

УДК 553.411 (470.5)

МЕДНО-ЗОЛОТОПОРФИРОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЮБИЛЕЙНОЕ (ЗАПАДНЫЙ КАЗАХСТАН): ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

© 2023 г. И. В. Викентьев^а*, В. В. Шатов^б, Д. И. Смирнов^с, А. Г. Волчков^д

^аИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

^бВсероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
Средний проспект, 74, Санкт-Петербург, 199106 Россия

^сИнститут минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, ул. Вересаева, д. 15, Москва, 121357 Россия

^дЦентральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов,
Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1, Москва, 117545 Россия

*E-mail: viken@igem.ru

Поступила в редакцию 29.08.2023 г.

После доработки 10.09.2023 г.

Принята к публикации 15.09.2023 г.

В Уральском складчатом поясе имеются довольно многочисленные и хорошо изученные медно-порфировые ($\pm$ Mo) месторождения, соответствующие традиционным “диоритовой” (большинство) или “монцитовой” (Талица, Верхнеуральское) моделям. Наряду с ними встречаются также относительно небольшие, но обогащенные золотом массивы порфировых гранитоидов, в том числе крупное медно-золотопорфировое месторождение Юбилейное, расположенное на самой южной оконечности Урала. В данном исследовании в масштабе рудного района использован подход, объединяющий количественную петрографию и площадные многоэлементные геохимические исследования горных пород. Это позволило разделить два основных типа региональных вторичных изменений, отделив более раннее синвулканическое перерождение вулканитов, близкое наблюдаемому в колчеданосных полях (альбитизация, пропилитизация и листвинитизация), от более поздних плутоногенных изменений порфирового стиля. Плутоногенный гидротермально-метасоматический (ГМ) комплекс на прогрессивной фазе представлен калишпатизацией, ороговикованием и скарнированием, а на регрессивной — пропилитизацией, серицитизацией и березитизацией. Они обусловлены изменениями в апикальной части штока, сложенного минерализующим франским гранит-порфировым комплексом, с которым связано месторождение золота Юбилейное. Для вулканогенного этапа гидротермальной деятельности установлен латеральный ряд геохимической зональности — от периферии вулканотектонических структур к их центру: $\text{CrNiCo} \rightarrow \text{PbZnCuCrNi} \rightarrow \text{AuAg} (\text{CrNi}) \rightarrow \text{BaAuAg}$. Для плутоногенного ГМ-комплекса в рудном поле Юбилейного месторождения установлена крупная положительная аномалия литохалькофильного типа. Концентрическая зональность этой аномалии состоит в развитии на ее периферии ореолов Ag, W, Sn, Pb, As и Sb, а в ее фокусе (“ядре”) — Au, Cu, Bi и Mo. Данные по геохимии стабильных и радиогенных изотопов по большинству медно-порфировых месторождений Урала указывают на преобладающую мантийную природу их пород и рудного вещества, а их палеотектоническая позиция реконструируется как зрелая стадия внутриокеанических островных дуг. Для Юбилейного месторождения, в отличие от множества прочих рудных объектов данной провинции, совокупность геохимических, изотопно-геохимических и геологических признаков указывает на существенно коровые источники его магматического вещества. Это приближает его к порфировым месторождениям андийского типа, а позиция может быть восстановлена как активная окраина Мугоджарского микроконтинента — над-субдукционная, переходная от режима зрелой островной дуги к окраинно-континентальному. По комплексу признаков данное месторождение на Урале является близким аналогом золоторудных порфировых месторождений пояса Марикунга в Чили. Родоначальные для медно-золотопорфировых систем Урала магматические комплексы S_1W-D_3f соответствуют ранней фазе цикла Уилсона, которая максимально рудопродуктивна с образованием гигантских Cu и Fe-Ti-V месторождений, связанных с ультраосновными—основными комплексами. Вероятно, что именно дифференциация базитовых магм в большеобъемных камерах нижней части литосферы привела к образованию (как крайнего члена) диоритовых выплавов с заметным обогащением их золотом и медью.

Ключевые слова: Южный Урал, медно-золотопорфировое месторождение, многоэлементная геохимия, гидротермально-метасоматические изменения, источники вещества

DOI: 10.31857/S0016777023070080, **EDN:** GZQYUZ

ВВЕДЕНИЕ

Проявления прожилково-вкрапленных и вкрапленных медных руд, связанные с малыми гипабиссальными интрузиями, преимущественно штоками, порфировых пород среднего (до кислого) состава, так называемые медно-порфировые месторождения, широко распространены в природе, особенно в орогенных поясах со значительным развитием мафических вулканогенных пород, к которым относится Уральская складчатая область. Отработка их верхних, окисленных частей с целью извлечения меди началась здесь, скорее всего, в конце неолита (4–6 тыс. лет до н.э.) и процветала во второй половине бронзового века – на Южном Урале и в Зауралье; наиболее ранние следы металлургии меди выявлены в восточном Оренбуржье, в Челябинской, Актюбинской и Кустанайской областях. По крайней мере часть из участков такой ранней добычи медных руд была связана с порфировыми месторождениями (Зайков и др., 2013; Ткачев и др., 2016; Кадырбаев, Дегтярева, 2017), охватывала она их зону гипергенеза. В новейшее время, в течение последних 50 лет также в основном по корам выветривания шла отработка объектов порфирового семейства, небольших по запасам руды и обогащенных золотом (Юбилейное, Березняковское) и медью (Еленовское). С конца 2011 г. на крупном (440 млн т руды) Михеевском медно-порфировом месторождении начаты вскрышные работы, а с 2013 г. – отработка руд. Таким образом, был введен в строй крупнейший (наряду с Быстринским ГОКом в Забайкалье) на постсоветском пространстве горно-обоганительный комплекс медной подотрасли цветной металлургии. С окончанием строительства Русской медной компанией другого – Томинского – ГОКа суммарный объем перерабатываемых руд двух предприятий этого горного кластера на Южном Урале составит порядка 46 млн т руды в год, существенно превышая таковой для медноколчеданных руд (с получением сопоставимого количества меди), добываемых из 24 месторождений.

Говоря про новейшую историю исследования Уральской складчатой области, следует отметить, что первоначально рудопроявления и мелкие месторождения медно-порфирового семейства были встречены на Южном Урале, где выделялись 3 их типа (Воробьев и др., 1978): 1 – халькопирит-пиритовые (со сфалеритом) в ассоциации с габбродиабазами, габбро и диоритами (Цэсовское, Ижбулган, Усть-Губерлинское в Сакмарской зоне); 2 – халькопирит-пиритовые с молибдени-том, связанные с диоритами и кварцевыми диоритами (Салаватское, Вознесенское в Магнитогорской зоне); 3 – халькопирит-пиритовые с молибдени-том и галенитом, ассоциирующие с гранодиоритами и плагиогранитами (Еленов-

ское, Биргильдинское в Восточно-Уральской зоне). В дальнейшем порфировые месторождения были выявлены и в других районах; были предложены и иные подразделения рудных объектов на типы и подтипы, но полного согласия между авторами и ясной корреляции выделенных региональных типов с глобальными так и не было (Агеева, Волчков, 1982; Кривцов и др., 1986; Контарь, 1986; Шишаков и др., 1988 и нек. др.). Это происходило на фоне сокращения в провинции поисковых работ на медь в конце советского периода. В последней декаде XX в. проводилась финансируемая из федерального бюджета разведка Михеевского медно-порфирового месторождения, открытого в 1987 г. Научные исследования по порфировой тематике стали развиваться, наряду с традиционно идущими работами в ЦНИГРИ, в ИГГ УрО РАН (Екатеринбург), в основном усилиями А.И. Грабежева (Грабежев, Белгородский, 1992; Грабежев, 2009, 2012, 2014 и др.), а впоследствии и в ИГЕМ РАН – Плотинская О.Ю. и др. (Plotinskaya et al., 2014, 2017; Грознова и др., 2015; Плотинская, 2020 и др.).

Месторождения порфирового семейства, руды которых значительно обогащены золотом (gold-rich porphyry deposits, по Sillitoe, 1979), выделяются в качестве медно-золотопорфирового (или золото-порфирового) типа (Hollister, 1991, 1992; Villa, Sillitoe, 1991; Robert et al., 1997). Эти средне- и крупнообъемные месторождения, характеризующиеся умеренно высокими и невысокими содержаниями золота, разрабатываются как за рубежом (Кривцов и др., 1985; Hollister, 1991; Sillitoe, 2000), так и в России (Шатова и др., 2019).

В новейшее время, первым эксплуатируемым на Урале порфировым объектом, стало медно-золотопорфировое месторождение Юбилейное, выявленное вначале (1961 г.) Б.М. Руденко как второстепенное медное проявление Шекарабулак II в кварцитах небольшого штока плагиогранит-порфиров. Проявление располагается в Мунгоджарах (южное продолжение Урала), близ родника Шекарабулак в 45 км к востоку от гор. Эмба Актюбинской обл. Координаты объекта 48°55' с.ш., 58°40' в.д. Название дано по аналогии с известным поблизости (1 км к северу) колчеданным рудопроявлением Шекарабулак, установленным Г.И. Водорезовым в 1932 году. В 1964 г., при обследовании ранее пройденных канав, в зонах окварцевания с сульфидной минерализацией, геологами И.С. Акиньшиным и В.П. Грековым обнаружено видимое золото. В отобранных с поверхности образцах, отправленных на пробирный анализ, определены содержания золота в десятки г/т, что дало повод руководству Западно-Казахстанского ПГО (ПГО Запказгеология) к постановке заверочных, а затем и разведочных работ на объекте. В процессе разведки быстро определились промышленные перспективы месторождения, в

связи с чем оно было переименовано в честь приближающейся 50-й годовщины Октябрьской революции в месторождение Юбилейное.

Разведка месторождения продолжалась с 1965 по 1970 год. Предпринятый по ее результатам подсчет запасов оценки не получил, т.е. фактически месторождение осталось недоразведанным. Тем не менее оно было передано в систему “Каззолото” и вовлечено в отработку сначала в 1969 г. в качестве участка Васильковского ГОКа, а с 1970 г. — как самостоятельное государственное предприятие. С тех пор отработка месторождения ведется время от времени меняющимися его собственниками, при предпринимаемых попытках доразведки более глубоких горизонтов месторождения. Добыча шла с 1973 г. до 2005 г. открытым способом до глубины ~110 м. По разрозненным данным, за этот период было добыто 2.7 млн т руды и чуть менее 20 т золота. Одновременно шло строительство шахтных стволов (максимальная глубина — 520 м); рядом вырос горняцкий поселок Алтынды — где базируется ТОО “Юбилейное”. Сейчас добыча идет подземным способом. Геологическая информация по месторождению остается скудной. Рассматриваемые ниже материалы, хотя и отчасти, закрывают этот пробел.

За основу геохимического анализа были взяты результаты геохимического опробования коренных пород Каргалинской геолого-съемочной экспедицией ПГО “Запаказгеология” Мингео КазССР примерно по сети 500×500 м на площади ~200 км², включающей район самого месторождения. В участках интенсивных гидротермальных изменений густота опробования составила ~100 × 100 м; масса образцов варьировала от 200 до 500 г. Образцы в количестве 1083 шт., как правило, представляли собой невыветрелые породы и керн поисковых и картировочных скважин. Штупные геохимические пробы были проанализированы методом приближенно-количественного спектрального анализа в Центральной лаборатории ПГО “Запаказгеология” (г. Актобе, бывший Актюбинск). Золото определяли методом спектрофотометрии: дуговым сцинтилляционным атомно-эмиссионным анализом с предварительной сорбцией Au дибутилсульфидом в толуоле на активированный уголь. Точность определений составляла 10–30%, что проверялось внутренним и внешним контролем. Изучение первичной геохимической зональности сопровождалось детальным геолого-петрографическим картированием гидротермально-измененных пород по методике Е.В. Плющева и В.В. Шатова (1985). Анализ ассоциаций вторичных минералов позволил реконструировать последовательность гидротермальных изменений. Небольшая часть полученных результатов была опубликована в кратких статьях (Shatov et al., 2003, 2014), а здесь представлена в

расширенном виде; она проиллюстрирована неопубликованными ранее рисунками и таблицами.

ПОРФИРОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ: ПРИРОДА И ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В настоящее время в качестве источников рудного сырья порфировые месторождения играют ключевую роль в мировом балансе производства меди (75%), молибдена (90%), а также золота (35%) и не меньшую — вольфрама и рения. В России в добыче меди они пока обеспечивают небольшую долю (первые %), а основную вносят сульфидные Cu–Ni руды и Cu–Zn ($\pm$ Pb) колчеданные месторождения — с примерно равным вкладом объектов двух этих групп (Государственный доклад ..., 2022). Для медно-порфировых месторождений характерны бедные и рядовые по содержанию меди (C_{Cu}) руды, представленные рассеянной вкрапленностью и прожилками сульфидов (пирит, халькопирит, халькозин, борнит, молибденит и др.) и резко подчиненной блеклой рудой в метасоматически измененных породах; доля сульфидов составляет 3–5 об.%, изредка больше. Рудные тела тесно ассоциируют с гранитоидами субвулканической и гипабиссальной фаций, вследствие чего эти интрузивные породы имеют порфировидную структуру — содержат фенокристаллы кварца и полевых шпатов размером 0.5–1 см, включенные в мелкозернистую основную массу (Попов, 1977; Einaudi et al., 2003; Sillitoe, 2010). Руды месторождений содержат в среднем 0.5–1% меди, 0.01–0.1% молибдена, 1–10 г/т серебра и 0.1–1 г/т золота и рения. Крупные запасы меди (многие миллионы тонн), присутствие ценных попутных элементов при высоком извлечении наиболее важных компонентов руд (Cu, Au) в сульфидный концентрат, большеобъемный характер прожилково-вкрапленного оруденения позволяют создавать на их базе мощные горнорудные предприятия, добыча на которых обычно идет менее затратным (по сравнению с подземным) открытым способом (Seltmann, Porter, 2005; Richards, 2013; Shen et al., 2018).

Порфировые месторождения относятся к числу наиболее изученных типов рудной минерализации (Lowell, Guilbert, 1970; Richards, 2003; Seedorff et al., 2005; Sillitoe, 2012, 2020; Groves et al., 2022). Они образуются в верхней коре при относительно концентрированной кристаллизации Cu–Fe, Cu, $\pm$ Mo сульфидов из умеренно богатых серой и солями водных флюидов, отделившихся на завершающей стадии магматического этапа (при ~600°C) от известково-щелочных магм в основном надсубдукционной природы, которые имеют средний, до кислого состав и нормальную, до умеренной щелочность (Cooke et al., 2005; Richards, 2013; Wilkinson, 2013). Магнетит, молибденит, пирит и халькопирит (основные рудные

Таблица 1. Параметры медно-золотопорфировых месторождений Урала в сопоставлении с крупными порфировыми объектами России и Западного Казахстана

Регион	Тип	Месторождение	Медь		Золото		Молибден	
			запасы, млн т	содержание, мас. %	запасы, т	содержание, г/т	запасы, тыс. т	содержание, мас. %
1*	Au(Cu)**	Юбилейное***	0.064	0.156	85	2.07	—	—
	Au(Cu)**	Петропавловское	—	0.03	30	2.26	—	—
	Cu(Au)	Томинское	3.8	0.34	33	0.12	—	—
	Cu(Mo, Au)	Михеевское	2.0	0.37	88	0.22	121	0.002
	Cu(Au)	Бенкала***	2.1	0.43	34	0.07	16	0.0034
	Cu, Au	Варваринское***	0.173	0.35	93	1.21	—	—
2	Cu(Mo, Au)	Аксуг	3.6	0.67	83	0.21	78	0.015
	Mo	Сорское	0.4	0.25	—	—	114	0.060
	Au	Рябиновое	—	0.13	26	2.05	—	0.007
3	Cu(Au)	Малмыж	8.3	0.35	347	0.20	—	—
4	Cu(Au)	Песчанка	6.4	0.53	350	0.32	136	0.014

Примечание. * Регион: 1 — Урал; 2 — юг Сибири; 3 — Дальний Восток; 4 — Чукотка; ** медно-золотопорфировые месторождения Урала, *** месторождения северо-западной части республики Казахстан.

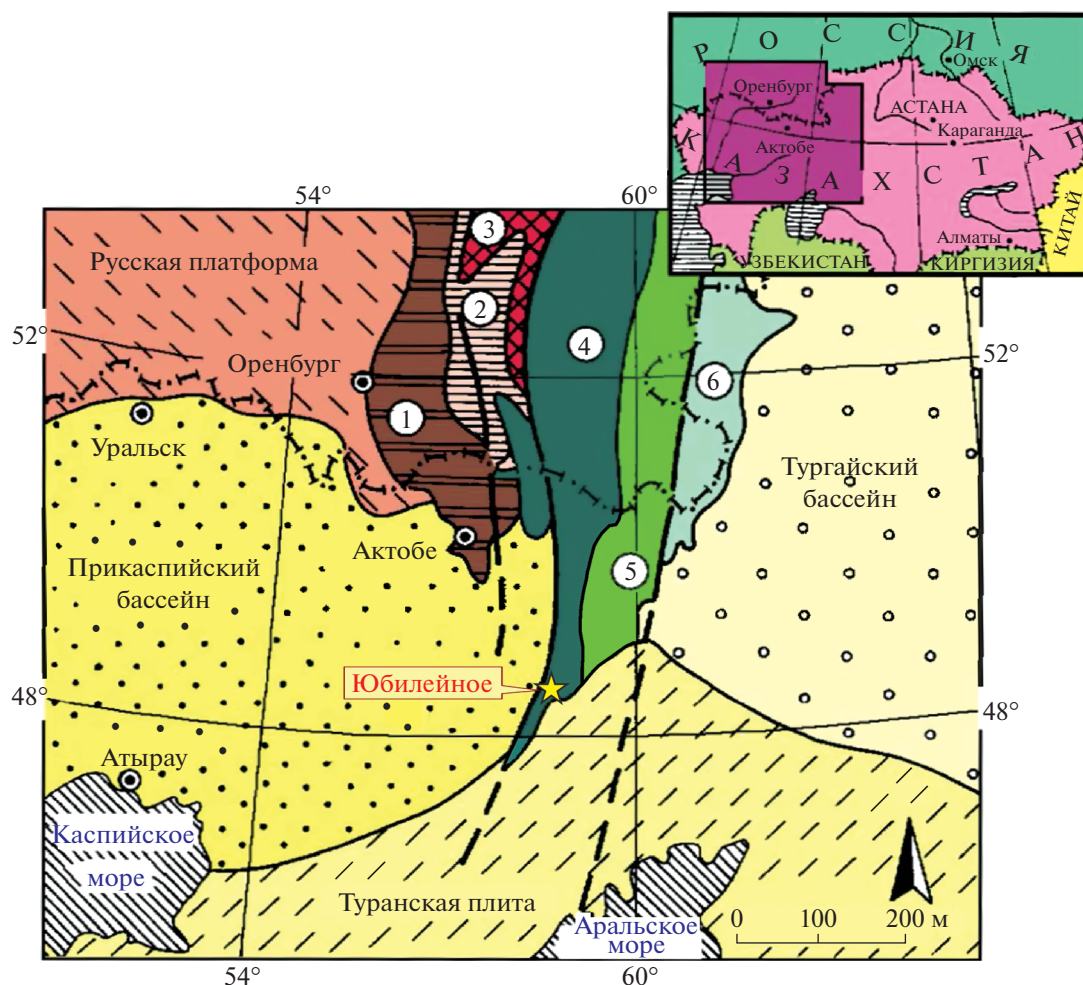
минералы) выпадают из магматогенно-гидротермальных флюидов — по мере их охлаждения — в диапазоне ~500–300°C на глубинах 2–4 км; при более низких температурах кристаллизуется в основном пирит (Titley, Bean, 1981; Richards, 2013; Коваленкер и др., 2016). При этом названная рудная минерализация является пространственно тесно связанной со штоками диорит- и гранит-порфиров, зачастую развиваясь в пределах самих этих plutонов. Изменения калиевого профиля, отвечающие близонейтральным pH (калиевый полевой шпат + биотит), происходят при температурах выше 350°C в центральной (осевой) зоне, сопровождаясь Cu ± Mo, Sn, W минерализацией. На периферии они сменяются кварц-серицитовыми (филлизитовыми) и далее гидрослюдистыми (аргиллизитовыми) минеральными ассоциациями, развивающимися в более холодных и менее глубинных частях рудно-магматической системы (Lowell, Guilbert, 1970; Sillitoe, 2010; Halley et al., 2015); минерализация здесь характеризуется Au–Ag ± Cu, реже полиметаллической Pb–Zn нагрузкой.

