$, т. е. изотопный состав «глубинного» гелия. $R_A (= R/Ra)$ — скорректированное отношение изотопов гелия, деленное на таковое в атмосферном гелии ($1,4 \cdot 10^{-6}$). He_m/He — доля мантийного гелия, рассчитанная для значений $^3\text{He}/^4\text{He}$ $1,2 \cdot 10^{-5}$ в верхней мантии и $2 \cdot 10^{-8}$ в земной коре. $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ корр. — значение изотопного отношения, скорректированное за фракционирование изотопов аргона, выявленное по отклонению измеренного отношения $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ от воздушного. Ar_a — аргон атмосферного происхождения, Ar_r — радиогенный аргон.

Содержание изотопа серы $\delta^{34}\text{S}$ в пирите и халькопирите проб 667 и 667-5 составляет +8,0 и +8,3‰ соответственно. Такие же значения характерны для серебро-сульфосольной минерализации (от +4 до +13‰), на основании чего сера считается заимствованной из осадочных пород [1].

В кальците руд с наложенной Bi-Pb-Te минерализацией установлен облегченный состав углерода ($\delta^{13}\text{C} - 8,2\%$) и кислорода ($\delta^{18}\text{O} + 15,4\%$), что обычно объясняется участием в рудообразовании изотопно-легких метеорных вод. Такие значения углерода и кислорода характерны для поздних гидротермальных кальцитов [4]. По нашим данным, сидеритовое Sb-Ag сульфосольное оруденение месторождения Озерное (две пробы) отличается устойчиво низкой величиной $\delta^{13}\text{C}$ от -2,5 до -2,6 (значения близкие к мантийному диапазону от -3 до -8), но более высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$ от +19,5 до +21,2‰, характерными для метеорных вод.

Возраст оруденения. По Cu-Co-W рудам месторождения Каракуль известны [12] результаты определения возраста Ag-Ag методом по биотиту — $349,8 \pm 3,9$ млн лет.

Из двух проб (667-1 и 667-4) апатит-амфибол-биотитовых метасоматитов с Ni-Co оруденением нами было отобрано по три монофракции апатита, амфибола и биотита. Rb-Sr изохрона была получена только для пробы 667-1 (рис. 10, табл. 7) по трем точкам: амфибол-apatит-вал с возрастом 303 ± 27 млн лет, который может рассматриваться как возрастной ориентир формирования околорудных метасоматических пород.

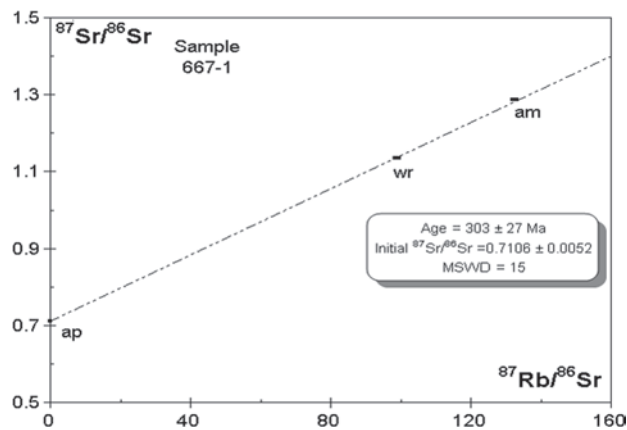


Рис. 10. Rb-Sr изохрона для апатит-амфибол-биотитовых метасоматитов месторождения Каракуль

ap — апатит, *wr* — вал, *am* — амфибол. Фигуративная точка биотита значительно отклоняется от изохроны, построенной как по трем, так и по четырем точкам. Параметры изохроны по четырем точкам: $t = 317 \pm 56$ млн лет; $\text{IR} = 0,710 \pm 0,013$; $\text{MSWD} = 790$. В качестве возрастного ориентира могут рассматриваться данные, полученные по изохроне: вал-apatит-амфибол $t = 303 \pm 27$ млн лет; $\text{IR} = 0,7106 \pm 0,0052$; $\text{MSWD} = 15$. Аналитик Е. С. Богомолов (ЦИИ ВСЕГЕИ)