Наиболее крупные медно-порфировые месторождения находятся в Тихоокеанском рудном мегапоясе, особенно в Чили (Чукикамата — 135 млн т меди, Эль-Тениенте — 94 млн т, Эскондида — 144 млн т), в США (Бьют — 35 млн т, Бингхем — 30 млн т) и Перу, а также Новой Гвинее (Грасберг — 56 млн т) (Sillitoe, 2012). Крупные месторождения обнаружены в Альпийско-Гималайском (Македония, Болгария, Армения, Иран, Китай) и Центрально-Азиатском (Казахстан, Узбекистан, Китай) орогенных поясах (Seedorff et al., 2005; Seltmann, Porter, 2005; Richards, 2009; Shen et al., 2018). В России месторождения этого типа близкого по-

рядка отрабатываются и доразведуются на Южном Урале (Михеевское, Томинское), на юге Сибири — в Туве (Аксуг), Хакасии (Сорское), Восточном Забайкалье (Жирекенское и Бугдаинское), а также в Приморье (Малмыж), на Чукотке (Песчанка) и Камчатке (Кирганик) (табл. 1); высокие перспективы в наращивании рудного потенциала меди (±золото) имеются и в других слабо освоенных районах Северо-Востока и Дальнего Востока России (Николаев и др., 2016; Soloviev et al., 2019; Мигачев и др., 2020; Петров и др., 2023; Chitalin et al., 2023).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЮБИЛЕЙНОЕ

Месторождение Юбилейное локализовано в Уральском орогенном поясе, в самой южной оконечности его Тагило-Магнитогорской мегазоны, с которой связана основная доля его рудных месторождений (Пучков, 2010; Bortnikov, Vikentyev, 2013). Эта ее часть, располагающаяся на территории Казахстана, именуется Западной зеленокаменной зоной Мугоджар либо Западно-Мугоджарской зоной (Геология СССР..., 1970; Смирнов Д. и др., 1988; Пучков, 2010) и имеет синклинное строение (фиг. 1). С востока к ней примыкает Восточно-Уральская мегазона, представленная Восточно-Мугоджарским антиклинорием. Рудное поле находится в пределах Аульинской синклинали — складки третьего порядка, осложняющей восточное крыло субмеридиональной (ССВ простирания) Майбулакской антиклинали 2-го порядка с размахом крыльев до 10 км; оно переходит на востоке в западное крыло крупной, также



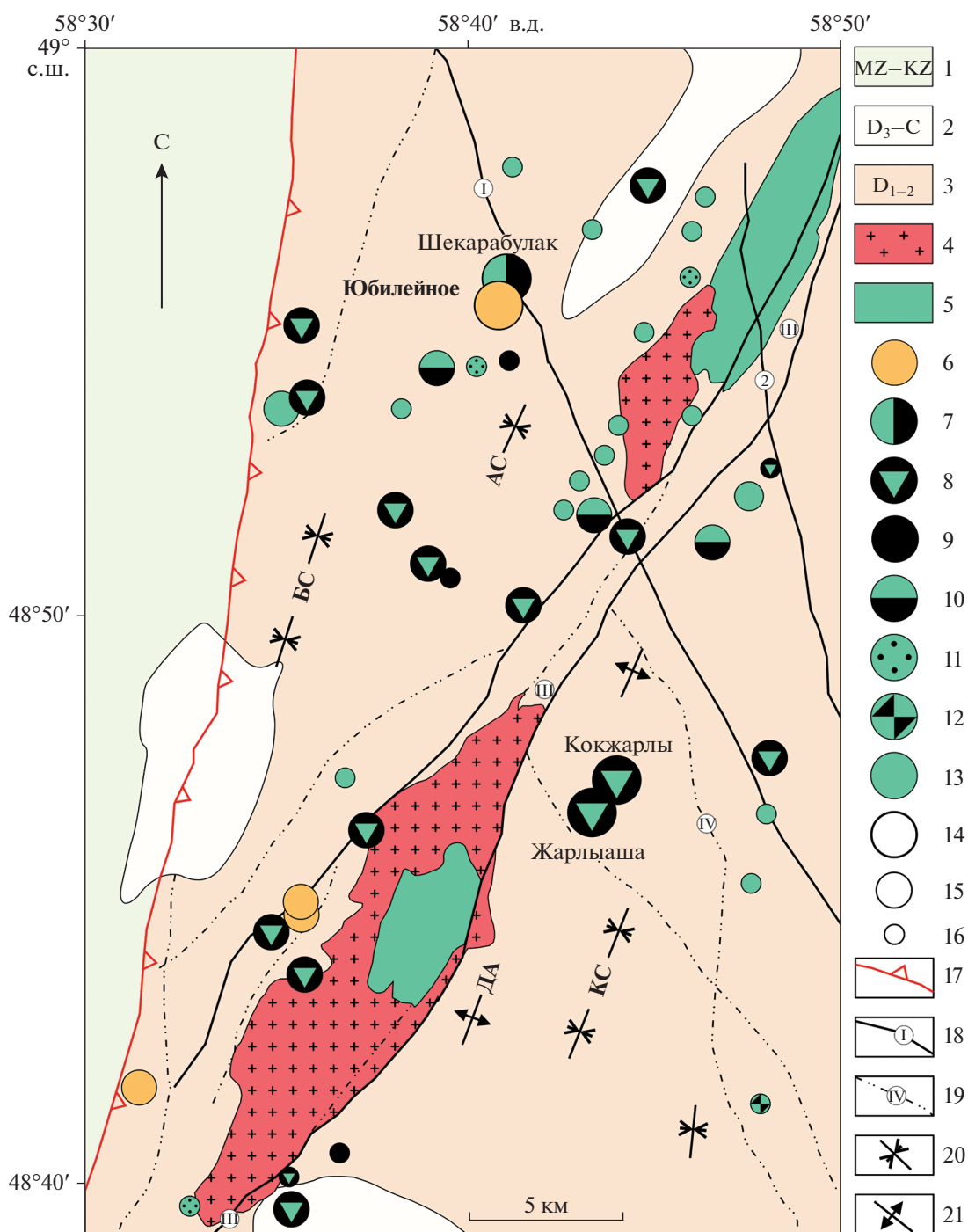
Фиг. 1. Позиция Юбилейного месторождения в региональных структурах Южных Уралов. Тектонические зоны: 1 – Предуральский прогиб; 2 – Западно-Уральская зона, 3 – Центральнo-Уральская зона, 4 – Магнитогорско-Мугоджарская зона, 5 – Восточно-Уральская зона, 6 – Зауральская зона.

2-го порядка Кундыздинской синклинали того же простирания шириной до 15 км (фиг. 2). Западнее район ограничен субмеридиональной зоной Западно-Мугоджарского разлома, а к востоку от Кундыздинской синклинали – линейной Шулдак-Сарлыбайской антиклиналью север-северо-западной ориентировки.

В основании стратиграфического разреза залегают вулканические породы толеитовой серии, относимой к мугоджарской серии – продукты подводно-морских излияний вулканизма трещинного типа. Она подразделена на две свиты: мугоджарскую $D_{1e}-D_{2ef}$, сложенную подушечными базальтами и андезибазальтами, и куркудукскую D_{2gv} , представленную базальтами, андезибазальтами и кремнистыми алевролитами (фиг. 3). Они перекрыты вулканитами и вулканогенно-осадочными отложениями островодужного происхождения – продуктами мелководного, частью, возможно, субаэрального вулканизма с серией по-

строек центрального типа, совместно образующих подобие крупного щитового “мегавулкана”, который осложнен линейными вулканотектоническими депрессиями. Снизу вверх выделены (Водорезов, 1959; Смирнов И. и др., 1988): мильашинская свита $D_{2gv}-D_{3fr_1}$: базальты, андезиты, дациты, риолиты, кремнистые алевролиты; кундыздинская свита D_{3kn} : песчаники, алевролиты. С этими островодужными толщами связаны крупное медно-цинково-колчеданное месторождение Кундызды, мелкие месторождения Шекарабулак, Жарлыаша, Кокжарлы и многочисленные проявления медноколчеданной минерализации (см. фиг. 2). Западнее Западно-Мугоджарского разлома закартированы терригенные отложения жанганинской свиты D_{3fm} (см. фиг. 3). В целом углы падения пород меняются от 30° до 50°.

Плутонические породы района в основном относятся к айрюкскому комплексу D_3-C_1 : габбро, габбро-диориты, диориты, сиениты, гранодиори-



Фиг. 2. Размещение проявлений разноформационной рудной минерализации и plutонических комплексов в Западно-Мугоджарской зоне, упрощено на основе геологической карты масштаба 1 : 50000 (Бакулина и др., 1976), с дополнениями.

1 — осадочные рыхлые отложения мезозоя—кайнозоя; 2 — вулканогенно-осадочные отложения верхнего девона—нижнего карбона; 3 — осадочно-вулканогенные породы базальтового и андезибазальтового состава; 4–5 — интрузивные комплексы: граниты Bt–Amf, граносиениты, сиениты (4), габбро, габбро-долериты (5); 6–16 — рудопроявления: 6–13 — состав рудных формаций/ассоциаций: 6 — золоторудные, 7–10 — колчеданные (VMS): пирротин–халькопирит (7), пирротин–сфалерит–халькопирит (8), существенно пиритовая (9), пирит–халькопиритовая (10); 11 — Cu–Au–порфировая (золото–халькопирит–пирит), 12 — Cu–кварцевая (халькопирит–кварц), 13 — неясного генезиса и состава, 14–16 — масштаб проявлений: 14 — месторождения (названия подписаны), 15 — рудопроявления, 16 — точки минерализации; 17–19 — тектонические нарушения (разломы): 17 — глубинный долгоживущий Западно-Мугоджарский, 18 — основные (I — Первый диагональный, II — Второй диагональный, III — Шулдак-Мынжасарская зона), 19 — второстепенные (IV — Шет-Иргизский); 20–21 — складчатые структуры (2-го порядка — жирным шрифтом): 20 — синклинали Кундыздинская (КС), Бохтыбайская (БС), Аульинская (АС), 21 — антиклинали: Дунгулевская (ДА).

Таблица 2. Последовательность проявления гидротермально-метасоматических образований в породах района Юбилейного месторождения

Этап (стадия) проявления гидротермальной деятельности		Тип гидротермально-метасоматического изменения	Фация	Минеральный парагенезис
Вулканогенный, связанный со становлением субмаринных вулканических построек депрессионного типа, сложенных породами последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой формации (D_{1-2})		Лиственитовый	Монокварцевая	qtz $\pm$ hser, py
		Пропилитовый	Слюдистая	qtz + hser/fch, py
			Карбонатная	dol + chl $\pm$ cc, qtz, hser, py
			Пумпеллиитовая	pmp + chl $\pm$ cc, qtz, prh
			Пренитовая	prh + chl $\pm$ cc, pmp, qtz
		Альбитофировый	Кварц-альбитовая	qtz + ab $\pm$ chl
		Филлизит-березитовый	Кварц-серицитовая	qtz + ser/ms $\pm$ ank, py
		Пропилитовый	Кварц-серицит-анкеритовая	qtz + ser/ms + ank + chl + py
			Эпидот-хлоритовая	ep + chl $\pm$ bt, kfs, qtz
			Эпидот-актинолитовая	ep + act $\pm$ chl, bt, kfs, qtz
Плутоногенный, обусловленный процессом внедрения гранитоидов айрюкского комплекса (D_3-C_1)	Регрессивная	Скарновый	Гранат-клинопироксеновая	grt + cpx $\pm$ ep, qtz, act
	Прогрессивная	Роговиковый	Кварц-биотитовая	qtz + bt $\pm$ fsp, hb
		Фельдшпатолитовый	Кварц-ортоклаз-альбитовая	qtz + kfs + ab $\pm$ bt

Примечание. Здесь и далее по тексту и на фиг. 6 и 10 обозначения минералов: qtz – кварц, ser – серицит, ms – мусковит, hser – гидросерицит, fch – фуксит, chl – хлорит, ank – анкерит, dol – доломит, cc – кальцит, ep – эпидот, bt – биотит, act – актинолит, hb – роговая обманка, fsp – плагиоклаз, kfs – калиевый полевой шпат, ab – альбит, pmp – пумпеллиит, prh – пренит, grt – гранат, cpx – клинопироксен, py – пирит. Березит – серицит-карбонат-пирит-кварцевый метасоматит; лиственит – Ca-Mg-карбонат-фуксит-пирит-кварцевый ($\pm$ тальк) метасоматит.

ты, гранодиорит-порфиры, граниты. Рудовмещающий штوك плагиогранит-порфиров находится в узле пересечения Аулинской северо-восточной и Трещинной (1-й Диагональной) северо-западной зон разломов (Руденко, Гильманов, 1980; Shatov et al., 2014).

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ РАЙОНА ЮБИЛЕЙНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Геохимический анализ и геолого-петрографическое картирование охватывали район месторождения; площадь работ примерно составляла 12×15 км и отвечала территории карты на фиг. 3а, исключая полосу развития терригенных отложений нижнего карбона и мезозоя–кайнозоя на ее западном фланге. Петрографический анализ позволил выделить ассоциации вторичных минералов различной природы и реконструировать временную последовательность гидротермальных изменений.

Проведенное на рассматриваемой территории ($S \sim 195$ км²) картирование полей гидротермально-измененных пород в наиболее полном объеме их проявления, то есть с учетом удаленных флангов – внешних зон слабых изменений, показало, что в процессе формирования гидротермально-метасоматической (ГМ) зональности района Юбилейного месторождения может быть выделе-

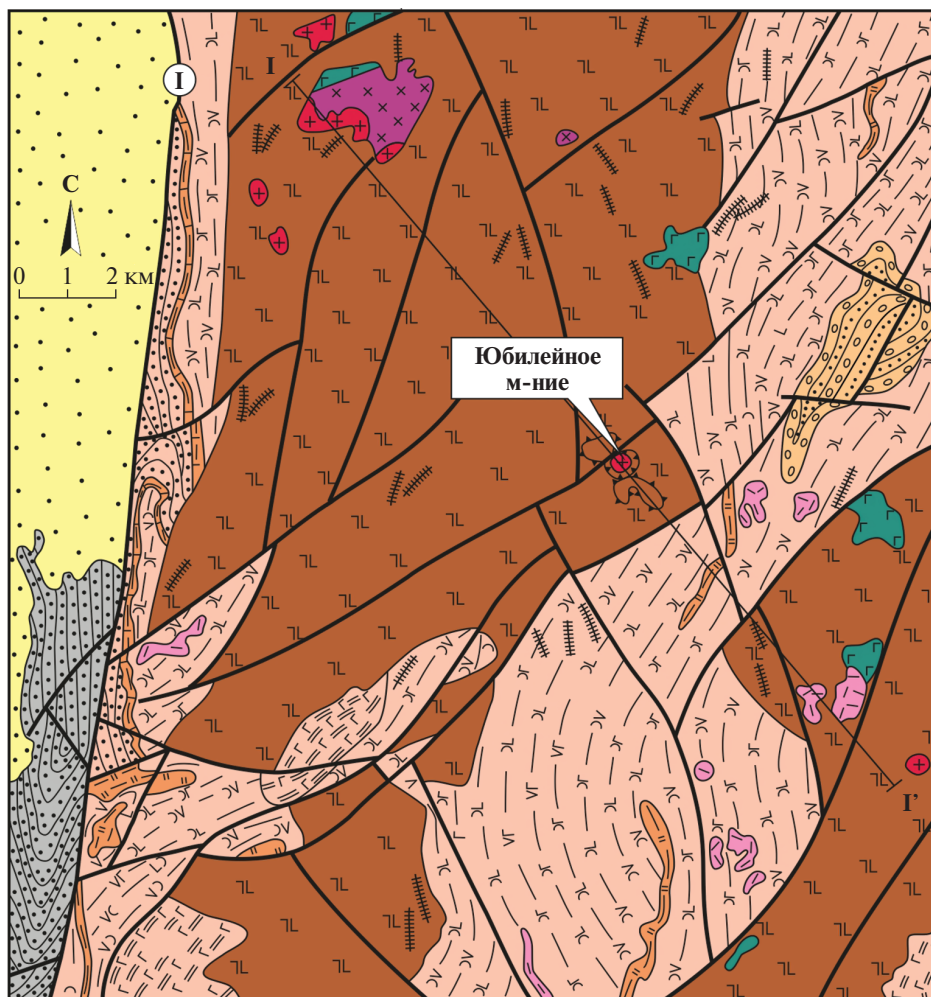
но два основных этапа (табл. 2): ранний – вулканогенный и поздний – плутоногенный этап.

Вулканогенные гидротермально-метасоматические образования

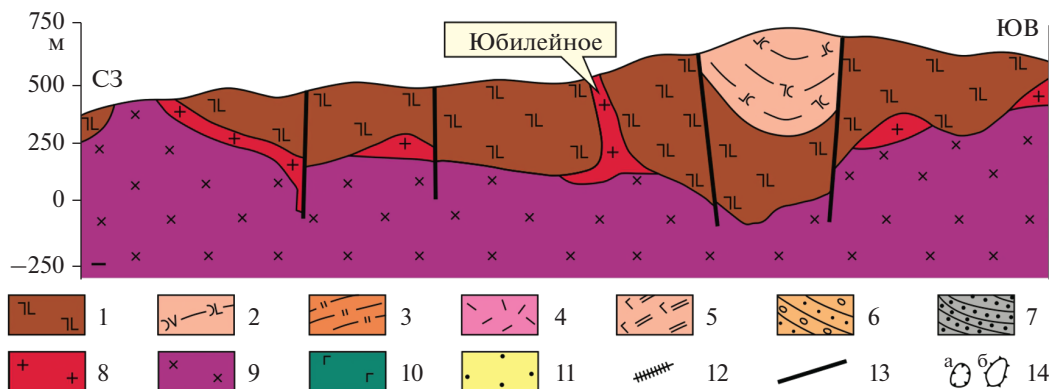
Вулканогенный (синвулканический) этап проявился исключительно среди вулканогенных и туфогенно-осадочных пород девонского возраста, которыми на рассматриваемой территории сложно крупное вулканическое сооружение – щитовой палеовулкан, имеющий двухэтажное строение. В его основании выделяются толеитовые базальты и вариолиты мугоджарской серии, перекрытые вверх по разрезу вулканогенными и туфогенно-осадочными отложениями миляшинской и кундыздинской свит, формирующих линейные вулканотектонические структуры депрессионного типа, вытянутые в ССВ направлении на десятки км и контролируемые известными здесь медно-колчеданные проявления.

На севере, а также в центре и на юго-востоке территории (см. фиг. 3) в это сложно построенное вулканическое сооружение внедрялись гранитоиды айрюкского интрузивного комплекса (D_3-C_1), термальное воздействие которых на вмещающие породы девонского возраста сопровождалось интенсивным замещением ГМ-образований вулканического этапа плутоногенными гидротермалитами: скарнами, роговиками, пропилитами и

(a)



(б)



Фиг. 3. Геологическое строение района Юбилейного месторождения (по Редкозубу В.Т. и др., 1991 с изменениями авторов): а — схематическая геологическая карта, б — геологический разрез по линии I—Г.

1 — мугоджарская серия, $D_{1e}-D_{2ef}$: толеитовые базальты, андезиты, долериты; 2–5 — млыашинская свита, $D_{2gv}-D_{3fr1}$: 2 — базальты, андезиты и их туфы, 3 — кремнистые сланцы, 4 — субвулканические тела дацитов и риолитов, 5 — субвулканические тела долеритов; 6 — кундыздинская свита, D_{3fr} : конгломераты, граувакки и алевролиты; 7 — жанганинская свита, D_{3fm} : терригенные флишеидные отложения; 8–10 — айрюкский интрузивный комплекс, D_3-C_1 : 8 — плагиогранит-порфиры, 9 — диориты и гранодиориты, 10 — габбро-диориты; 11 — чехол мезозойско-кайнозойских отложений, перекрывающих палеозойские образования; 12 — дайки долеритов; 13 — тектонические нарушения (I — Западно-Мугоджарский разлом); 14 — техногенные сооружения: а — карьер, б — отвалы.

филлизитами—березитами. Поэтому собственно вулканогенные ГМ-образования, представленные альбитофировыми, пропилитовыми и листовит-серицитолитовыми минеральными парагенезисами, в своем первозданном неметаморфизованном виде сохранились локально — только в пределах межгранитных блоков осадочно-вулканогенных пород в северо-восточной, центральной, южной и юго-западной частях района.