Таблица 7

Rb-Sr состав апатит-амфибол-биотитовых метасоматитов пробы 667-1

Минерал	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Вал (wr)	328,9	10,01	98,93	$1,134627 \pm 37$
Апатит (ap)	2,285	205,4	0,0322	$0,710723 \pm 7$
Биотит (bt)	691,7	3,431	808,8	$4,646623 \pm 50$
Амфибол (am)	478,5	11,03	132,5	$1,286386 \pm 12$

Rb-Sr возраст, полученный нами для каракульских метасоматитов, совпадает с результатами Rb-Sr датирования гранитов Юстыдского массива, для которых, по неопубликованным данным Ю. Е. Вовшина, получена Rb-Sr четырехточечная (калишпат-биотит-плаггиоклаз-вал) изохрона 303 ± 14 млн лет ($\text{IR} = 0,7083 \pm 0,0013$, $\text{СКВО} = 13$). По-видимому, тектонотермальное событие с возрастом порядка 300 млн лет было настолько мощным, что перестроило Rb-Sr систему гранитов Юстыдского массива, многочисленные определения возраста которых локальным U-Pb методом по цирконам (SHRIMP II) дают значения 375 ± 5 млн лет [7].

Обсуждение результатов. Представления о возрасте Co оруденения и его связи с магматическими образованиями Юстыдского РУ весьма противоречивы. В результате многолетних исследований [5] для караюкского комплекса определена Cr-Co-Ni специализация исходных расплавов и формирование связанной с ним медноколчеданной минерализации, а для теректинского комплекса — Fe-Ti-V специализация базитовой магмы.

Сотрудники ИГМ СО РАН возраст Co оруденения в последние годы трактуют по-разному.

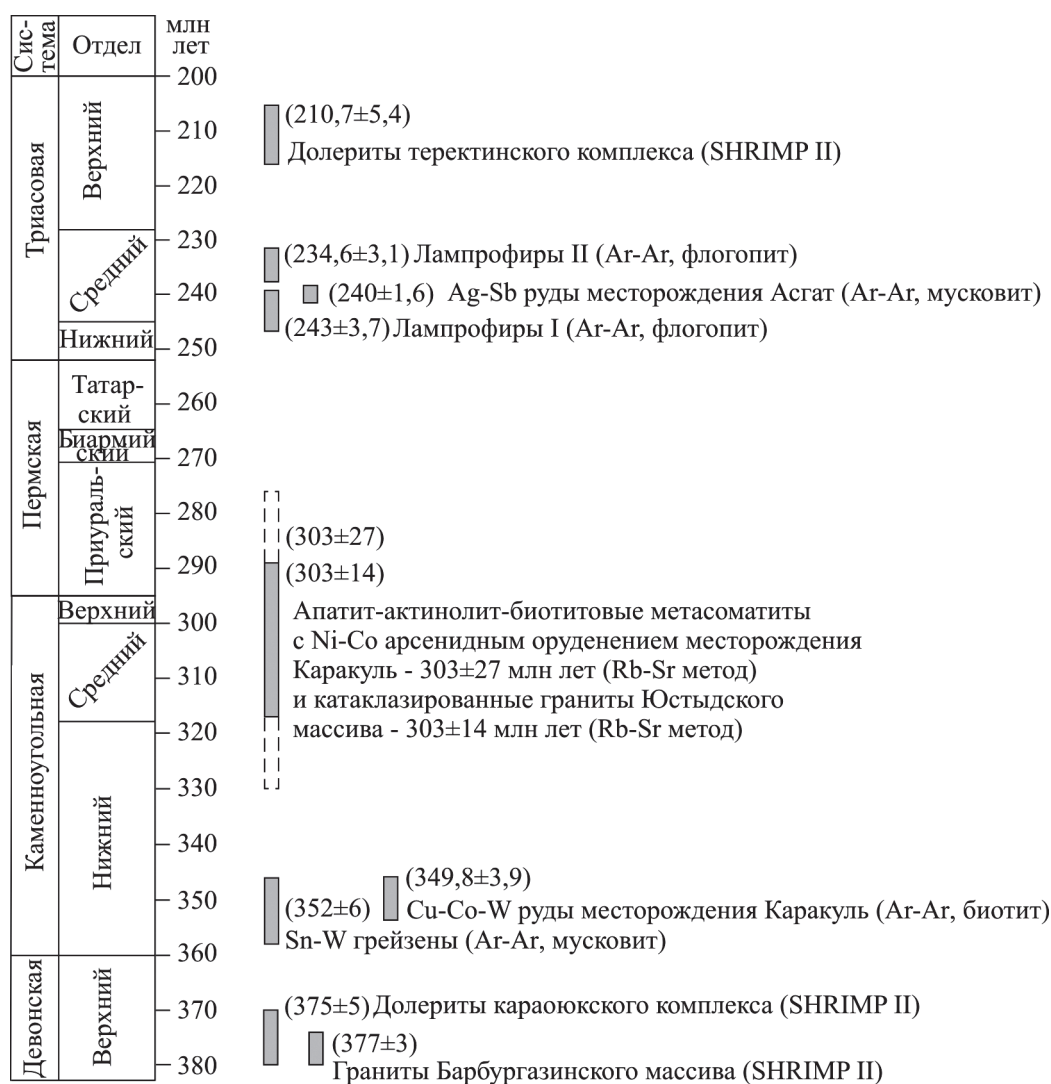


Рис. 11. Результаты датирования магматических пород и руд Юстыдского РУ

В работе А. А. Оболенского и др. [17] Ni-Co-As минерализация на Алтае соотносится с возрастом 258–250 млн лет (временем функционирования Сибирского суперплюма). Усматривается пространственная и генетическая связь Mo-W, Ni-Co-As, Cu-Co-W оруденения с гранитами юстыдского комплекса [11, с. 726]. Опираясь на определения возраста юстыдского комплекса ($355,7 \pm 8,6$ млн лет, U-Pb метод), связанного с ним Sn-W-грейзенового оруденения (352 ± 6 млн лет по мусковиту, Ar-Ag метод) и возраста Cu-Co-W оруденения ($349,8 \pm 3,9$ млн лет по биотиту, Ar-Ag метод), [12], сделан вывод о близком возрасте гранитного и базитового магматизма и связи кобальтового оруденения как с караюкским (догранитным), так и теректинским (постгранитным) комплексами.

В пользу связи Ni-Co оруденения с караюкским магматизмом его более глубокий (астеносферный) источник и обогащенность K, P и P3Э элементами; с теректинским комплексом – одинаковая субмеридиональная ориентировка подгранитных даек и рудных зон, повышенное содержание Ni в породах теректинского комплекса, на-

личие в Горном Алтае с таким же возрастом (210–213 млн лет) Ni-Au теллуридного оруденения (Елангашское проявление [10]).

Имеющиеся единичные геохронометрические данные (рис. 11) не дают оснований для уверенной корреляции определенных магматических событий с Ni-Co оруденением и требуют продолжения исследований. Полученный нами Rb-Sr возраст 303 ± 27 млн лет для метасоматитов с Ni-Co оруденением наиболее близок ко времени функционирования Таримского плюма (292–275 млн лет), с которым связывается образование Ni месторождений Колотонк в Иртышской зоне смятия в Синьзяне (Китай) и Максуг в Восточном Казахстане.

Сульфидное Cu-Ni оруденение на месторождении Колотонк размещается в небольших концентрически зональных мафит-ультрамафитовых интрузивах повышенной щелочности и характеризуется Re-Os изохронным возрастом оруденения 305 ± 15 млн лет [15]. Взгляды на тектоническую обстановку формирования месторождения Колотонк варьируют от обстановки субдукционной зоны аляскинского типа [15] до

постколлизонной обстановки растяжения [20] и возможной связи с C_2-P_1 мантийно-плюмовыми событиями [16]. Нам представляется, что с тектоно-магматическими событиями, вызвавшими формирование магматогенных Cu-Ni месторождений (Колотонк, Максут) и близкими по возрасту к формированию Таримского плюма, связано формирование Cu-Ni-Co оруденения месторождения Каракуль в Юстыдском РУ.