Альбитофиры. Объемному аутометасоматическому кварц-альбит-хлоритовому (альбитофировому) перерождению подвергается практически весь спектр осадочно-вулканогенных пород девонского возраста. Общая площадь, занятая альбитофировыми изменениями, составляет 167,1 км². Основной объем ГМ-изменений данного типа приходится на их умеренно и сильно проявленные разности. Соотношение площадей, занятых умеренно измененными породами, и площадей, занятых сильно и интенсивно измененными породами, составляет 5 : 5 : 1 (фиг. 4, 5).

В петрохимическом отношении наиболее выразительно процесс альбитофирового изменения протекает в базальтах и андезибазальтах — породах, контрастно отличающихся по своему химизму от конечных продуктов их замещения — альбитофиров. Обращает на себя внимание тот факт, что в ходе процесса кварц-альбитового изменения исходные вулканы теряют от 40 до 80% первоначальных количеств железа, марганца, магния и кальция, то есть компонентов, определяющих состав хлорита, пренита, эпидота, пумпеллиита и других главных минералов измененных фемических пород. Привносятся в среду минералообразования только кремний и особенно натрия. Этот своеобразный гидротермально-метасоматический процесс осветления основных вулканитов протекал под воздействием кремнещелочных (Si—Na) гидротермальных растворов, природа которых была неразрывно связана с активным вовлечением в процесс седиментационных вод морского происхождения. Причем этот процесс лейкократизации исходных вулканитов основного и среднего состава сопровождался их существенным разуплотнением (до -0.08 г/см³) и потерей до 60—70% их первичной намагниченности.

В геохимическом отношении для альбитофиров характерно преобладание элементов группы выноса над элементами группы привноса. Отчетливо привносятся в среду минералообразования элементы литофильной группы (Ba, Mo, W, Sn, Ta, Nb, Zr, Be) как индикаторы эпигенетической лейкократизации — “фельзитизации” пород. Тогда как ярко выраженную тенденцию к выносу испытывают практически все сидерофильные (Cr, Ni, Co, V, Sc, Ti и др.) и ряд халькофильных (Au, Ag, Pb, Zn, Cu) элементов. Прочие ведут себя в этом процессе индифферентно.

Пропилиты вулканогенного этапа представлены двумя фациями: *пренитовой* (prh + chl ± cc, pmp, ep, qtz) и *пумпеллиитовой* (pmp + chl ± cc, qtz, ep, prh), которые, как и альбитофиры, получили широкое развитие среди вулканических и туфогенно-осадочных пород девонского возраста. На современном уровне эрозионного среза на площадь, занятую ореолами пропилитизации, приходится не менее 45% территории района (см. фиг. 4, 5). При этом наблюдается явное преобладание пропилитов пумпеллиитовой фации над пренитовыми их разностями в соотношении, примерно, как 10 : 1.

Основное поле развития вулканогенных пропилитовых изменений закартировано в пределах линейных вулканотектонических структур депрессионного типа, сложенных вулканогенными и туфогенно-осадочными отложениями мылашинской и кундыздинской свит. Поэтому форма пропилитовых ореолов во многом совпадает с “геометрией” этих наложенных вулканотектонических структур, в пределах которых они тесно ассоциируют с приразломными зонами листовитов и серицитолитов. Общая площадь, занятая пропилитовыми изменениями, составляет 101,4 км². Среди них преобладают разности со слабо, умеренно и сильно проявленными изменениями. На долю полнопроявленных метасоматитов приходится не более 5% площади ореола пропилитизированных пород.

По своему составу и происхождению это типичные продукты зеленокаменного перерождения девонских осадочно-вулканогенных пород, протекающего в приповерхностных эпитепирмальных условиях под влиянием низкотемпературных субщелочных гидротермальных растворов, обогащенных слабыми основаниями и карбонат-ионом. Состав пропилитизирующих растворов, видимо, во многом определяется составом захороненных в слоистом осадочно-вулканогенном разрезе седиментационных вод, активизированных и превращенных в гидротермальные растворы при динамометаморфизме и складчатости данного блока пород земной коры.

В геохимическом отношении пренит-пумпеллиитовые пропилиты контрастно отличаются от рассмотренных выше альбитофировых парагенезисов. Для пропилитов наиболее характерным является отчетливый привнос в среду минералообразования сидерофильных элементов (Cr, Ni, Co, Sc, V, Mn), протекающий на фоне глубокого выноса ряда литофильных (Mo, Ba, Sn) и халькофильных (Au, Ag) элементов. Незначительный привнос выявлен также для свинца, меди и цинка. В петрофизическом отношении пропилиты заметно отличаются от альбитофиров. Конечные продукты пропилитизации, как правило, характеризуются повышенными значениями плотно-



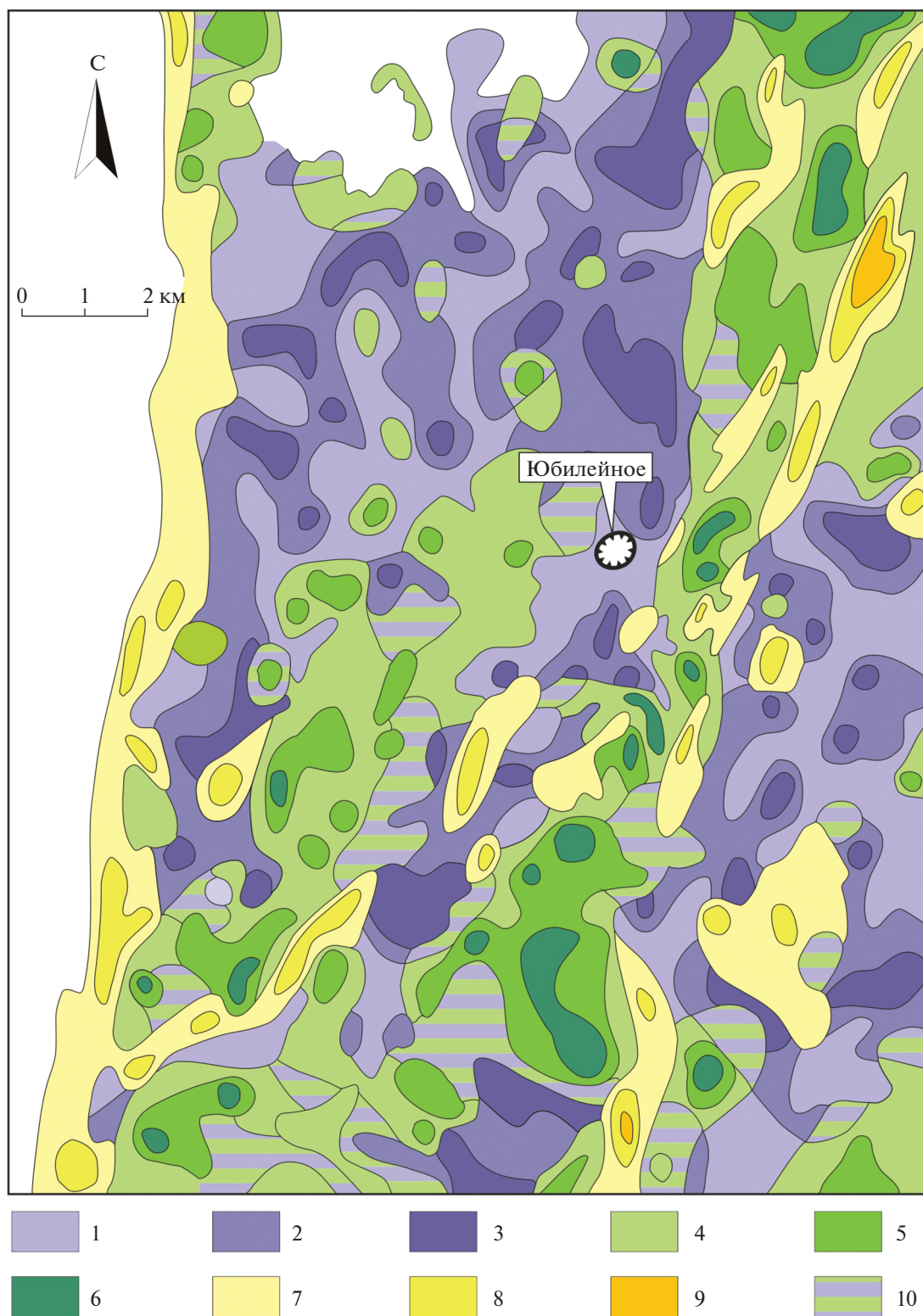
Фиг. 4. Вулканогенные минеральные парагенезисы альбитофитов, пренитовых и пумпеллиитовых пропилитов и лиственитов в гидротермально измененных породах района Юбилейного месторождения.

1 — изменение отсутствует; 2–4 — интенсивность проявления гидротермального изменения пород: 2 — слабая-умеренная (5–10%), 3 — сильная (10–25%), 4 — интенсивная (> 25% новообразований).

сти (до 3.5 г/см³) и незначительным увеличением магнитной восприимчивости.

Листвениты—серицитолиты. Среди лиственитовых и серицитолитовых парагенезисов выделяются следующие три фациальные разновидности, различающиеся друг от друга по объему участвующих в их строении кварцевой, фуксит-светло-слюдистой и хлорит-карбонатной составляющих (табл. 2; фиг. 4). По структурно-вещественным характеристикам и термодинамическим параметрам фации лиственитов-серицитолитов отвечают эпизоне ($h = 0–2$ км, $T = 50–250^{\circ}\text{C}$) сферы проявления гидротермальной деятельности.

На современном уровне эрозионного среза общая площадь, занятая ореолами лиственитов-серицитолитов, составляет 85.4 км². Соотношение умеренно-слабо проявленных разностей к сильно и интенсивно-полно проявленным разностям отвечает отношению 3 : 2 : 1, что указывает на достаточно мощное проявление этого процесса ГМ-изменений в осадочно-вулканогенных сериях девонского возраста. На долю интенсивно-полно проявленных разностей лиственитов-серицитолитов приходится не менее 10% от общей площади ореола лиственитизации—серицитизации, что само по себе может служить положительным при-



Фиг. 5. Вулканогенная составляющая гидротермально-метасоматической зональности района Юбилейного месторождения, связанная со становлением субмаринных вулканических построек депрессионного типа, сложенных породами последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой формации (D_{1-2}).

1–9 – интенсивность проявления гидротермально-метасоматических образований: 1–3 – альбитофиты (1 – слабая–умеренная, 2 – сильная и 3 – интенсивная), 4–6 – пренит-пумпеллиитовые пропилиты (4 – слабая–умеренная, 5 – сильная и 6 – интенсивная), 7–9 – листвениты (7 – слабая–умеренная, 8 – сильная, 9 – интенсивная); 10 – совмещение в пространстве альбитофитов с пренит-пумпеллиитовыми пропилитами.

знаком потенциальной рудоносности данной территории на медноколчеданное оруденение.

Листвениты–серицитолиты – это типичные средне-низкотемпературные ГМ-образования, обусловленные проявлением в породах эпитеpmальной (вулканогенной) гидротермальной деятельности, связанной со становлением отдельных вулканотектонических структур линейного и центрального типов, сформированных в подводно-морских условиях, а также с последовавшей за этим тектонической перестройкой и динамометаморфизмом осадочно-вулканогенных пород девонского возраста. Главными минералами лиственит-серицитолитовых ГМ-образований являются кварц, светлые слюды (гидросерицит, серицит, мусковит), фуксит, бледно-зеленый до бесцветного хлорит, карбонат (кальцит, анкерит, доломит). В качестве типоморфных минеральных примесей отмечаются кубический пирит, гематит, лейкоксен, гетит, гидрогетит, халькопирит, барит, ковеллин, борнит и ярозит.

Как показано на фиг. 4 и 5, среди вулканогенно-осадочных пород миыашинской и кундыздinской свит лиственит-серицитолитовые ГМ-изменения носят ярко выраженный приразломный характер и контролируются зонами повышенной проницаемости субмеридионального и северо-восточного простираний. На таких участках выделяются узкие приразломные ореолы полнопроявленных гидротермалитов – лиственитов–серицитолитов, характеризующихся сложным полиминеральным составом (кварц + серицит + фуксит + хлорит + + доломит, анкерит) и иногда сланцеватой текстурой, унаследованной ими от локально динамометаморфизованных вмещающих вулканогенно-осадочных пород.

В геохимическом отношении листвениты–серицитолиты несут в себе все признаки, характерные для гидротермалитов, так называемых “областей разгрузки” вулканогенно-тектоногенных рудоформирующих гидротермальных систем (Плющев, Шатов, 1985). Для ореолов лиственитизации–серицитолитизации на рассматриваемой территории типичным является многократный (по сравнению с малоизмененными породами) привнос в среду минералообразования Ag, Au, Pb, Cu и в меньшей степени – Cr, Ni, Co. Ряд элементов, таких как Sn, Ta, Nb, а также некоторые сидерофильные элементы, отчетливо выносятся в этом процессе, тогда как остальные компоненты ведут себя индифферентно. В петрофизическом отношении, как и в альбитофирах, эти виды вторичных изменений приводят к значительному размагничиванию и разуплотнению конечных продуктов замещения.

Как показано на фиг. 4, рассмотренные вулканогенные ГМ-образования не хаотично распространены в пространстве, а группируются в зако-

номерно упорядоченную совокупность зон или формируют латеральную гидротермально-метасоматическую зональность, “ядром” которой являются приразломные ореолы лиственитов–серицитолитов, которые во все стороны сменяются сначала пренит-пумпеллиитовыми пропилитами, а затем – альбитофирами. Такая же смена зон происходит и в вертикальном направлении. Альбитофиры образуют самое нижнее – наиболее глубинное звено вулканогенной рудно-метасоматической колонны; пренит-пумпеллиитовые пропилиты – ее среднюю часть, а листвениты–серицитолиты – ее самые верхние рудное (пирит-халькопирит-колчеданное) и надрудное звенья.

Плутоногенные гидротермально-метасоматические образования

Плутоногенный этап гидротермальной деятельности на рассматриваемой территории был обусловлен процессом внедрения и длительного становления гранитоидов айрюкского интрузивного комплекса (D_3-C_1), слагающих крупное (по крайней мере по латерали) плутоническое тело, выходящее на дневную поверхность только в трех местах: на севере – в виде небольшого по размерам массива ($S \sim 11 \text{ км}^2$), в центре – в виде трубообразного тела рудоносных плагиогранит-порфиров Юбилейного месторождения и на юго-востоке – в виде штокообразного массива гранодиоритов площадью 1.5 км^2 , фиксирующих своим местоположением куполовидные выступы кровли скрытого на глубине плутона гранитоидов (см. фиг. 3). То есть Айрюкский гранитоидный плутон на рассматриваемой территории, по большому счету, является “слепым”, слабо вскрытым, и фиксируется на современном уровне эрозионного среза исключительно ореолами зонально построенной приконтактовой пропилитизации, ороговикования, скарирования, филлитизации–березитизации и фельдшпатизации.

Фельдшпатолиты, представленные ГМ-образованиями кварц-ортоклаз-альбитового состава, проявлены в той или иной степени практически во всем объеме пород Айрюкского плутона, но особенно сильно (до 25–50 об. % новообразованных минералов) среди плагиогранит-порфиров второй фазы внедрения. По существу, это типичные аутометасоматические близмагматические образования, проявленные в породах массива гранитоидов в виде разнообразных по морфологии агрегатов замещения и перекристаллизации: гнезд, жил и прожилков нередко с параллельно-шестоватым (друзитовым) и микропегматоидным (графическим) внутренним строением. В геологической литературе подобные гидротермалиты нередко называют “вторичными аляскитами” (Марин, 1976), “вторичными граносиенитами” или “кварцевыми сиенитами” (Казицын, 1972 и др.), так

как они обычно сохраняют магматогенный облик замещаемых пород.

В геохимическом отношении процесс фельдшпатизации характеризуется слабым накоплением прежде всего “гранитофильных” элементов — Nb, W, Mo, Zr, Be и Sn, протекающим на фоне обеднения исходных пород главным образом сидерофильными элементами (Cr, V, Ni, Co, Sc, Mn, Ti) и, в меньшей степени, литофильными и халькофильными.

Обращает на себя внимание факт интенсивного выноса золота и меди (до 40–65% от содержания элементов в исходных породах) из гранитоидов в местах их преобразования фельдшпатизацией. Факт выноса золота в связи с проявлением процесса фельдшпатизации не нов. Он широко обсуждается в геологической литературе и описан на примере многих мезотермальных золоторудных месторождений жильного и штокверкового типов, а также медно-порфировых (напр., Soloviev et al., 2019).

Скарны и скарноиды проявлены в породах района крайне незначительно. По составу это клинопироксен-гранатовые агрегаты с примесью актинолита, полевого шпата, кварца, эпидота и цоизита, обусловленные проявлением — среди скарновых парагенезисов — минералов более поздней стадии средне-низкотемпературной пропилитизации.

В пространственном отношении большинство пунктов скарнирования приурочены к экзоконтактовой области гранитоидов айрюкского комплекса. Границы зон скарнирования с вмещающими (как правило, пропилитизированными) породами достаточно резкие. Здесь нет постепенных переходов от полнопроявленных скарновых тел к внешним зонам изменения. Этот переход обычно происходит на коротком расстоянии, измеряемом первыми десятками метров, и осуществляется через ряд промежуточных зон метасоматических колонок. Геохимические особенности скарнов определяются многократным накоплением в конечных продуктах замещения Au, Ag, Mo, Cu и Bi, то есть элементов, являющихся индикаторами скарново-порфировых рудоформирующих систем.

Роговики кварц-биотитового состава получили развитие среди вмещающих вулканогенных пород на контакте с прорывающими их гранитоидами айрюкского комплекса. Участки роговикования представляют собой узкие приконтактовые ореолы, изредка отстоящие от контакта с гранитами на 50–100 м.

Приконтактовые пропилиты представлены двумя фациями (см. табл. 2): эпидот-актинолитовой и эпидот-хлоритовой, общая площадь которых составляет 132.5 км² с примерно равным вкладом каждой из них в строение плутогенной гидротермально-метасоматической зональности райо-

на Юбилейного месторождения. При этом, как показано на фиг. 6–7, эпидот-актинолитовые пропилиты формируют внутреннюю, непосредственно примыкающую к поверхности гранитоидного плутона, часть ореола приконтактовой пропилитизации. Тогда как эпидот-хлоритовые фации пропилитов, уходящие от контакта с гранитами нередко на 400–500 м и более, образуют внешний фронт пропилитизации, объединяющий в единое целое всю совокупность гидротермальных изменений, обусловленных процессом внедрения гранитоидов айрюкского комплекса.

В целом по ореолу приконтактовой пропилитизации соотношение площадных параметров ореолов, занятых слабо-умеренно проявленными разностями пропилитов, с сильно и интенсивно-полнопроявленными их разностями выражается отношением 30 : 14 : 1, что свидетельствует о преобладании в строении плутогенной ГМ-зональности района слабо-умеренно- и сильно-проявленных разностей пропилитов. В пределах этих приконтактовых ореолов интенсивность пропилитизации закономерно нарастает от внешних (фронтальных) зон к внутренним (тыловым) зонам, достигая максимума на контакте с гранитоидами айрюкского комплекса. Из числа рассеянных элементов тенденцию к незначительному накоплению в пропилитах, развитых по андезибазальтам мугоджарской серии, испытывают некоторые сидерофильные (Cr, Ni, Co), а также ряд халькофильных и литофильных элементов. Симптоматично, что золото, медь и серебро повсеместно выносятся из пропилитизированных вулканогенных пород девонского возраста.

Филлизиты–березиты являются наиболее характерными околорудными ГМ-образованиями, которые в строении плутогенной гидротермально-метасоматической зональности района занимают особое место. Их ореолы контролируют размещение в пространстве кварцево-жильной и прожилково-вкрапленной золотой минерализации, как в пределах рудного поля самого Юбилейного месторождения, так и пределах всех известных здесь перспективных участков (Шекарабулак, Юго-Западный, Аюлы, Ашлуша и Ащесай). Филлизиты–березиты занимают 58.8 км², то есть на их долю приходится более 30% изученной площади района работ. Такое соотношение площадей, занятых филлизитами–березитами, пропилитами и фельдшпатолитами, однозначно указывает на незначительную степень эродированности всей вертикальной колонны рудоносных плутогенных метасоматитов, обусловленных процессом внедрения и длительного становления гранитоидов айрюкского комплекса. В строении закартированных зон филлитизации–березитизации преобладают в основном слабо-умеренно и сильно проявленные разности с отношением их площадных параметров к интенсивно-полнопро-



Фиг. 6. Плутоногенные минеральные парагенезисы филлизитов–березитов, скарнов, эпидот-хлоритовых и эпидот-актинолитовых пропилитов и биотитов в гидротермально измененных породах района Юбилейного месторождения. 1–4 – интенсивность проявления гидротермального изменения пород: 1 – изменение отсутствует, 2 – слабая–умеренная (5–10%), 3 – сильная (10–25%), 4 – интенсивная (> 25% новообразований).