На месторождении Каракуль установлены высокотемпературные апатит-биотит-кварцевые метасоматиты с Ni-сульфоарсенидной и редкоземельной минерализацией и апатит-биотит-актинолитовые метасоматиты с Co-Vi-Te потенциально золотоносной минерализацией. Изменение состава рудного флюида происходило от высокоплотных флюидно-силикатных рассолов на ранней стадии до высококонцентрированных газовой-жидких водно-солевых растворов, а также до водно-солевых растворов слабой концентрации на завершающей стадии. Особенностью изученных метасоматитов являются высокое давление флюида и высокие температуры ($> 510^\circ\text{C}$) как на начальной, так и на конечной ($\sim 300^\circ\text{C}$) стадиях их формирования. Во флюидных включениях в кварце доля мантийного гелия составляет 3,6%. По величине отношения $^{40}\text{Ar}/^{4}\text{He} = 1,25$ можно предположить избыточное содержание во флюидных включениях радиогенного аргона. Сравнительно невысокое значение отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 370$ указывает на присутствие во флюиде метеорного компонента. Содержание изотопа серы $\delta^{34}\text{S}$ в пирите $+8,3\%$ и халькопирите $+8,0\%$ говорит в пользу ее заимствования из осадочных пород. В кальците руд с наложенной Vi-Pb-Te минерализацией установлен облегченный состав углерода ($\delta^{13}\text{C} -8,2\%$) и кислорода ($\delta^{18}\text{O} +15,4\%$), что объясняется участием в формировании наложенной минерализации изотопно-легких метеорных вод. По соотношениям изотопов свинца руды месторождения Каракуль тяготеют к области мантийного источника, обогащенного радиогенным свинцом (НИМУ). Имеющиеся единичные геохронометрические данные не дают оснований для уверенной корреляции определенных магматических событий с Ni-Co оруденением и требуют продолжения исследований. Rb-Sr возраст апатит-биотит-актинолитовых метасоматитов с Ni-Co арсенидной минерализацией составляет 303 ± 27 млн лет. Формирование Cu-Ni-Co оруденения месторождения Каракуль в Юстыдском РУ по возрасту близко ко времени функционирования Таримского плюма (292–275 млн лет), с которым связывается образование Ni месторождений в Иртышской зоне сматия – Колотонк (305 ± 15 млн лет) в Китае и Максут в Восточном Казахстане.

Авторы выражают глубокую признательность сотрудникам ЦИИ ВСЕГЕИ Н. В. Толмачевой, Е. С. Богомолу, Э. М. Прасолову и А. В. Антонову за методическую помощь в обработке и интерпретации результатов термобарометрических, изотопных и микрозондовых анализов. Исследования проведены в рамках федеральной программы Роснедра Министерства природных ресурсов и экологии «Оценка потенциально ресурсных минералогени-

ческих зон аккреционно-коллизонных областей и областей активизации Урала, Сибири и Дальнего Востока», Гос. рег. № 1-07-294.