явленным разностям филлизитов березитов как 6 : 4 : 1. На долю интенсивно-полно проявленных фаций филлизитов–березитов приходится не менее 8% от общей площади ореола филлизитизации–березитизации. Мусковит-серицитовые филлизиты–березиты как бы формируют ядро (фокус) плутоногенной гидротермально-метасоматической зональности, образуя серию изометричных ореолов, окруженных со всех сторон (по принципу строения “матрешки”) ореолами приконтактной пропилитизации эпидот-актинолитовой и эпидот-хлоритовой фаций. В геохимическом отношении филлизиты–березиты имеют все признаки, характерные для гидротермалитов так на-

зываемых “областей разгрузки” рудоформирующих порфировых гидротермальных систем. На рассматриваемой территории для ореолов, занятых филлизитами–березитами, наиболее типичным является многократный (по сравнению с фоном) привнос в породы Au, Ag, Cu, Bi и в меньшей степени Te, As, Pb, Sb W, Mo, B и Zn.

Латеральная геохимическая зональность и ее соотношение с ГМ-зональностью

Как показывает анализ фиг. 8, структура распределения положительных геохимических ореолов в пространстве и их состав во многом опреде-

ляются геометрией и минеральным составом зон ГМ-изменений, принадлежащих выше рассмотренным двум гидротермально-метасоматическим комплексам (ГМК):

- вулканогенному *альбитофир-пропилит-лиственитовому (серицитолитовому)*, связанному со становлением отдельных вулканотектонических структур линейного, центрального и депрессионного типов, сформированных в субмаринных и островодужных геодинамических обстановках (см. фиг. 5);

- плутоногенному *фельдшпатолит-пропилит-березитовому*, обусловленному процессом внедрения и длительного становления гранитоидов айрюкского комплекса (см. фиг. 7).

Альбитофир-пропилит-серицитолитовый ГМК. Геохимическая специализация зон лиственитизации и серицитизации данного ГМК выражается положительными ореолами, прежде всего, следующих семи элементов — Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Ni и Cr. Нередко к ним добавляются Ba, Co, Mn, V и в меньшей степени Sc. Геометрия положительных аномалий этих элементов во многом обусловлена морфологией зон пренит-пумпеллиитовых пропилитов и лиственитов—серицитолитов.

Установленный здесь геохимический ряд зональности в пределах пропилитовых и лиственит-серицитолитовых зон ГМ-изменений, обусловленных вулканогенным этапом гидротермальной деятельности, может быть представлен в следующем виде (от периферии вулканотектонических структур к их центру — в направлении вектора максимальной изменчивости): $\text{CrNiCo} \rightarrow \text{Pb} \rightarrow \text{ZnCuCrNi} \rightarrow \text{AuAg (CrNi)} \rightarrow \text{BaAuAg}$.

Однако геохимические характеристики положительных аномалий, связанных с зонами лиственитизации—серицитолитизации данного ГМК, чрезвычайно сильно усложняются на участках приконтактового метаморфизма этих зон со стороны гранитов Айрюкского плутона за счет появления в их составе несвойственных вулканогенному этапу гидротермальной деятельности элементов, таких как Mo, W, Bi, Sn. То есть происходит сложение аномальных геохимических полей вулканогенного этапа с накладывающимися на них аномальными полями плутоногенного айрюкского этапа гидротермальной деятельности.

Фельдшпатолит-пропилит-березитовый ГМК. На современном уровне эрозионного среза в наиболее “чистом” виде геохимический эффект, обусловленный проявлением гидротермалитов данного ГМК, можно наблюдать в пределах рудного поля Юбилейного месторождения, где в коренных породах установлена крупная положительная аномалия литохалькофильного типа — $\text{AuCuBiMoAgWSn PbSbAs}$, имеющая концентрически-зональное строение. “Ядро” аномалии представлено комплексным ореолом Au, Cu, Bi и

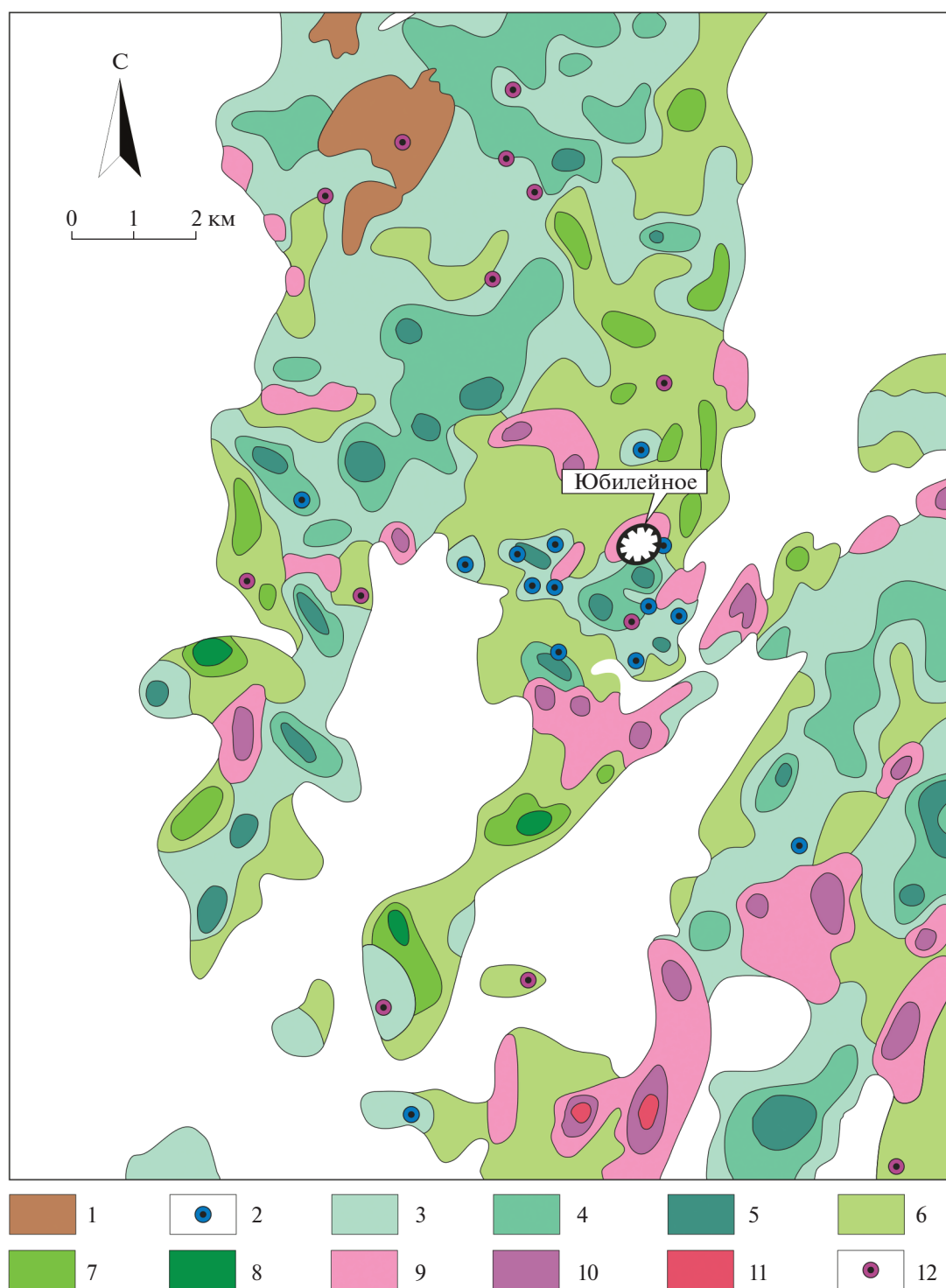
Mo, а ее периферия — ореолом Ag, W, Sn, Pb, As и Sb. Этот латеральный ряд геохимических ореолов, по существу, является отражением вертикальной рудно-геохимической и рудно-метасоматической зональности Юбилейного месторождения в целом.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЮБИЛЕЙНОЕ

В строении месторождения принимают участие ниже-среднедевонские метабазальты мугджарской свиты (спилиты, диабазы), прорывающие их дайки габбро-диабазов и штокообразное тело плагиогранит-порфиров (биотитовых и биотит-роговообманковых) среднего девона (Грабежев, 2014; Shatov et al., 2014), имеющих гранодиорит-тоналитовый и плагиоадамеллитовый состав (фиг. 9).

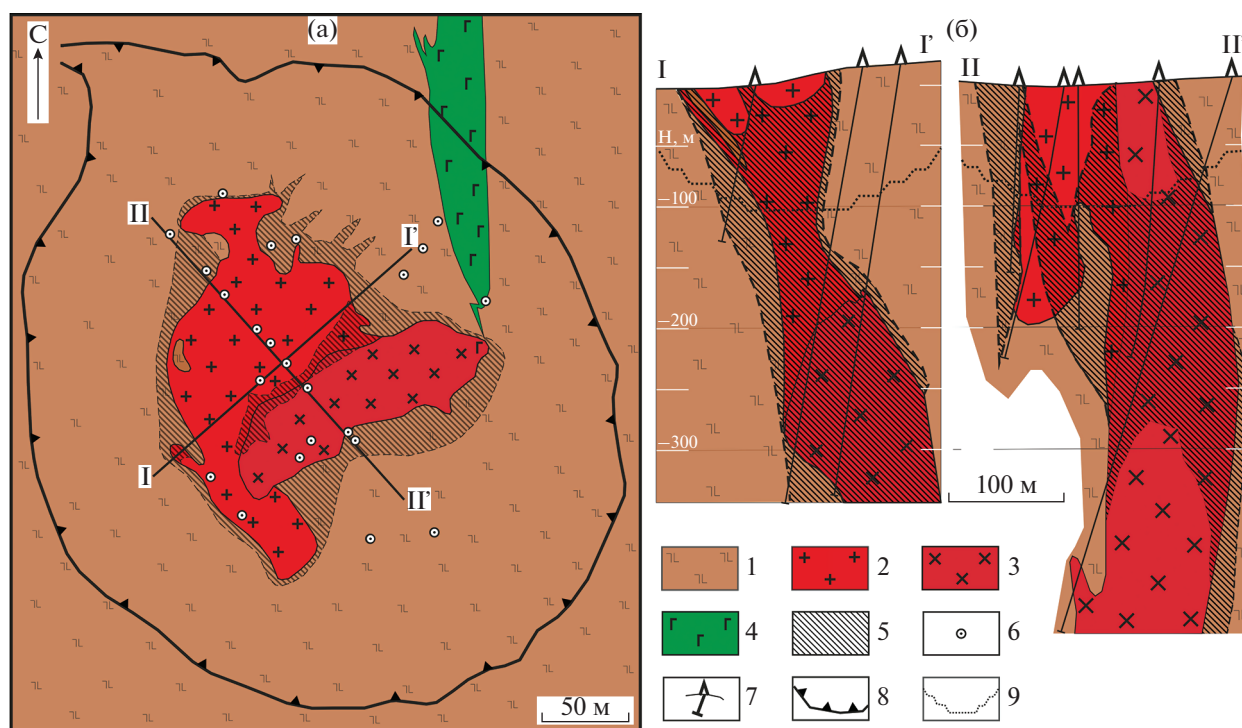
Шток в плане имеет небольшие размеры, 180×230 м, и грубо изометричную форму, мало изменяющуюся с глубиной. Прослежен скважинами до глубины свыше 1000 м. Выделены две, вероятно сильно сближенные во времени, фазы внедрения интрузива. Биотитовые плагиогранит-порфиры первой фазы внедрения обладают ясно выраженной порфировой структурой: фенокристаллы по размерам в 15–20 раз превосходят зерна основной массы. Эти вкрапленники представлены плагиоклазом (олигоклаз—андезин), кварцем и биотитом. Роговообманково-биотитовые плагиогранит-порфиры второй фазы в основном аналогичны по составу породам первой фазы, отличаясь от них лишь присутствием во вкрапленниках своеобразной длинностолбчатой роговой обманки и калиевого полевого шпата — в основной массе. В то же время частая встречаемость постепенных переходов разновидностей пород друг в друга, отсутствие четких границ, заставили многих отказаться от такого расчленения. По петрохимическим особенностям плагиогранит-порфиры относятся к породам повышенной щелочности, пересыщенным кремнеземом и алюминием (Геология СССР..., 1970). Обычным аксессуарным минералом является магнетит. Плагиограниты березитизированы, зачастую сильно окварцованы.

И по форме, и по строению шток обладает признаками диатрем — трубок взрыва, образовавшихся в результате прорыва вмещающих пород газо-магматической “смесью” и заполнения образовавшейся полости магматическим материалом с краевыми зонами брекчирования. На контактах с гранодиорит-порфирами вмещающие спилиты ороговикованы на расстоянии от нескольких сантиметров до полуметра, а сами порфиры имеют зоны закалки, тоже небольшой мощности, измеряемой первыми сантиметрами. Небольшой масштаб контактовых изменений объясняется, прежде всего, малыми размерами штока, не обладавшего до-



Фиг. 7. Плутоногенная составляющая гидротермально-метасоматической зональности района Юбилейного месторождения, обусловленная процессом внедрения гранитоидов айрюкского интрузивного комплекса (D_3-C_1).

1 – фельдшпатолиты умеренно-проявленные; 2 – локальные (внемасштабные) тела скарнов; 3–5 – интенсивность проявления эпидот-актинолитовых пропилитов (3 – слабая–умеренная, 4 – сильная и 5 – интенсивная); 6–8 – интенсивность проявления эпидот-хлоритовых пропилитов (6 – слабая–умеренная, 7 – сильная и 8 – интенсивная); 9–11 – интенсивность проявления филлизитов-березитов (9 – слабая–умеренная, 10 – сильная и 11 – интенсивная); 12 – локальные (внемасштабные) тела полно проявленных филлизитов-березитов.



Фиг. 9. Схема геологического строения Юбилейного Au(-Cu)-порфирового месторождения; по Б.М. Руденко, цит. по (Нарвайт и др., 1974; Shatov et al., 2003) с изм. и доп.: а – схематическая геологическая карта; б – разрезы по линиям I–I' и II–II'.

1 – базальты, андезиты, долериты мугоджарской серии ($D_{1e}-D_{2ef}$); 2, 3 – гранитоиды айрюкского интрузивного комплекса (D_3-C_1); 2 – биотитовые плагиогранит-порфиры, 3 – биотит-амфиболовые плагиогранит-порфиры; 4 – габбро-диориты; 5 – золотоносные кварцитовидные породы; 6, 7 – скважины в плане (6), на разрезе (7); 8, 9 – карьер на плане (8) и разрезе (9).

статочными запасами тепловой энергии. Сами интрузивные породы в близповерхностной части месторождения в большинстве случаев выглядели массивными и довольно свежими.

Всего на месторождении на ранних этапах разведки по подсчетным кондициям 1965 г., при бортовом содержании золота 2 г/т (с $C_{ср}$ в руде ~6.5 г/т Au), было выделено 4 основных рудных тела: Центральное, Северное, Юго-Восточное и Западное, названные так по своему местоположению в штоке или в непосредственной близости от него. Протяженность каждого из этих тел на различных горизонтах приближается или слегка превосходит 100 м при мощности от 10 до 30 м (Абдулин и др., 1976; Беспаяев и др., 1997; Shatov et al., 2003; Месторождения меди ..., 2014). *Западное* рудное тело протягивается на 80–240 м вдоль западного экзо-контакта интрузива. Его мощность до 23 м ($C_{Au} = 3.5-6.7$ г/т). *Северное* рудное тело локализовано вдоль северо-восточного контакта штока. Длина 80 м, мощность до 37 м ($C_{Au} = 3.4-8$ г/т). *Юго-Восточное* рудное тело локализуется в экзо-эндо-контактной части плагиогранит-порфиров. Его протяженность 120 м, мощность до 21 м ($C_{Au} = 3.8-11$ г/т). Расположенное внутри штока *Цен-*

тральное рудное тело – наиболее богатое (от 5 до 12 г/т Au). Его форма почти столбообразная, в верхней части – лентовидная, падение вертикальное, мощность до 27 м. По данным бурения, три тела в основном располагаются в контуре штока, среди плагиогранит-порфиров, и лишь Западное рудное тело развито вне его, но тяготеет к его экзоконтакту (Нарвайт и др., 1974; Shatov et al., 2014).

Средний состав руды (в мас. %): Cu 0.42, Zn 0.015, Pb 0.0015, As 0.003, Bi 0.001, Sb 0.005. Закономерной изменчивости поведения химических элементов (геохимической зональности), ни по латерали, ни по вертикали, на месторождении не выявлено. Контрастные ореолы золота и его спутников для вмещающих штоков метабазальтов (спилитов) не характерны (Shatov et al., 2014). Многие годы в отработке находилась внешняя наиболее богатая часть оруденелого гранитоидного штока, а также Центральное рудное тело при среднем содержании золота в отработываемой массе ~11 г/т. Кондиционные руды прослеживаются на глубину до 650 м. При снижении бортового содержания золота до 0.5 г/т, контуры различных рудных тел сливаются, образуя одно

большое поле, охватывающее почти весь объем штока; средние содержания промышленно-значимых компонентов составили, г/т: Au 2.07, Ag 2.15 (прочие параметры см. табл. 1). Рудные тела представлены мощными зонами сливных кварцитов с сульфидной минерализацией, занимающей от 2 до 5 об. % и более, и локально развитыми (на глубоких горизонтах) штокверкоподобными зонами различно ориентированных кварц-сульфидных прожилков мощностью 0.1–10 см. Сплошное окварцевание настолько характерно для руд, что они всегда рассматривались в планах по использованию руд месторождения как кварцевый флюс для плавки на медеплавильных заводах, и до сих пор применяются в этом качестве. Основную часть запасов составляют руды, содержащие 65–80% кремнезема, 6–13% глинозема и 3–10% сульфидов. Текстуры руд: однородные массивные, полосовидные, пятнистые, прожилковые, реже брекчиевидные. В центральных частях почти всех рудных тел зафиксированы отдельные участки скопления сульфидов мощностью от 10 до 60 см и протяженностью до десятка метров, при общей насыщенности ими кварцитов в таких зонах до 30–60 об. %.

По данным бурения, на средних и глубоких горизонтах большинство рудных тел сосредоточены в контуре интрузива и рассматриваются как апогранодиоритовые, хотя есть и небольшие рудные тела, расположенные во вмещающих метабазах. Однако подразделить их каким-то образом, например, по реликтовым структурам, на апогранитные и апоспилитовые удастся с трудом. Часть исследователей, соотнося оруденение с порфировым типом, определяют кварциты как штокверковую минерализацию (Грабежев, 2014; Чугаев и др., 2021), но такие представления не точны. В пределах гранодиоритового штока, породы которого сильно окварцованы по всему объему породы и не сильно пиритизированы, весьма сложно выделить системы трещиноватости и прожилков с рудной минерализацией: здесь встречены (только на глубине в сотни метров) единичные маломощные кварцевые прожилки и упомянутые выше линзовидные зоны пиритизации в кварцитах. Интересен факт отсутствия в рудах (кварцитах) хорошо образованных крупных газово-жидких включений.

В 1972 году при проведении глубинных поисковых работ в пределах горного отвода месторождения выявлено еще одно рудное тело, *Параллельное*, зафиксированное скважиной 4Ш в интервале глубин 400–500 м. Тело вскрыто среди спилитов (метабазальтов), в относительном отдалении (100–200 м) от штока. Представлено оно сливными сульфидизированными кварцитами, практически не отличающимися от кварцитов других рудных тел, но с несколько пониженными средними содержаниями золота (3.5 г/т). Наряду с кварци-

тами в этой рудной зоне проявлено несколько маломощных, от 1 мм до 2–3 см, жилок плагиогранит-порфиров, слабо измененных гидротермальными процессами. Ввиду удаления данного рудного тела от штока на расстояние, сопоставимое с размерами последнего, его увязка с возможным положением продуктивной интрузии или ее апофизы не сделана. При доразведке глубоких горизонтов месторождения, предпринятой в 1976–1978 гг., в непосредственной близости от Параллельного рудного тела было выявлено еще несколько рудных пересечений, увязанных в более мелкие рудные тела, названные Параллельное I, Параллельное II, Параллельное III. Тел интрузивных пород в участке их развития встречено не было.

Среди *рудных минералов* наиболее распространены магнетит, пирит, халькопирит, арсенопирит, борнит, тетраэдрит; им подчинены антимонит, галенит, сфалерит, гематит и ильменит. Редко встречаются самородные золото, халькозин, борнит, шеелит, молибденит, пентландит, висмутин и киноварь. Отмечены единичные зерна самородных платины, висмута, мышьяка; в последние годы при исследовании руд с помощью электронной микроскопии (Плотинская, 2020) были установлены раклиджит, тетрадимит-кавацулит $\text{Bi}_2\text{Te}_2(\text{S}_{0.5}\text{Se}_{0.5})$ и гессит. Самородное золото (пробность золота 879–967; по новым данным 733–972, Плотинская, 2020) ассоциирует с пиритом, арсенопиритом, халькопиритом и кварцем; в зоне гипергенеза средняя пробность золота 923. Из нерудных минералов – помимо резко преобладающего кварца – в рудах развиты карбонаты (кальцит, доломит), эпидот, хлорит, серицит, актинолит, альбит; все они являются второстепенными. Основным минералом руд является кварц (60–95 об. %), в промежутках между зерен которого фиксируется небольшое количество (2–3 об.%) мусковита, актинолита, доломита и других нерудных минералов, а также пирита. По содержанию кварца (более 60%) руда относится к флюсовой. По данным пробирного анализа мономинеральных фракций, основными минералами-концентраторами золота являются (в г/т): пирит II (20–300), арсенопирит (100–200), халькопирит (10–50). Золото установлено также в магнетите (до 5 г/т) и кварце II (до 25 г/т).

В целом по месторождению ряд активности химических элементов выглядит следующим образом: $\text{Au-Bi-Sb-Ag-Cu-(As-W-Mo-Sn-Zn-Pb-Co)}$, причем золото с висмутом имеют примерно равный вес и могут быть определены как рудные элементы. Три последующих компонента от сурьмы до меди также примерно равноценны. Нормированные по кларку их содержания почти на два порядка ниже, тем не менее, присутствие их в рудах устойчиво, и они могут быть названы постоянными спутниками. Остальные элементы ряда, от

мышьяка до кобальта, присутствуют спорадически.

ОБСУЖДЕНИЕ

Перспективы района и прогноз оруденения

Комплексный анализ петрографии вторичных изменений пород и их многоэлементной геохимии позволил систематизировать постмагматические процессы, установить их последовательность и связи с рудогенерацией (см. табл. 2). На этой основе появилась возможность подойти к вопросу о прогнозировании скрытого оруденения.

Синвулканическая (догранитная) группа вторичных изменений характеризуется сильным перераспределением Cr, Ni, V, Mn и Zn и в меньшей степени — Au, Cu и Ag. Для альбитизированных основных вулканитов (“альбитофилов”) свойственен сильный вынос Cr, Ni, V, Mn и Cu, тогда как в зонах пренит-хлорит-пумпеллиитовых изменений пропилитового и лиственитового типов эти элементы накапливаются, образуя положительные геохимические ореолы. По сравнению с этими элементами, Au и Zn слабо выносятся из зон как альбитизации, так и пропилитизации. Для лиственитизированных вулканитов и терригенных отложений мыльашской свиты — в северо-восточной части рассматриваемого района — характерно незначительное обогащение этими металлами.

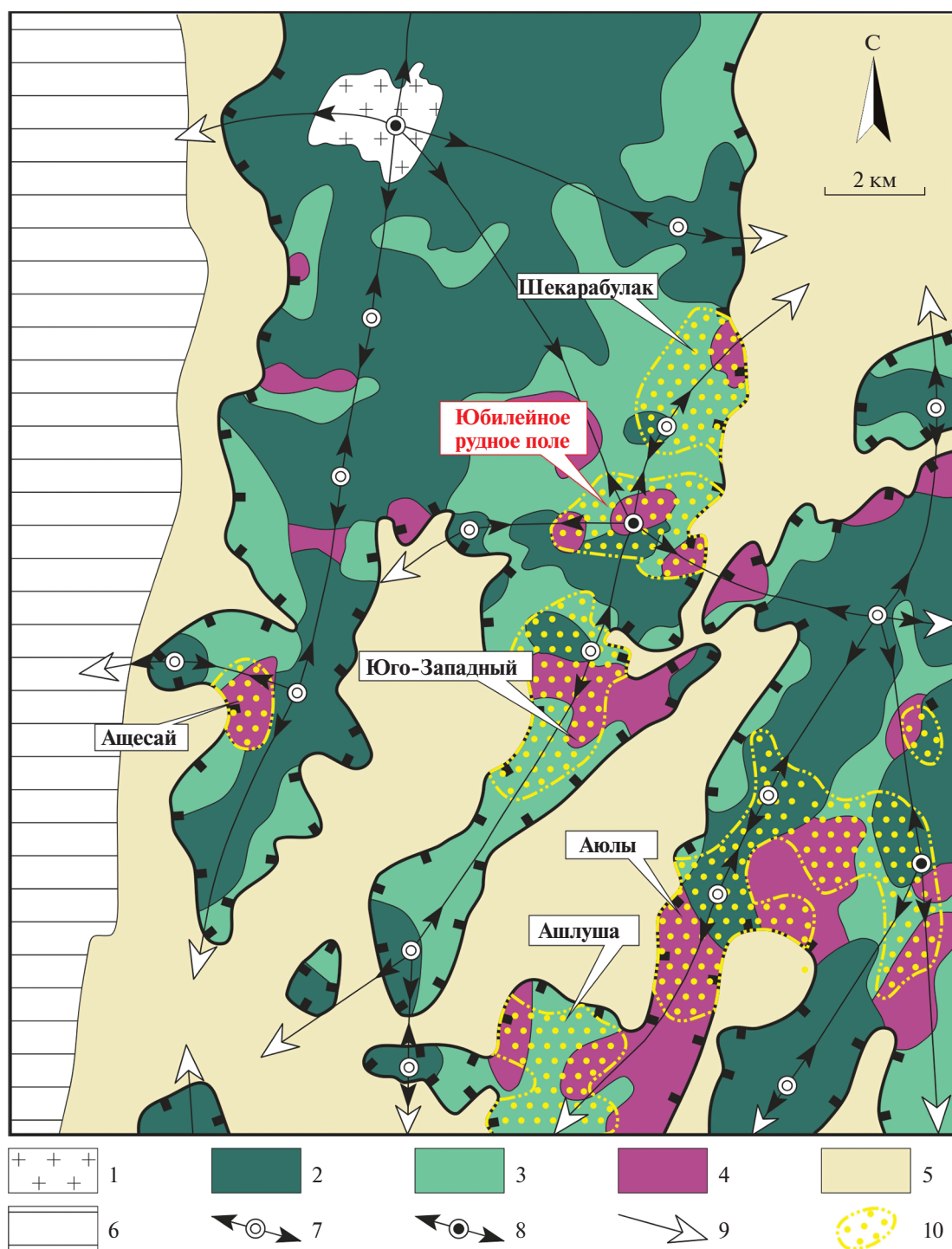
В отличие от выше описанной, *плутоногенная* (“сингранитная”) группа вторичных изменений выделяется сильным перераспределением Au, Ag, Cu, Bi, As, W и Mo и в меньшей степени — сидерофильных элементов. Наибольшим обогащением Au, Ag, Cu, Mo и Bi в пределах минерализованной зоны месторождения Юбилейное и его окрестностей отличаются филлитизированные и скарнированные породы. Характерно обеднение этими элементами пропилитизированных (эпидот-хлорит-биотитовая фация) основных вулканитов и вулканогенно-осадочных и терригенных отложений, а также альбитизированных гранодиоритов и диоритов Айрюкской интрузии.

Комбинированное петрографическое и геохимическое изучение ореолов гидротермальных изменений, позволило охарактеризовать зоны изменений, связанных как с синвулканическими ранне-среднедевонскими процессами, так и с минерализующим франским гранит-порфировым комплексом (см. табл. 2). Первые в основном отвечают поствулканическому перерождению вулканитов, близкому колчеданоносным полям (альбитизация, пропилитизация и лиственитизация). Вторые представлены — на прогрессивной фазе — калишпатизацией, ороговикованием и скарнированием, а на регрессивной — пропилитизацией, кварц-серпентиновыми изменениями и березитизацией. В це-

лом они отвечают изменениям порфирового стиля в апикальной части гранитоидного штока, с которыми связана медно-золотопорфировая минерализация. Указанный шток представляет собой локальный купол крупной диоритовой/гранодиоритовой интрузии (батолита), которая, по видимому, относится к айрюкскому интрузивному комплексу позднего девона—раннего карбона. Большая часть интрузии скрыта, и ее размещение реконструировано как по геофизическим данным, так и по результатам настоящего исследования. Карта зональности изученных изменений, иллюстрирующая внутреннюю структуру плутоногенной порфирово-гидротермальной системы в исследуемом районе, показана на фиг. 10.

Развитые в регионе зоны догранитных натриевых (альбитофиловых), пренит-хлорит-пумпеллиитовых изменений пропилитового и лиственитового типов ассоциируют с палеовулканическими аппаратами и связаны с поствулканическими процессами. Реликтовые зоны синвулканических изменений сохранились локально — они проявлены в породах участков более глубокого, на 0.5–1.5 км ниже современной поверхности, положении скрытого на глубине гранитоидного батолита. Раннее замещение хлорита биотитом и повсеместное разложение пумпеллиита маркируют внешние границы ореола изменений, связанных с гранитами. Внутренняя структура ГМ-ореола определяется, в первую очередь, как морфологией кровли интрузии, так и геоморфологическими факторами. С уменьшением расстояния от гранитоидного тела происходит последовательная смена пропилитовых эпидот-хлорит-биотитовой и эпидот-актинолитовой фаций зонами скарнирования. Зоны пропилитовых и скарновых эпидот-актинолитовых изменений, расположенные ближе всего к интрузиву, указывают на локальные купола на поверхности кровли скрытой гранитоидной интрузии, тогда как вышеупомянутые виды изменений в сочетании с ореолами филлитизованных изменений указывают на локальные купола, осложненные наличием совсем небольших гранит-порфировых штоков и даек. Геофизические данные показывают, что купола Шекарабулакского и Юго-Западного месторождений расположены ближе к современной поверхности, чем купола, связанные с месторождениями Аюлы, Ашлуша и Ащесай. Глубина до кровли последних трех штоков достигает 300–500 м, и предполагается, что эти купола залегают наиболее глубоко в исследуемом районе.

Зоны скарновых и филлитизованных изменений сопровождаются положительными геохимическими ореолами Au, Cu, Ag и других микроэлементов и отражают возрастающую степень взаимодействия породы с флюидом, связанным с гранитным плутоном. Такая схема петрографо-геохимического районирования позволяет нам



Фиг. 10. Схематическая карта развития плутоногенных гидротермально-метасоматических (ГМ) изменений района Юбилейного месторождения с элементами прогноза территории на Au-порфировое оруденение, по (Shatov et al., 2003) с небольшими изменениями.

1–4 – плутоногенные ГМ изменения: 1 – фельшпатолиты, 2 – пропилиты ер–аст фации, 3 – пропилиты ер–chl–bt фации, 4 – березиты; 5 – догранитные ГМ-образования; 6 – чехол мезозойско-кайнозойских отложений, перекрывающих палеозойские образования; 7–9 – элементы морфологии кровли гранитного массива: 7 – направление погружения скрытых на глубине локальных гранитных куполов, 8 – направление погружения выходящих на поверхность локальных гранитных куполов, 9 – генеральное направление погружения кровли интрузии; 10 – положительные геохимические аномалии Au–Cu–Ag–Bi–W–Mo–As состава, отвечающие прогнозируемым рудным полям (подписаны на “флажках”). Сокращения названий минералов: ер – эпидот, bt – биотит, аст – актинолит, chl – хлорит.

оценить рудный потенциал исследуемой территории. Например, интенсивные филлизитовые зоны в пределах Шекарабулакского, Юго-Западного и Аюлинского месторождений (см. фиг. 10) вместе с положительными ореолами $\text{Au} + \text{Cu} + \text{Ag} + \text{Bi} + \text{W} + \text{Mo} + \text{As}$ могут указывать на невоскрывшую здесь порфириновую Au (+ Cu) минерализацию типа месторождения Юбилейное.

Сравнительный анализ Юбилейного и иных порфириковых месторождений Урала

В отличие от преобладающих на Земле молодых (MZ–KZ) порфириковых систем (см. напр., John et al., 2010), месторождения на Урале (Cu -, Au - и Mo -порфириновые) связаны только с палеозойскими (429–309 млн лет) интрузивами (Грабежев и др., 2017). Для них U–Pb возраст циркона из кварцевых диоритов в целом уменьшается с запада на восток от (S_2)– D_{1-2} в Тагило-Магнитогорской мегазоне и в западной части Восточно-Уральской вулканогенной зоны до D_3^2 – C_1^1 в ее восточной части и до C_2 в самой восточной зоне – Валерьяновской (фиг. 11, табл. 3). Геодинамическая позиция месторождений в первых двух зонах в основном отвечает островодужным условиям, а в Валерьяновской зоне – активной континентальной окраине (Пучков, 2010; Bortnikov, Vikentyev, 2013; Plotinskaya et al., 2017).

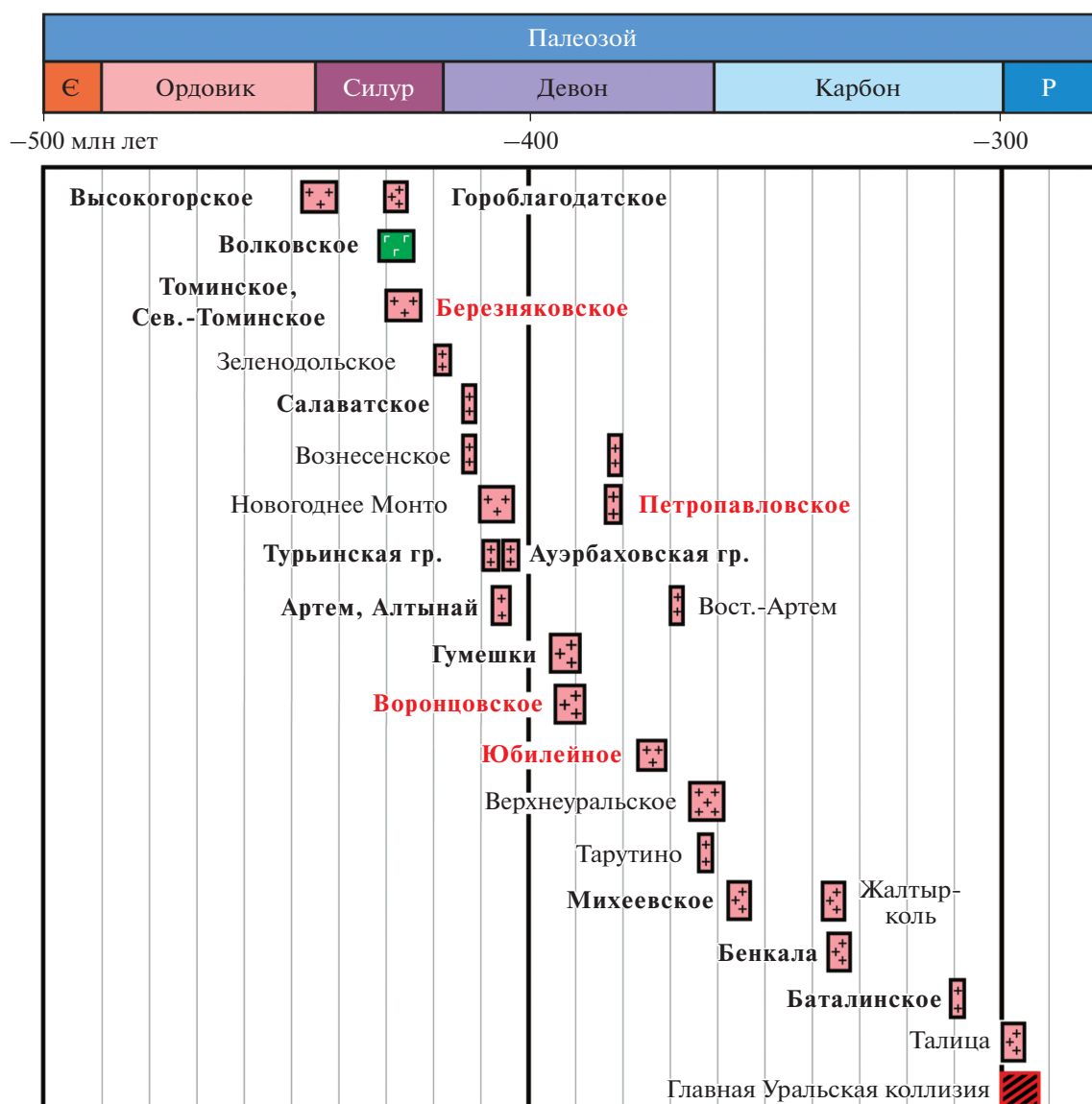
Наряду с распространенными на Урале медно-порфириновыми ($\pm\text{Mo}$) месторождениями (Агеева, Волчков, 1982; Шишаков и др., 1988; Грабежев, Белгородский, 1992), здесь местами развиты сравнительно небольшие месторождения, связанные с заметно обогащенными золотом массивами порфиридных гранитоидов – описываемое Юбилейное, а также Петропавловское на Полярном Урале (Викентьев и др., 2017). В ряде слабо эродированных порфириковых рудно-магматических систем в верхних частях развита эпitherмальная минерализация (Сазонов и др., 1994; Грабежев и др., 1995, 2000; Plotinskaya et al., 2014) (Березняковское, Челябинская обл.). Эти остающиеся проблематичными по геотектонической позиции и рудно-формационным характеристикам медно-золотопорфириновые объекты Урала связываются с субвулканическими телами и малыми интрузивами неширокого диапазона возрастов (382–374 млн лет) для первых двух, а для Березняковской медно-золотопорфириновой системы – 428 млн лет (см. фиг. 11, табл. 3).

Медно-золотопорфириновые месторождения на планете представлены существенно золотоносными (с резким преобладанием в промышленном отношении золота над медью) рудными объектами медно-порфирикового семейства (Sillitoe, 2008; Chiaradia, 2020). Наиболее характерными и изученными их представителями являются месторож-

дения, находящиеся в составе крупного сегмента перикратонного металлогенического пояса, который часто выделяется в качестве самостоятельного золоторудного пояса Марикунга или рассматривается в качестве северного сегмента пояса Эль Индио-Марикунга (Sillitoe, 2008). Пояс Марикунга вмещает группу “золото-порфириковых” (с содержанием меди менее 0.25 мас.%) (Марте, Лобо, Ла Пепа, Серро Казале и др.) и особо богатых золотом медно-золотопорфириковых (Рефуджио и др.) месторождений, связанных с миоценовыми высококалийными известково-щелочными породами (Vila, Sillitoe, 1991; Vila et al., 1991). Общие ресурсы данного пояса составляли около 440 тонн Au и 14000 тонн Ag (Vila et al., 1991). В частности, месторождения Марте и Лобо, часто рассматриваемые как единое месторождение, совместно имеют запасы около 170 тонн Au при средних содержаниях 1.22 г/т Au .

Месторождение Марте приурочено к периферической части небольшого (10×10 км) слабоэродированного миоценового стратовулкана, сложенного лавами умеренно-калиевых известково-щелочных андезитов и подчиненных дацитов (Vila et al., 1991). *Месторождение Лобо* также локализовано в миоценовых вулканиках и прорывающих их диоритах. Вулканики и интрузивные породы интенсивно аргиллизированы, серицитизированы и окварцованы. На фланговых и в верхних частях месторождения развиты тела гидротермальных брекчий. Измененные породы содержат 1–3 об.% сульфидов при высоком отношении пирит/халькопирит ($\sim 3/1$); содержание Cu не превышает 0.12%. *Месторождение Рефуджио* вмещает около 250 млн т руды $C_{\text{Au}}^{\text{cp}} = 1$ г/т. В рудных телах участки повышенных C_{Au} совпадают с участками высокой плотности кварцевых прожилков. Среди последних преобладают прожилки, сложенные пиритом (до 5 об. %), магнетитом (до 5 об. %) и кварцем; более поздними являются пирит-кварцевые прожилки. Содержания Cu варьируют от 0.01 до 0.08 мас. %, в среднем $\sim 0.03\%$. Месторождение Рефуджио считается наиболее глубинным в поясе Марикунга. Золотоносный кварцевый штокверк был сформирован на глубине 800–1000 м ниже палеоповерхности (Vila et al., 1991). Вмещающие вулканики интенсивно изменены с развитием пирит-каолинит-серицит-кварцевых метасоматитов (2–3 об. % пирита), иногда с турмалином, местами с безрудными пирит-алунит-кварцевыми обособлениями. По-видимому, к такому же Au (– Cu)-порфириковому типу относится и месторождение Рябиновое на Алданском щите (Шатов и др., 2019).