1. Борисенко А. С., Павлов И. А., Павлова Г. Г., Боровиков А. А. Источники серы сидерит-сульфосольных жил Юстыдского прогиба // Геология и геофизика. 1988 (7). – С. 125–129.
2. Борисенко А. С., Скуридин В. А., Оболенский А. С. и др. Проблемы связи эндогенного оруденения с магматизмом в рудном районе Юго-Восточного Алтая и Северо-Западной Монголии // Изотопные исследования процессов рудообразования. – Новосибирск: Наука, 1991. – С. 151–170.
3. Борисенко А. С., Сотников В. И., Изох А. Э. и др. Пермо-триасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика. 2006. Т. 47 (1). – С. 166–182.
4. Борцевский Ю. А., Оболенский А. А., Борисова С. Л. и др. Изотопный состав кислорода и углерода жильных минералов низкотемпературных гидротермальных месторождений Центральной Азии // Генетическая минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. – Новосибирск: Наука, 1984. – С. 100–112.
5. Говердовский В. А. Геодинамическая позиция среднепалеозойских базитовых серий Алтая (на примере караюкского и теректинского комплексов) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 2. – С. 212–221.
6. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000 (второе поколение). Серия Алтайская. Лист М-45-XXIV (Ташанта). Объясн. зап. / О. М. Попова, В. А. Кривчиков, А. Л. Пономарев, Г. Г. Русанов. – СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 2009. – 253 с.
7. Гусев Н. И., Шокальский С. П., Вовшин Ю. Е. и др. Гранитоиды и базиты Юстыдского рудного узла // Регион. геология и металлогения. 2009. № 40. – С. 82–98.
8. Гусев Н. И., Гусев А. И. Мультиэтапная магмородно-метасоматическая система месторождения Каракуль // Природные ресурсы Горного Алтая (бюллетень). 2009. № 2(11). – С. 51–69.
9. Дергачев В. Б., Амшинский Н. Н., Кумеев С. С. и др. Барбургазинский массив редкометалльных гранитов Горного Алтая // Магматические формации складчатых регионов. – Элиста, 1975. – С. 47–80.
10. Митропольский А. С., Кулик Н. А. Висмут-никель-кобальтовое оруденение в зонах мезозойской активизации Горного Алтая и Западной Тувы // Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XI. – М.: Наука, 1975. – С. 306–313.
11. Павлова Г. Г., Борисенко А. С., Говердовский В. А. и др. Пермо-триасовый магматизм и Ag-Sb оруденение Юго-Восточного Алтая и Северо-Западной Монголии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 7. – С. 720–733.
12. Третьякова И. Г., Борисенко А. С., Лебедев В. И. Гидротермальное кобальтовое оруденение АССО: возраст и связь с магматизмом // Металлогения древних и современных океанов – 2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. – Миасс: ИМин УРО РАН, 2009. – С. 42–45.
13. Borisenko A. S., Pavlova G. G., Goverdovsky V. A. et al. The age of the lamprophyres of Chuya complex and their correlation with granitoid magmatism and mineralization // Large igneous provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny: Abstracts of the Intern. Symposium. – Novosibirsk: Sibprint, 2009. – P. 50–53.
14. Castillo P. R. Origin of the adakite-high-Nb basalt association and its implications for postsubduction magmatism in Baja California, Mexico // GSA Bulletin. 2008. 120. N 3–4. – P. 451–462.

15. *Han C.-M., Xiao W.-J., Zhao G.-C.* et al. Re-Os dating of the Kalatongke Cu-Ni deposit, Altay Shan, NW China, and resulting geodynamic implications // *Ore Geol. Rev.* 2007. 32. – P. 452–468.
16. *Mao J.-W., Pirajno F., Zhang Z.-H.* et al. A review of the Cu-Ni sulphide deposits in the Chinese Tianshan and Altay orogens (Xinjiang Autonomous Region, NW China): Principal characteristics and oreforming processes // *J. Asian Earth Sci.* 2008. 32. – P. 184–203.
17. *Obolenskiy A. A., Borisenko A. S., Naumov E. A., Tre-tjakova I. G.* Ore-forming systems of Ni, Co-As; Au-Hg and Hg deposits within framework of mantle plume metallogeny // *Large igneous provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny: Abstracts of the Intern. Symposium.* – Novosibirsk: Publishing House of SB RAS, 2007. – P. 185–187.
18. *Pavlova G. G., Borisenko A. S.* The age of Ag-Sb deposits of Central Asia and their correlation with other types of ore systems and magmatism // *Ore Geol. Rev.* 2009. 35 (2). – P. 164–185.
19. *Seltman R., Borisenko A., Fedoseev G.* (Eds.). Magmatism and metallogeny of the Altai and adjacent Large igneous provinces with introductory essay on Altaids. IAGOD Guidebook, Series 16. CERCAMS/NHM, London. 2007. – 294 p.
20. *Song X.-Y., Li X.-R.* Geochemistry of the Kalatongke Ni-Cu-(PGE) sulphide deposit, NW China: implications for the formation of magmatic sulphide mineralization in a post-collisional environment // *Miner. Deposita.* 2009. 44. – P. 303–327.
21. *Sun S., McDonough W. F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* / Eds. A. D. Saunders, M. J. Norry. – *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989. N 42. – P. 313–345.

Гусев Николай Иванович – зав. отделом ВСЕГЕИ. <nikolay_gusev@vsegei.ru>.

Гусев Анатолий Иванович – доктор г.-м. наук, профессор, Бийский пед. ун-т. <anzerg@mail.ru>.