Медно-золотопорфириновые рудно-магматические системы на Урале характеризуются рядом особенностей, которые здесь рассмотрены на примере Юбилейного (см. выше) и Петропавлов-



Фиг. 11. Позиция порфировых, скарновых (и связанных с ними) месторождений Урала на шкале геологического времени.

На схеме указаны радиоизотопные возрасты рудоносных плутонов — диоритоидов и гранитоидов, в случае Волковского месторождения — габбро и диоритов. Жирным шрифтом выделены крупные месторождения, красным шрифтом — золоторудные месторождения (Au — основной полезный компонент руд). Пояснения по возрастам месторождений (включая метод анализа) и библиографические ссылки см. табл. 3.

ского (Викентьев и др., 2016₁, 2017) месторождений. В Тоупугол-Ханмейшорском рудном районе, в самой северной части Войкарской зоны (Полярный Урал) Тагило-Магнитогорской мегазоны, локализованы месторождения медно-золотопорфировое Петропавловское с $C_{Au}=2.26$ г/т и Au—Fe-скарновое Новогоднее-Монто с $C_{Au}=1.93$ г/т (Soloviev et al., 2013; Викентьев и др., 2017). В раннем девоне, в связи с внедрением диоритоидов, главной фазы собского комплекса в объединяющем их Новогодненском рудном поле формировались скарново-магнетитовые руды. В начале среднего

девона были образованы медно-золотопорфировые крупнообъемные штокверки (Au—Ag—Te—W ± Mo, Cu), связанные с кварцевыми диорит-порфиридами и плагиогранит-порфирами средней—поздней фаз собского комплекса. В позднем девоне часть сульфидной минерализации была перераспределена с образованием линейных золото-малосульфидно-кварцевых жильных зон — в связи с завершающими фазами собского и конгорского комплексов, обладающих пространственной и, по последним данным (Соболев и др., 2018₁), временной близостью. По серициту березитоидов

Таблица 3. Возрастные данные для порфировых, скарновых (и связанных с ними) месторождений Урала

Тектоническая позиция	Тип	Рудоносные магматические комплексы (ассоциация)	Основные рудные эл-ты	Месторождения	Возраст, млн лет	Ссылка
Зрелые ост- ровные дуги	Мо-Си-порфировый	Габбро-диорит-грано-диоритовый	Cu–Mo	Лексантабейское	R ₃ ****	
	Мо-порфировый	Монцогаббро-монц-одиоритовый	Mo (Cu, Au)	Яркеуское	687 ± 3	Соболев и др., 2023
	Медно-порфировый	Андезит-диоритовый (диоритовая)	Cu (Au, Ag)	Северо-Томинское	429 ± 4; 425.2 ± 3.6*	Грабежев, Красно-баев, 2009
				Томинское	428 ± 3***	Грабежев и др., 2017
				Калиновское	S ₂ ****	
				Биргильдинское	S ₂ ****	
	Титаномагнетит-апатит-медный с Au, Pd	Габбро-норитовый	Fe, Cu, Au, Pd, Pt (Ag)	Волковское	428 ± 7; 427.5 ± 5.3	Аникина и др., 2017
	Золото-(порфирово)-эпitherмальный	Андезит-диоритовый (диоритовая)	Au (Cu, Ag)	Березняковское	409.0 ± 2.3	Аникина и др., 2018
					428 ± 3.9*	Грабежев, Красно-баев, 2009
					427 ± 6***	Грабежев и др., 2017
			Au, Cu (Pb, Zn)	Мичуринское	S ₂ ****	
	Полиметаллический в карбонатных толщах		Pb, Zn (Cu, Ag)	Биксизак	S ₂ ****	
	Медно-порфировый	Габбро-диоритовый	Cu (Mo, Au)	Зеленодольское	418.3 ± 1.3**	Грабежев и др., 2017
				Карагайкуль	418 ± 25 (Sm–Nd)	Косарев и др., 2014
			Cu	Салаватское	412	Косарев и др., 2014
		Диорит-гранодиоритный	Cu (Au)	Ялуниногорское	411.5 ± 1.6**	Грабежев и др., 2017
	Золото-скарново-магнетитовый	Габбро-диорит-тоналит-плагиогранитный	Fe, Au (Cu, Mo, Co, Ag)	Новогоднее Монто	410 ± 2**	Викентьев и др., 2017
Золото-порфировый		Диорит-гранодиоритовый	Cu (Mo, Au)	Артемовское	405.9 ± 3.8; 405.7 ± 2.5	Грабежев и др., 2017
		Габбро-диорит-тоналит-плагиогранитный	Cu (Mo, Au)	Алтынайское	404.2 ± 2.4	Грабежев и др., 2017
		Габбро-диорит-тоналит-плагиогранитный	Cu (Au)	Маникуйское	D ₁₋₂ ****	
	Золото-порфировый	Габбро-диорит-тоналит-плагиогранитный	Au (Ag, Cu, Mo, W)	Петропавловское	403 ± 4	Соболев и др., 2018 ₂
					382 ± 4****	Викентьев и др., 2019
		Граносиенитовый	Au (Cu, Mo)	Константиновское	D ₂ ****	Викентьев и др., 2006
	Медно-порфировый	Габбро-диоритовый	Cu (Au)	Медногорское	D ₂ ****	Грабежев и др., 2017
		Диорит-плагиогранитный	Cu (Mo, Au)	Вознесенское	412 ± 3; 381 ± 5	Грабежев и др., 2017
		Диорит-гранодиоритовый	Cu (Mo, Au)	Еленовское	D ₂ ****	
			Cu	Восточно-Артемовское	369 ± 18*	Грабежев и др., 2017

Таблица 3. Окончание

Тектоническая позиция	Тип	Рудоносные магматические комплексы (ассоциация)	Основные рудные эл-ты	Месторождения	Возраст, млн лет	Ссылка
Активные окраины	Скарново-магнетитовый	К–Na полно-дифференцированный вулканоплутонический	Fe (Cu, Co)	Высокогорское	444 ± 4; 443 ± 5	Ферштатер, 2013
				Горбаладатское	428 ± 3	Ферштатер, 2013
	Скарново-медно-магнетитовый и медно-скарнов	К–Na андезит-базальтовый и габбро-диорит-гранитовый	Cu, Fe (Au)	Турынская группа	407.7 ± 1.6**	Грабежев и др., 2014
	Скарново-магнетитовый	К–Na полно-дифференцированный вулканоплутонический	Fe (Cu, Co, Au)	Ауэрбаховская группа	404.5 ± 9.1*	Ферштатер, 2013
		Габбро-норитовый и монцодиорит-гранодиоритовый	Fe (Cu, Co)	Естунинское	404 ± 4; 393 ± 3	Ферштатер, 2013
	Медно-порфировый	Габбро-диорит-гранодиоритовый	Cu (Mo, Au)	Спиридоново	S ₂ -D ₁ ****	
					S ₂ -D ₁ ****	
	Медно-скарнов	Риолит-базальтовая и габбро-диоритовый	Cu, Fe (Au)	Гумешевское	393 ± 18*	Грабежев и др., 2017
					390.0 ± 2.8	Грабежев и др., 2017
	Золотосульфидно-реальгаровый	Андезит-габбро-диоритовый, гранодиоритовый	Au, Ag (Hg, Sb, Pt, As)	Воронцовское	391.1 ± 4.9*****	Викентьев и др., 2016 ₂
	Золото-порфировый	Плагитогранитный	Au (Cu)	Юбилейное	374 ± 3	Грабежев и др., 2017
	Мо-порфировый	Габбро-монцитный	Cu–Mo	Верхнеуральское	362 ± 9*	Грабежев и др., 2017
					360*	Салихов, Мигрофанов, 1994
				Тарутинское	362 ± 4	Грабежев и др., 2017
	Золото-скарнов	Диорит-гранодиоритовый	Cu–Mo (Au)	Варваринское	D _{2,3} ****	
	Медно-порфировый	Диорит-гранодиоритовый	Cu (Mo, Au, Re)	Михеевское	356 ± 6	Грабежев и др., 2017
	Скарново-магнетитовый	Na-андезит-базальтовый и габбро-диоритовый	Fe (Cu)	Качарское, Соколовское, Сарбайское, Магнитогорское, Алешинское, Покровское, Круглогорское	C ₁ ****	
	Медно-порфировый	Монцодиоритовый (монцитная)	Cu±(Au)	Жалтырколь	336.4 ± 2.9**	Грабежев и др., 2017
		Диорит-гранодиоритовый	Cu (Mo, Au)	Бенкала	334.7 ± 2.9**	Грабежев и др., 2017
		Диорит-гранодиоритовый	Cu–Mo	Баталинское	309.1 ± 0.7	Грабежев и др., 2017
Раннеколлизонная	Мо-порфировый	Монцодиорит-гранитовый	Mo (Cu, Au)	Янаслорское	C _{2,3} ****	Елохин, Грязнов, 2012
			Mo (Au, Cu)	Талицкое	297.4 ± 2.3	Смирнов и др., 2017

Примечание. Палеотектоническая позиция порфировых систем и родственных им скарновых месторождений во многих случаях требует уточнения. * Rb–Sr возраст гранитоидов, ** LA-ICP-MS U–Pb возраст цирконов из гранитоидов, *** U–Pb SHRIMP–Pb/мс Pb-возраст цирконов из гранитоидов, **** геологический возраст plutonov по данным геолого-съемочных работ, *****⁴⁰Ar/³⁹Ar метод, гидрослюда. Остальные значения U–Pb SHRIMP–Pb Pb-возраст цирконов из гранитоидов. Жирным шрифтом выделены крупные рудные объекты.

Петропавловского месторождения проведено $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование: возраст плато составил 382 ± 4 млн лет (Викентьев и др., 2019). Эта дата хорошо коррелирует с заключительным этапом гранитоидного магматизма на Полярном Урале (Соболев и др., 2018₁ и ссылки в этой работе), который, вероятно, связан с коллизионной обстановкой, обусловленной закрытием задугового Войкарского бассейна и аккрецией островной дуги к Аркт-Лаврусии (Кузнецов, Романюк, 2014).

Юбилейное и Петропавловское месторождения характеризуются рядом черт сходства:

- близкий состав интрузивных комплексов;
- пространственная ассоциация золоторудной минерализации с телами порфировых пород кислого–среднего состава (конформность рудных тел порфировым интрузивам);
- тонкорассеянный штокверковый и прожилково-вкрапленный тип минерализации, в основном проявленный в виде зон интенсивного окварцевания и серицитизации;
- локализация месторождения в тектонически осложненной зоне в области пересечения разрывных нарушений нескольких направлений;
- золото-сульфидный тип минерализации (помимо золота, содержания иных химических элементов, даже обычных спутников, например меди, крайне низки);
- близкий возраст.

Таким образом, можно заключить, что на Урале имеются близкие аналоги золоторудных порфировых месторождений пояса Марикунга, Чили (Vila, Sillitoe, 1991). К признакам сходства с ними могут быть отнесены: приуроченность к штоку кислых (до средних) порфировых пород в палеовулканической структуре; наличие интрузивных брекчий с микродиоритовой матрицей (особенно на Марте и Лобо); наличие акцессорного магнетита в продуктивной интрузии; К-силикатные изменения, наряду с преобладающим (и ассоциирующим с повышенным C_{Au}) окварцеванием; широкое развитие в рудах магнетита, как правило, не уступающего или близкого по объемной доле пириту; небольшие размеры месторождений (по 50–100 млн т руды в Марикунге и ~45 млн т руды в Юбилейном, с учетом отработанной). Отличия: широкое в Марикунге и локальное на Юбилейном развитие кварцевых жил и кварцево-жильных штокверков, преобладающий плагиоадамеллитовый состав интрузива на Юбилейном и обычный диоритовый (кварцевый диоритовый) состав в Марикунге и нек. др. признаки.

Устойчивое присутствие магнетита в родительском плутоне, что указывает на его принадлежность к “магнетитовой серии”, как и его обилие в рудах, подчеркивают окисленную природу этот порфировой системы. Это отличает рассмат-

риваемую группу месторождений (Юбилейное, Петропавловское, а также Рефуджио, Лобо и др. в поясе Марикунга) от золотых объектов Форт-Нокс, Бревери-Крик, Пого и Райан Лод, которые относятся к восстановленному плутоногенному (reduced intrusion-related) типу и связаны с гранитоидами ильменитовой (или переходной магнетит-ильменитовой) серии постколлизийного этапа (Hart, 2007) и, таким образом, обособлены от медно-порфировых семейства.

Порфировые месторождения Урала в основном формировались на небольших глубинах (2–4 км). Однако корни большинства рудообразующих систем, производными которых являются эти месторождения, уходят в мантию. Об этом свидетельствуют данные по изотопному составу Sr, Nd, H, O, Pb и других элементов, входящих в минералы рудоносных порфировых пород и руд Урала (Грабежев, 2009; Чугаев и др., 2021). Проходя через земную кору, рудоносные расплавы и флюиды заимствуют из нее многие элементы, включая рудные. В конечном итоге рудное вещество представляет собой смесь мантийных и коровых компонентов, находящихся в различных количественных соотношениях соотношениях, но с преобладанием первых. Полагают, что Cu, Au и Re связаны в основном с мантийным источником, а Mo – с коровым. Для практически всех месторождений соотношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ в рудоносных гранитоидах и карбонатах из жил ($0.7039–0.7051$ и $0.7043–0.7046$ соответственно) отвечают мантийным меткам с небольшой примесью материала земной коры. То же самое подтверждается значениями $(\epsilon\text{Nd})_i$ гранитоидов $+ (3.9–6.6)$. Среди медно-порфировых объектов относительно высокая примесь материала земной коры $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = (0.7049–0.7051)$ характерна для диоритов наиболее крупных Михеевского и Томинского месторождений.

По петрогеохимическим и изотопно-геохимическим особенностям среди порфировых интрузивов Урала довольно резко выделяются два месторождения: описываемое Юбилейное Au-порфировое и связанное с шошонитовым габбро-диорит-монцогранодиоритовым комплексом Верхнеуральское Cu–Mo-порфировое. Для первого $(\epsilon\text{Nd})_i$ составляет $-2.9...-1.9$ (Грабежев, 2014; Shen et al., 2018), а для второго $(\epsilon\text{Nd})_i = +1.5$ (Грабежев, 2014). Месторождение Юбилейное характеризуется высокими значениями $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$, составляющими для гранитоидов $0.70778–0.7090$ (и одно значение 0.70412) (Грабежев, 2014; Shen et al., 2018), а для карбоната из кислотных метасоматитов – 0.7065 (Грабежев, 2014), что свидетельствует о значительной, причем – максимальной для уральских порфировых плутонов, примеси корового материала в его гранитоидах (критерий $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.705$, Tittley, Bean, 1981). Отрицатель-

ные значения (ϵNd), и протерозойские модельные Nd-возрасты ($T_{\text{DM2}} = 1.344\text{--}1.365$ млрд лет; Shen et al., 2018) склоняют к выводам о формировании гранитоидных расплавов Юбилейного в результате плавления блоков неопротерозойской коры (Чугаев и др., 2021). Для рудовмещающих плагиоадамеллит-порфиров Юбилейного месторождения характерны повышенные содержания Si, K, Rb по сравнению с диоритоидами Au–Cu месторождений Тагило-Магнитогорской вулканогенной мегазоны.

Свинцово-изотопные исследования обнаружили близость изотопных отношений Pb руд и кислых магматических пород месторождения Юбилейное и малый масштаб их вариаций (Чугаев и др., 2021), таким образом, кислые магматические расплавы выступали здесь главным источником свинца в рудах. Наличие единого глубинного, вероятнее всего, магматического источника рудообразующих флюидов подтверждает и относительно гомогенный изотопный состав серы сульфидов с $\delta^{34}\text{S} = +7.6\text{...}+9.7\text{‰}$ (Грабежев и др., 1989; Чугаев и др., 2021). На обеих Pb-изотопных диаграммах (Чугаев и др., 2021) точки изотопного состава Pb-руд и плагиогранит-порфиров образуют компактные поля, но при этом точки, отвечающие месторождению Юбилейное, расположены за пределами полей изотопного состава Pb медно-порфировых месторождений Восточно-Уральской вулканогенной и Магнитогорской зон, для которых предполагается участие мантийного источника (Грабежев, 2009; Plotinskaya et al., 2017). Это особенно заметно на диаграмме с “ураногенными” изотопами Pb, где точки для пород и руд Юбилейного расположены резко изолировано, причем существенно выше прочих порфировых объектов Урала — вблизи верхнекоровой эволюционной кривой, образуя вытянутое поле, единое с надсубдукционными гранитоидами Челябинского плутона и минерализацией золоторудных месторождений Магнитогорской зоны, в которых свинец имеет преимущественно коровое происхождение (Чугаев, Знаменский, 2018; Чугаев и др., 2021). На “торогенной” Pb-изотопной диаграмме (в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) они также попадают в поле надсубдукционных гранитоидов, близкое указанной золоторудной минерализации, хотя в целом и укладываются в тренд, общий с подавляющим числом значений для сульфидов Cu-порфировых месторождений Южного Урала (Чугаев и др., 2021).

Таким образом, совокупность геологических, геохимических и изотопно-геохимических признаков — прежде всего, отсутствие мантийных (базит-ультрабазитовых) меток — с высокой вероятностью указывает на существенно коровые источники вещества, формировавшего Юбилейное месторождение. Это приближает его к месторож-

дениям континентальных окраин андийского типа. В данном случае идет речь об окраине Мугоджарского микроконтинента — крупном осколке Казахстанского кратона — оказавшейся в надсубдукционных условиях. По сравнению с типичными Cu-порфировыми месторождениями океанических островных дуг, флюид в порфировых системах андийского типа, когда в результате взаимодействия рудоносных расплавов и флюидов в их состав вовлекается вещество континентальной коры, имеет относительно более окисленное состояние, что способствует более эффективному переносу Au магматическим флюидом (Richards, 2011).

Родоначальные для медно-золотопорфировых месторождений Урала магматические комплексы $S_1\text{w}$ — $D_3\text{fr}$ отвечают ранней фазе цикла Уилсона с максимальной (на фоне “общеуральской” металлогении) рудопродуктивностью в виде связанных с ультраосновными—основными комплексами Cr (+Os, Ir, Ru) и Fe-Ti-V ($\pm\text{Cu}$, Au, Pd, Pt, Rh) гигантских месторождений. Не исключено, что именно происходящая в нижней части литосферы магматическая дифференциация соответствующих родоначальных для них большеобъемных очагов основных расплавов обуславливает появление (как крайнего члена) диоритовых выплавов с заметным обогащением их золотом и медью. Повышенной металлоносности порфировых систем может способствовать то, что особенно обогащены этими двумя металлами магматические флюиды, сосуществующие с кислыми расплавами (Викентьев и др., 2012).

Развитие модели порфирового рудообразования

Образование порфировых месторождений, представленных штокверковой, рассеянно-прожилковой и прожилково-вкрапленной минерализацией, в вулканоплутонических поясах пространственно тесно связано с формированием небольших гранитоидных штоков в самых верхних частях земной коры. Происхождение этих интрузивов обусловлено глубинными процессами. В геодинамическом плане, порфировое рудообразование представляет собой весьма характерную фазу циклического круговорота материи в коре и верхней мантии, постоянно, по крайней мере в фанерозое, действующего на Земле. Материал океанической коры вовлекается по зонам Бенюфа в глубины мантии, где он испытывает аномальные *PT*-воздействия. Процесс субдукции сопровождается высвобождением летучих и металлических компонентов из океанической плиты (Sillitoe, 1972; Noll et al., 1996; Schmidt, Poli, 2005). Вполне вероятно, что она является источником большей части меди и сопутствующих металлов. Медь — в основном в виде Cu- и Cu-Fe-сульфидов, а также в составе других сульфидов — в оке-

анической коре присутствует в габброидах низов коры (дайковый комплекс) и вышележащих базальтах с C_{Cu} = несколько сотен ppm, в гидротермальных сульфидных (volcanogenic massive sulfide, VMS) постройках с C_{Cu} до нескольких мас. %, пелагических осадках с ~800 ppm Cu и железомарганцевых конкрециях и корках с ~4500 ppm Cu (Morgan, 2000; Викентьев и др., 2000, 2023; Li, Schoonmaker, 2005; Cathles, 2011; Hannington, 2011; Richards, 2011; Новиков и др., 2014; Holwell et al., 2022).

В окраинно-континентальных условиях (окраины андийского типа) в составе осадочного слоя субдуцирующей океанической плиты доминирует материал разрушающегося континента, скапливающийся у его подножья. Это, вполне вероятно, является одним из позитивных факторов, определяющих высокую продуктивность развитых здесь порфировых рудообразующих систем. Во всяком случае, высказанная точка зрения может оказаться подспорьем для дальнейшего развития этой широко принятой в настоящее время модели.

Под воздействием поднимающихся из мантии высокотемпературных флюидов происходит плавление пород: сначала верхов литосферной мантии (глубина ~40–80 км), а потом и низов коры, что в случае окраинно-континентальных обстановок отвечает глубине ~30–40 км, с образованием относительно малоплотных (по сравнению с окружающими базитами—гипербазитами) магм диоритового-гранитного состава. Они постепенно “всплывают” в коре, и, вероятно, на глубинах 5–10 км такой расплав образует промежуточный магматический очаг (Lowell, Guilbert, 1970; Сотников и др., 1977; Sillitoe, 2010; Richards, 2013). При его остывании и кристаллизации происходило отделение рудоносного флюида. Ограниченные порции такого малоплотного расплава принакают в верхние горизонты земной коры (2–4 км) и формируют штоки и дайки порфировых пород кислого состава. Не исключено, что часть флюидов использует в качестве проводника соответствующие магматические каналы с еще не застывшим расплавом (трансмагматические флюиды, по Д.С. Коржинскому, 1983), обеспечивая, таким образом, лавинное поступление рудного вещества в зону рудоотложения, пространственно тесно ассоциирующую с этими штоками. Эти расплавы и флюиды, устремляющиеся вследствие их низкой плотности к земной поверхности, формируют месторождения порфировых руд, связанные с корневыми частями вулканов и гипабиссальными интрузиями.

Сейсмо-вулканические импульсы надсубдукционной активности обуславливали периодическое поступление новых порций расплава, в том числе проявляющихся в виде действующих вулканов, в связи с чем в будущих рудных полях фор-

мировались многочисленные серии малых субвулканических и гипабиссальных тел. Магматогенные флюиды, сначала находящиеся в надкритическом состоянии и по составу щелочные хлоридные ($\pm F$), а потом — гидротермальные хлоридно-углекислые, вызывали интенсивные вторичные изменения вмещающих магматических пород и вулканогенно-осадочных серий — калишпатизацию, биотитизацию, серицитизацию, окварцевание и пирититизацию (Lowell, Guilbert, 1970; Sillitoe, 1972; Halley et al., 2015). Весь спектр указанных изменений закартирован в рассматриваемом Юбилейном рудном поле. Из флюидов, содержащих Cu, Fe, Zn, Mo, Au (C_{Cu} и C_{Mo} в растворах 0,0n–0,1n г/л), в этих метасоматитах отлагалось рудное вещество в виде кварц-сульфидных прожилков и рассеянной вкрапленности сульфидов и магнетита (Einaudi et al., 2003; Sillitoe, 2010; Richards, 2013). Рудообразующий процесс развивался в широком *PT*-диапазоне от 700–600°C до 400–150°C и от 2000 до 100 бар. Отложение рудных минералов происходило в условиях высоких градиентов температур, давлений и кислотно-щелочных свойств растворов. Определяющей для образования порфировых месторождений следует считать заключительную фазу большого кругооборота земного вещества, когда расплавы и летучие получают особую подвижность в связи с резким снижением давления. В такие моменты гидротермальная активность достигает максимума, обеспечивая наибольшие скорость и продуктивность рудообразования.

Длительность формирования порфировых месторождений

Сейсмогеологические исследования в районах действующих зон Беньофа дают возможность оценить время прохождения цикла кругооборота земного вещества. При средней скорости продвижения слэба по падению зоны Беньофа 5 см/год и расстоянии перемещения ~150 км, время достижения указанной глубины (~100 км) составит порядка 3 млн лет. Вероятно, не меньшее время расплаву придется двигаться к поверхности Земли, затрачивая, таким образом, на весь путь 5–6 млн лет, что определяет полное время цикла. Время образования островной дуги должно будет складываться из времени цикла кругооборота и времени постоянного существования зоны Беньофа как безостановочного “конвейера” подачи “строительного материала” к корням вулканических сооружений островной дуги. В предположении ширины закрывающегося палеоокеана порядка 1000 км — для Урала для разных периодов оценки размаха океана составляют от 200 до 2000 км (например, Каретин, 2000; Диденко и др., 2001; Иванов, 2001; Самыгин, Руженцев, 2003; Пучков, 2010) — и принятых ранее скоростях движения, время поглоще-

ния базальтоидной коры такого океана составит ~20 млн лет. Таким образом, время формирования островной дуги можно оценить периодом порядка 25 млн лет, из которых 20 млн лет приходится собственно на образование вулканического сооружения и связанную с ним деятельность по образованию $\text{Cu} \pm \text{Mo}$, Au , Fe месторождений. Учитывая относительное постоянство взаиморасположения путей перемещения вещества при формировании конкретной островной дуги, в том числе и флюидных потоков, можно считать это время (20 млн лет) максимальным для формирования крупного кластера порфировых месторождений (т.е. рудного района). Время же кругооборота вещества коры через мантию — от его поглощения в зоне субдукции до выхода на поверхность геосферы в виде вулканоплутонической ассоциации — по сделанным выше оценкам составляет 5–6 млн лет при минимальной длине пути перемещения около 250 км. Можно предположить, что ограниченное развитие в окончательных продуктах признаков смешения и взаимодействия (mixing and mingling; напр., Chappell, 1996; Складов, Федоровский, 2006) достаточно разнородных контактирующих субстанций (коры и мантии) обязано механизмам, препятствующим гомогенизации вещества. Одним из основных факторов, видимо, является давление, поддерживающее силикатное вещество мантии в вязком инертном состоянии. Общее для всех компонентов рассматриваемой ультраабиссальной системы свойство несмесимости препятствует накоплению в продуктах кругооборота любых избыточных компонентов мантии, касается ли это собственных порфировым объектам меди, молибдена и золота, или более характерных для мантийных пород хрома, никеля, магния и железа. Изложенный механизм объясняет отсутствие оруденения в большинстве крупных гранитоидных штоков и других интрузивных тел вулканоплутонических поясов. Наличие же наиболее высокопродуктивных $\text{Cu} \pm \text{Mo}$, Au рудных объектов, как уже отмечалось, можно объяснить ремобилизацией уже накопленного на предыдущих стадиях рудного вещества.

Если оценивать временной интервал активного существования порфировых интрузий, пробившихся к поверхности до глубин возможного существования гидротермальных растворов (наиболее вероятно, 2–3 км), метасоматического их воздействия на породы и отложения рудного вещества, он составит величину 50–100 тыс. лет, близкую максимально установленной длительности жизни отдельно взятого крупного гидротермального поля для областей современного рудообразования в океане — 120 тыс. лет (Бортников, Викентьев, 2005). В геологических масштабах — это мгновение, или около 0.5% времени кругооборота вещества в верхних геосферах планеты. Подобных оценок придерживаются многие, например,

согласно обзору (John et al., 2010), отдельные медно-порфировые месторождения имеют продолжительность жизни от нескольких сотен тысяч лет до 1 млн лет — в случае наиболее крупных рудно-магматических систем.

Рудно-магматические порфировые системы и их геодинамическая позиция

Многие первоначальные представления о порфировых месторождениях были высказаны еще в начальный период их разведки и ограниченного освоения в 60–70-е гг. истекшего столетия (Lowell, Guilbert, 1970; Sillitoe, 1972; Попов, 1977; Сотников и др., 1977; Павлова, 1978), т.е. во времена, когда мобилистские представления о тектоническом развитии Земли только зарождались. К тому времени стало ясно, что рудно-магматические порфировые системы в основном связаны с островодужной (западно-тихоокеанского типа) или окраинно-континентальной (окраины андийского типа) обстановками, отвечающими зонам активного современного и третичного вулканизма, — хотя часть месторождений имеет иную природу (например, “постколлизийные” месторождения, Richards, 2009) и связана с магматизмом иного, например, щелочного, типа. При периодическом поступлении расплава, в том числе проявляющемся в виде действующих вулканов, формируются многочисленные серии малых субвулканических и гипабиссальных тел, часть из которых несет рудную минерализацию от рассеянной до более или менее богатой $\text{Cu} (\pm \text{Mo}, \text{Au})$.

Очевидными, но противоречивыми представлялись два факта — (1) небольшие глубины формирования порфировых интрузий и связанных с ними месторождений и (2) заметная роль мантии в их возникновении (Lowell, Guilbert, 1970; Sillitoe, 1972; Freydier et al., 1997; Lang, Titley, 1998). Дилемма решалась признанием возможности существования активных флюидных мантийных потоков, участвующих в порфировых выплавках и насыщающих их магмы дополнительным рудным веществом (напр., Lang, Titley, 1998; Берзина, Борисенко, 2008). Рудоносный потенциал мантии представлялся безусловным и неисчерпаемым. Это косвенно подтверждалось и повышением средних концентраций халькофильных элементов в ультраосновных (мантийных) породах (напр., Garuti et al., 1984; Викентьев и др., 2000; Lorand, Luguët, 2015; Kiseeva et al., 2017), и широким развитием в рифтовых зонах дна океана гидротермальных полей современного колчеданообразования, сопровождающего излияния толеитовых базальтов мантийной природы (Бортников, Викентьев, 2005; Franklin et al., 2005). Богатый спектр халькофильных элементов в колчеданных рудах относился только на счет мантийных ресурсов, так же как и для Cu-Ni и Fe-Ti-V месторож-

дений, которые, как и колчеданные, образуют рудные гиганты (Arndt et al., 2005; Pirajno, 2009; Charlier et al., 2015).

Сейчас, когда многие позиции плейт-тектоники экспериментально подтверждены и осмыслены, понимание геологической истории Земли и в частности — формирования руднопорфировых объектов становится более ясным. С позиций мобилизма большинство их увязывается с активными процессами поглощения и транспорта океанической коры вглубь мантии по зонам Бенъофа (т.е. с субдукцией). Именно субдукция привлекается для объяснения известных монцонитовой и диоритовой моделей образования порфировых объектов (Titley, Bean, 1981). Монцонитовая модель относится к вулканическим поясам на активных континентальных окраинах (Lowell, Guilbert, 1970), а диоритовая связывается с островодужными сооружениями в океанических областях вдали от континентов (Hollister, 1974, 1975). Именно с этими двумя тектоническими позициями связано подавляющее большинство молодых (с юры до квартера) порфировых месторождений. Первая группа ассоциирует с окраинно-континентальным (окарины андийского типа) режимом, а вторая — с островодужным (западно-тихоокеанского типа). В обоих случаях по наклонным зонам Бенъофа в мантийные глубины субдуцируются пластины (слэбы) молодой океанической коры, сложенной базальтоидами и габброидами и перекрытой маломощным водонасыщенным (~10 об. % H_2O) осадочным слоем (Titley, Bean, 1981).

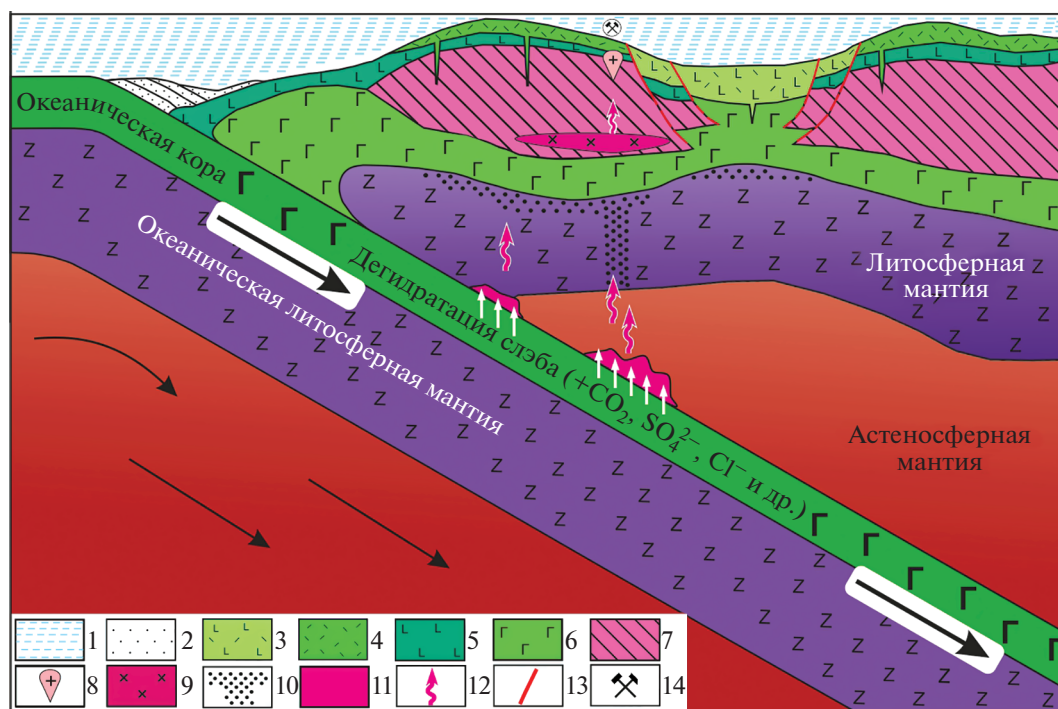
При движении слэба на определенных глубинах, обычно на 100 ± 20 км, вещество погружающейся пластины, разогреваясь, разуплотняется и плавится — как за счет высокой температуры, так и за счет смешивания с летучими веществами, основу которых составляет вода, насыщавшая ранее породы океанической плиты (осадочный слой и верхи базальтов) и выделившаяся при их дегидратации, а также CO_2 , SO_4^{2-} и Cl^- . Средний состав выплавки за счет процессов кристаллизационной дифференциации в сравнении с исходными базальтами и габброидами несколько подкисляется. С учетом же вещества осадочного слоя, по химизму близко соответствующего граниту, состав новообразованной магмы может местами приближаться к диориту. Став, благодаря даже частично (начиная с 15–20 об.%; Schiano et al., 1998; Schmelting, 2000) плавлению, подвижным, сравнительно малоплотный расплав под действием гравитационных сил покидает замедляющую свое движение вглубь мантии океаническую плиту и ближайшую область ее “переработки” в астеносфере. Он поднимается через мантийный клин над зоной Бенъофа, а затем и через кору — континентальную (сиалическую) в случае активной

континентальной окраины, и океаническую (мафическую), если события происходят вдали от континента.

В обоих случаях процесс обычно завершается активными взрывными извержениями расплавов (эксплозиями) — за счет насыщенности их летучими и резкого спада давления — и образованием вулканов, а в региональном масштабе — вулкано-плутонических поясов (ВПП). Основная доля прорвавшегося к поверхности вещества представлена, с одной стороны, вулканическими комплексами, а с другой — эшелонированными на разных глубинах промежуточными магматическими очагами, которые мы можем наблюдать в составе вскрытых эрозией ВПП складчатых областей как крупные и средние тела гипабиссальных пород гранитоидного состава.

Процесс образования ВПП на базитовом основании (на океанической коре), можно считать более простым и единообразным. Преобладающий состав формирующихся вулканитов оказывается андезибазальтовым, а литолого-фациальный состав отличается повышенным уровнем вулканогенно-осадочной составляющей, поскольку начальные этапы образования подобного пояса протекают в подводно-океанической (или прибрежно-морской) обстановке. Второй механизм сложнее, поскольку требует обязательного преодоления порядка 40–50 километров существенно сиалической континентальной коры (фиг. 12). На пути основного по составу расплава оказывается мощная толща гораздо более кислых образований, реакционно-неравновесных по отношению к нему, и по этой причине он активно с ней взаимодействует (с ассимиляцией коровых компонентов). Более кислым, а именно андезитовым, становится средний состав образующихся вулканитов. В отношении оруденения, что подтверждается примерами самых крупных порфировых объектов Тихоокеанского пояса, он оказывается существенно более продуктивным, особенно на медь (Titley, Bean, 1981; Sillitoe, 2012; Richards, 2013).

В то же время отношение Cu/Au в месторождениях современных островодужных систем заметно ниже, соответственно среди них доля “золото-обогащенных” месторождений выше, на что обратили внимание давно (Kesler, 1973; Gustafson, 1978), а потом уже выяснилось, что запасы Au в них могут быть колоссальными (до >2500 тонн Au). Модели изотермической декомпрессии в диапазоне 600–300°C показывают, что растворимость Au сильно зависит от давления только при высокой температуре (600°C): она заметно (на три–четыре порядка) уменьшается при снижении давления с 800 до 10 бар (Hurtig et al., 2021). Напротив, растворимость Cu остается постоянной в широком интервале давлений (800–100 бар), но снижается



Фиг. 12. Схематическая позиция золото-порфировой минерализации, отвечающая зрелым островодужным/океанно-континентальным палеотектоническим режимам.

1 – морские бассейны; 2 – аккреционная призма (глубоководные осадки); 3 – риолит-базальтовая ассоциация; 4 – преобладающие риолиты, дациты; 5 – базальты, долериты; 6 – габброиды, амфиболиты, гранулиты низов коры; 7 – микроконтиненты – фрагменты Казахстанского кратона; 8 – штоки порфировидных гранитоидов; 9 – магматические (средние–основные) очаги в средней коре; 10 – зоны частичного плавления литосферной мантии; 11 – области генерации глубинных флюидов, связанной с дегидратацией, декарбонатизацией и потерей летучих породами океанической плиты; 12 – высокотемпературные флюиды; 13 – разломы; 14 – позиция медно-золотопорфировой минерализации.

примерно на два порядка в диапазоне 100–10 бар. Хотя ранее (Murakami et al., 2010) было показано, что соотношение Cu/Au в порфировых системах уменьшается с падением давления, оказалось, что изотермическая декомпрессия при высокой температуре (~600°C) не приводит к заметному снижению данного соотношения. В то же время на него сильно влияет изохорное охлаждение (Hurtig et al., 2021). В отличие от иных рассматриваемых металлов (Cu, Ag и Mo), концентрации Au не демонстрируют четкой положительной корреляции с давлением, зато Au достигает максимума растворимости при температуре $425 \pm 50^\circ\text{C}$ (Hurtig et al., 2021). Это способствует подвижности Au при более низких температуре и давлении – с последующим его отложением в неглубоких порфировых системах (Vila, Sillitoe, 1991; Викентьев и др., 2017). Это исследование убедительно подтверждает гипотезу о том, что Au предпочтительно ремобилизуется в малоглубинных, относительно низкотемпературных обстановках, типа эпитермальных (напр., Heinrich et al., 2004; Hurtig et al., 2021).

В предварительном накоплении металлоносного вещества, вовлекаемого в упомянутый кругооборот и опосредованно способствующего

порфировому рудообразованию, важная роль принадлежит приповерхностным процессам, характеризующимся высокой эффективностью дифференциации вещества – за счет влияния процессов выветривания (субаквального и подводно-океанического) и биологической активности. Один из наиболее значимых вкладов, особенно в кайнозойском периоде, обеспечивают подводно-океанические скопления вулканогенных массивных сульфидов (VMS-тип, см. Викентьев и др., 2023₁) – продукты деятельности “черных курильщиков”, а также поля металлоносных осадков на их ближайших и удаленных флангах. Вариации в долях участия этих продуктов могут быть ответственны за различия состава вовлекаемых в субдукцию исходных скоплений металлов, чем, наряду с магматической дифференциацией, можно объяснить разнообразие состава порфирового оруденения. Дополнительным, особенно важным в океанно-континентальной позиции, источником рудного материала порфировых месторождений, помимо мантии и продуктов ремобилизации металлов из пород слэба, является также и материал коры, через которую на своем

пути продвигаются расплавы, покидая мантийные глубины.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сочетание петрографии и многоэлементной геохимии позволили разделить два основных типа гидротермально-метасоматических изменений на Юбилейном месторождении: более раннее синвулканическое перерождение вулканитов, близкое VMS-типу (альбитизация, пропилитизация и лиственитизация), отчленено от более поздних изменений порфирирового стиля, с которым связано крупное месторождение золота. Последние представлены — на прогрессивной фазе — калишпатизацией, ороговикованием и скарнированием, а на регрессивной — пропилитизацией, серицитизацией и березитизацией.

Для синвулканических вторичных изменений установлен геохимический ряд зональности (от периферии вулканотектонических структур к их центру — в направлении вектора максимальной изменчивости): $\text{CrNiCo} \rightarrow \text{PbZnCuCrNi} \rightarrow \text{AuAg} (\text{CrNi}) \rightarrow \text{BaAuAg}$. Гидротермалиты плутоногенного этапа полно проявлены в пределах территории Юбилейного рудного поля. Они подчеркиваются развитием крупной положительной аномалии литохалькофильного типа с зональной сменой (от центра к периферии) $\text{AuCuBiMo} \rightarrow \text{AgWSnPbSbAs}$.

В большинстве случаев образование порфирировых месторождений является одной из последних фаз большого кругооборота земного вещества, вовлекаемого по зонам Бенъофа в глубины мантии, где оно испытывает аномальные температурные воздействия, сопровождающиеся чрезвычайно высоким давлением. Возникший в результате дегидратации/декарбонатизации материала океанической плиты флюид устремляется вверх, взаимодействует с окружающей астеносферой, а затем с литосферной мантией и земной корой, приводя к частичному плавлению их пород. Этот малоплотный (по сравнению с окружающей мантией и нижней корой) расплав под воздействием гравитационных сил движется вверх, к земной поверхности, где образует вулканоплутонические пояса. В них формируются месторождения порфирировых руд, связанные с корневыми частями вулканов и гипабиссальными интрузиями, с прожилково-вкрапленной штокверковой минерализацией, которая возникает близко во времени или несколько позже кристаллизации расплава, внедренного в виде небольшого гранитоидного штока в верхние части земной коры. Таким образом, порфирировое рудообразование можно рассматривать как весьма характерную фазу циклического круговорота материи в литосфере и мантии, когда вещество коры, побывав на мантийных глубинах, частично возвращается в близповерхностные горизонты Земли.

Источником рудного вещества образующихся порфирировых месторождений, наряду с мантийными производными, вероятно является концентрированное рудное вещество предшествующих этапов геологического развития (т.е. его ремобилизация), включая гидротермальные сульфидные (VMS) постройки, вовлекаемое в масштабный кругооборот вещества одновременно с силикатным веществом, составляющим основу поглощаемого при субдукции океанического слэба. Таким образом, может быть объяснено происхождение, по крайней мере, части наиболее экономически важных металлов (Cu и Au) порфирировых рудных объектов Восточно-Тихоокеанского пояса и близость геохимического облика столь несхожих рудных образований (колчеданных/VMS залежей, с одной стороны, и порфирировых месторождений, с другой). Вполне вероятно, что одним из факторов высокой рудопродуктивности порфирировых объектов, находящихся в окраинно-континентальной позиции, являются высокая доля в субдуцируемых здесь осадках продуктов разрушения (в том числе минерализованных пород) материка, скапливающихся на океанической плите у его подножья. Важным дополнительным источником металлов порфирировых месторождений, наряду с продуктами ремобилизации металлов из субдуцируемой океанической коры, а также компонентами мантии, выступает также и материал коры, через которую на своем пути продвигаются расплавы, покидая мантийные глубины.

В отличие от преобладающих на Земле молодых (юрских–кайнозойских) порфирировых систем, подобные месторождения на Урале связаны исключительно с палеозойскими (с венлокского до касимовского века) интрузивами. Данные по геохимии стабильных и радиогенных изотопов последних указывают на преобладающую мантийную природу их пород и рудного вещества. Для Юбилейного месторождения, в отличие от прочих рудных объектов данной провинции, совокупность геохимических, изотопно-геохимических и геологических признаков указывает на существование коровые источники его магматического вещества. Это приближает его к Cu и Au(-Cu) месторождениям континентальных окраин андийского типа. Флюид в этих магматогенных системах является более окисленным, что способствует более эффективному переносу (с последующим отложением) им золота. Таким образом, учитывая минералогические и петрогеохимические особенности Юбилейного месторождения, можно утверждать, что впервые на Урале выявлены аналоги золоторудных порфирировых месторождений пояса Марикунга.

Рудно-магматические порфирировые системы андийского типа — в окраинно-континентальных условиях — более разнообразны по составу и несопоставимо крупнее, чем внутриокеанические

островодужные. Причиной указанного различия является, в том числе, имеющийся в первом случае контраст составов проникающего вверх расплава, существенно мафического, образующегося преимущественно из материала океанической плиты, с сиалическим материалом окружающей континентальной коры. Именно это, вероятно, обуславливает умеренную продуктивность уральских порфировых рудообразующих систем, обладающая палеотектоническая позиция которых — внутриокеанические дуги (Грабежев, 2009, 2013; Грабежев и др., 2017), и наоборот, объясняет выдающуюся золотоносность Юбилейного месторождения, возникшего в окраинно-континентальной обстановке.

Интерпретируя особенности месторождения Юбилейное и увязывая их с изложенными представлениями о генезисе порфировых месторождений, отметим, прежде всего, чрезвычайно компактные размеры этого рудного порфирового объекта. Естественно, что геологическая жизнь столь малого по размерам геологического тела с трудом может быть определена как длительная. Возникнув однажды в ослабленной тектоническим дроблением зоне под воздействием взрывного лавинообразного отделения флюидов от внедряющегося расплава и промежуточного магматического очага, находящегося на глубине, узкая щелеобразная/трубообразная полость быстро заполняется следующим вслед расплавом, перекрывшим путь другим его порциям. Практически весь рудный груз расплава оказался отложенным в самом теле штока. Быстрая кристаллизация пород небольшого штока ограничила или даже полностью исключила возможность транспортировки новых порций гидротермального рудного материала. Результатами явились сосредоточение руд преимущественно внутри и по контактам внедренного штока, отсутствие контрастных геохимических аномалий во вмещающих породах и слабая выраженность эндогенной геохимической зональности.

БЛАГОДАРНОСТИ

Выражаем признательность Н.С. Бортникову, С.Г. Соловьеву и В.А. Коваленкеру за ценные замечания по рукописи, улучшившие текст, а также Ю.И. Тимофееву (ЗапРудГеология, Актобе), сделавшему важные дополнения и уточнения. Завершение данной многолетней работы выполнено по базовой теме ИГЕМ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абдулин А.А., Байдильдин Э.А., Касымов М.А. Матвиенко В.Н., Тапалов Е.Д., Тельгузиев А.Т. Металлогения Мугоджар. Алма-Ата: Наука КазССР, 1976. 280 с.

Агеева С.Т., Волчков А.Г. Локализация меднопорфирового оруденения на Урале // Разведка и охрана недр. 1982. № 9. С. 14–18.

Аникина Е.В., Краснобаев А.А., Пушкарев Е.В., Русин И.А. Природа циркона в габбро Волковского массива (Средний Урал): проблема возраста и геохронологические следствия // Литосфера. 2017. Т. 17. № 4. С. 84–96.

Аникина Е.В., Малич К.Н., Белоусова Е.А., Баданина И.Ю., Солошенко Н.Г., Русин И.А., Алексеев А.В. U-Pb возраст и Hf-Nd-Sr изотопная систематика жильных пород Волковского массива (Средний Урал, Россия) // Геохимия. 2018. № 3. С. 209–221.

Бакулина М.М., Плютенко Л.П., Венгер Н.И., Корнева А.В. Меденосность южной части Мугоджар (Составление карты прогнозов на медь для территории Западно-Мугоджарской зеленокаменной полосы). Актыбинск: Западно-Казахстанское геологоразведочное управление, 1976.

Берзина А.П., Борисенко А.С. Cu-Mo-порфировое оруденение и мантийные плюмы // Докл. РАН. 2008. Т. 422. № 5. С. 655–659.

Беспяев Х.А., Глоба В.А., Абишев В.М., Гуляева Н.Я. Месторождения золота Казахстана (спр.). Ред. А.А. Абдулин. и др. Алматы: Информационно-аналитический центр геологии, экологии и природных ресурсов, 1997. 232 с.

Бортников Н.С., Викентьев И.В. Современное сульфидное полиметаллическое минералообразование в Мировом Океане // Геология руд. месторождений. 2005. № 1. С. 16–50.

Викентьев И.В., Бонатти Э., Пейве А.А. Рудная минерализация в нормальном разрезе океанической коры (разломная зона Вима, 10°45' с.ш. САХ) // Докл. РАН. 2000. Т. 375. № 4. С. 500–503.

Викентьев И.В., Елманов А.А., Карпущина В.С. К вопросу о происхождении Константиновского золоторудного месторождения на Южном Урале // Металлогения древних и современных океанов. 2006. Т. 12. С. 101–106.

Викентьев И.В., Борисова А.Ю., Карпущина В.С., Наумов В.Б., Рябчиков И.Д. Прямые данные о рудоносности кислых магм Узельгинского рудного поля (Южный Урал, Россия) // Докл. РАН. 2012. Т. 443. № 3. С. 347–351.

Викентьев И.В., Абрамова В.Д., Иванова Ю.Н., Тюкова Е.Э., Ковальчук Е.В., Бортников Н.С. Микропримеси в пирите золото-порфирового месторождения Петропавловское (Полярный Урал) по данным LA-ICP-MS // Докл. РАН. 2016. Т. 470. № 3. С. 326–330.

Викентьев И.В., Тюкова Е.Э., Мурзин В.В., Викентьева О.В., Павлов Л.Г. Воронцовское золоторудное месторождение. Геология, формы золота, генезис. Екатеринбург: Форт Диалог-Исеть, 2016. 206 с.

Викентьев И.В., Мансуров Р.Х., Иванова Ю.Н., Тюкова Е.Э., Соболев И.Д., Абрамова В.Д., Выхристенко Р.И., Трофимов А.П., Хубанов В.Б., Грознова Е.О., Двуреченская С.С., Кряжев С.Г. Золото-порфировое Петропавловское месторождение (Полярный Урал): геологиче-

- ская позиция, минералогия и условия образования // Геология руд. месторождений. 2017. Т. 59. № 6. С. 501–541.
- Викентьев И.В., Соболев И.Д., Травин А.В. Первые результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования серицита из метасоматитов Петропавловского золоторудного месторождения в контексте палеозойской металлогении островодужной системы Полярного Урала // Металлогения древних и современных океанов. 2019. Т. 25. С. 185–189.
- Викентьев И.В., Дамдинов Б.Б., Минина О.Р., Спирина А.В., Дамдинова Л.Б. Классификация процессов полиметаллического рудообразования и переходный VMS–SEDEX–MV-тип – пример гигантского Озерного месторождения в Забайкалье, Россия // Геология руд. месторождений. 2023. Т. 65. № 3. С. 201–236.
- Викентьев И.В., Тюкова Е.Э., Мокрый В.Д., Иванова Ю.Н., Варламов Д.А., Шуйский А.С., Грознова Е.О., Соболев И.Д., Бортников Н.С. Платино-палладиевое рудопроявление Василиновское: новый тип благороднометальной минерализации на Урале // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 512. № 1. С. 45–55.
- Водорезов Г.И. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000, серия Мугоджарская, лист М-40-XXIX (Эмба). Об. записка. М.: Недра, 1959.
- Воробьев В.И., Контарь Е.С., Прокин В.А., Яковлев Г.Ф. Медные месторождения прожилково-вкрапленного типа на Урале // Геология руд. месторождений. 1978. № 1. С. 30–39.
- Геология СССР. Т. XXI. Западный Казахстан. Часть I. Геологическое строение. Кн. 2. Отв. ред. А.Л. Яншин. М.: Недра, 1970. 344 с.
- Государственный доклад “О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2021 году”. М.: ФГБУ “ВИМС”, 2022. 623 с.
- Грабежес А.И. Sr–Nd–С–О–Н–S изотопная характеристика медно-порфировых флюидно-магматических систем Южного Урала: вероятные источники вещества // Литосфера. 2009. № 6. С. 66–89.
- Грабежес А.И. Рениеносные медно-порфировые системы Урала: геологическое положение, изотопно-петрогеохимическая и возрастная латеральная зональность // Литосфера. 2012. № 4. С. 190–207.
- Грабежес А.И. Юбилейное Cu–Au порфировое месторождение (Южный Урал, Россия): SHRIMP-II U–Pb возраст циркона и изотопно-геохимические особенности рудоносных гранитоидов // Докл. РАН. 2014. Т. 454. № 3. С. 315–318.
- Грабежес А.И., Белгородский Е.А. Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1992. 199 с.
- Грабежес А.И., Краснобаев А.А. U–Pb возраст и изотопно-геохимическая характеристика Томинско-Березняковского рудного поля // Литосфера. 2009. № 2. С. 14–27.
- Грабежес А.И., Сотников В.И., Чашухина В.А. Изотопный состав серы сульфидов медно-порфировых месторождений Урала // Геохимия. 1989. № 10. С. 1508–1512.
- Грабежес А.И., Русинова О.В., Жухлистов А.П., Мурзин В.В. Вертикальная рудно-метасоматическая зональность Томинского медно-порфирового рудного узла (Южный Урал, Россия) // Геология руд. месторождений. 1995. № 6. С. 500–510.
- Грабежес А.И., Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Молошаг В.П., Сотников В.И., Кузнецов Н.С., Пужаков Б.А., Покровский Б.Г. Березняковское золоторудное месторождение (Южный Урал, Россия) // Геология руд. месторождений. 2000. № 1. С. 38–52.
- Грабежес А.И., Ронкин Ю.Л., Пучков В.Н., Гердес А., Ровнушкин М.Ю. Краснотурьинское медно-скарновое рудное поле (Северный Урал): U–Pb-возраст рудоконтролирующих диоритов и их место в схеме металлогении региона // Докл. РАН. 2014. Т. 456. № 4. С. 443–447.
- Грабежес А.И., Шардакова Г.Ю., Ронкин Ю.Л., Азовскова О.Б. Систематика U–Pb возрастов цирконов из гранитоидов медно-порфировых месторождений Урала // Литосфера. 2017. Т. 17. № 5. С. 113–126.
- Грознова Е.О., Плотинская О.Ю., Абрамов С.С., Викентьев И.В. Применение флюидных включений для оценки условий формирования рудной минерализации разнотипных месторождений Южного Урала // Металлогения древних и современных океанов. 2015. Т. 21. С. 124–128.
- Диденко А.Н., Куренков С.А., Руженцев С.В. и др. Тектоническая история Полярного Урала. М.: Наука, 2001. 191 с. (Труды ГИН РАН, Вып. 531).
- Елохин В.А., Грязнов О.Н. Молибденоворудные и молибденсодержащие формации Урала. Екатеринбург: Изд-во Урал. гос. горного ун-та, 2012. 356 с.
- Зайков В.В., Юминов А.М., Анкушев М.Н., Ткачев В.В., Носкевич В.В., Епимахов А.В. Горно-металлургические центры бронзового века в Зауралье и Мугоджарах // Изв. Иркутского гос. ун-та. Сер.: Геоархеология. Этнология. Антропология. 2013. № 1. С. 174–195.
- Иванов К. С. Оценка палеоскоростей субдукции и коллизии при формировании Урала // Докл. РАН. 2001. Т. 377. № 2. С. 231–234.
- Кадырбаев М.К., Дегтярева А.Д. Технология изготовления бронзового инвентаря могильников Бесоба и Сынтас // Культура населения Тургай и сопредельных регионов: человек и эпоха. Алматы: Институт археологии им. А.Х. Маргулана, 2017. С. 114–134.
- Казицын Ю.В. Метасоматизм гидротермальных месторождений. Л.: Недра, 1972. 145 с.
- Каретин Ю.С. Геология и вулканические формации района Уральской сверхглубокой скважины. Екатеринбург: Наука, 2000. 276 с.
- Коваленкер В.А., Абрамов С.С., Киселева Г.Д., Крылова Т.Л., Языкова Ю.И., Бортников Н.С. Крупное Быстринское Cu–Au–Fe-месторождение (Восточное Забайкалье) – первый в России пример ассоциированной с адакитами скарново-порфировой рудообразующей системы // Доклады Академии наук. 2016. Т. 468. № 5. С. 547–552.
- Контарь Е.С. Типы и перспективы поисков медно-порфирового оруденения на Южном Урале // Металлогения Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1986. С. 63–70.

- Коржинский Д.С. Проблема трансмагматических флюидов // Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983. С. 87–90.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Ронкин Ю.Л., Серавкин И.Б., Холоднов В.В., Грабежов А.И. Новые данные о возрасте и геодинамической позиции медно-порфировых проявлений зоны Главного Уральского разлома на Южном Урале // Докл. РАН. 2014. Т. 459. № 1. С. 62–66.
- Кривцов А.И., Мигачёв И.Ф., Минина О.В. Минералогическо-геохимические типы руд медно-порфировых месторождений – золотоносность и зональность // Геохимия. 1985. № 10. С. 1417–1429.
- Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С. Медно-порфировые месторождения мира. М.: Наука, 1986. 236 с.
- Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. Палеозойская эволюция Полярного Урала: Войкарский бассейн с корой океанического типа существовал не менее 65 млн лет // Бюлл. МОИП. Отдел Геологический. 2014. № 5. С. 56–70.
- Марин Ю.Б. Гранитоидные формации малых и умеренных глубин. Л.: Изд-во ЛГУ, 1976. 144 с.
- Месторождения меди Казахстана (спр.). Ред. А.А. Абдулин и др. 2-е изд. Алматы: Ин-т геол. наук им. К.И. Сатпаева, 2014. 190 с.
- Мигачев И.Ф., Минина О.В., Звездов В.С. Корякско-Камчатский регион – потенциальная медно-порфировая провинция // Отечественная геология. 2020. № 4–5. С. 3–23.
- Нарвайт Г.Э., Руденко Б.М., Мирошниченко Л.А., Жуков Н.М. Медное оруденение Мугоджар. Алма-Ата: Наука КазССР, 1974. 174 с.
- Николаев Ю.Н., Бакшеев И.А., Прокофьев В.Ю., Нагорная Е.В., Марущенко Л.И., Сидорина Ю.Н., Читалин А.Ф., Калько И.А. Au–Ag минерализация порфирово-эпитермальных систем Баимской зоны (Западная Чукотка, Россия) // Геология руд. месторождений. 2016. Т. 58. № 4. С. 319–345.
- Новиков Г.В., Мельников М.Е., Богданова О.Ю., Викентьев И.В. Природа кобальтоносных железомарганцевых корок Магеллановых гор Тихого океана. Сообщение 1. Геология, минералогия, геохимия // Литол. и полезные иск. 2014. № 1. С. 3–25.
- Павлова Н.Г. Медно-порфировые месторождения (закономерности размещения и критерии прогнозирования). М.: Недра, 1978. 75 с.
- Петров О.В., Шатов В.В., Ханчук А.И., Иванов В.В., Змиевский Ю.П., Шпикерман В.И., Петров Е.О., Снежко В.В., Шманяк А.В., Молчанов А.В., Халенев В.О., Шатова Н.В., Родионов Н.В., Беляцкий Б.В., Сергеев С.А. О перспективах открытия новых золото-медно-порфировых месторождений малмыжского типа на территории Нижнего Приамурья (Дальний Восток, Россия) // Регион. геология и металлогения. 2023. № 94. С. 75–112.
- Плотинская О.Ю. Минералогия благородных металлов в рудах золото-порфирового месторождения Юбилейное (Казахстан) // Минералогия. 2020. Т. 6. № 3. С. 44–53.
- Плющев Е.В., Шатов В.В. Геохимия и рудоносность гидротермально-метасоматических образований. Л.: Недра, 1985. 247 с.
- Попов В.С. Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. М.: Наука, 1977. 203 с.
- Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
- Руденко Б.М., Гильманов М.Ш. Месторождение Юбилейное // Металлогения Казахстана. Месторождения руд золота. Ред. А.К. Каюпов. Алма-Ата: Наука, 1980. 224 с.
- Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Григорьев Н.А. Березняковское золото-порфировое месторождение. Екатеринбург: Уро РАН, 1994. 48 с.
- Салихов Д.Н., Митрофанов Д.А. Интрузивный магматизм верхнего девона–нижнего карбона Магнитогорского мегасинклинария (Южный Урал). Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1994. 142 с.
- Самыгин С.Г., Руженцев С.В. Уральский палеоокеан: модель унаследованного развития // Докл. РАН. 2003. Т. 392 (2). С. 226–229.
- Склярёв Е.В., Федоровский В.С. Тектонические и геодинамические аспекты механического смещения магм (магматического минглинга) // Геотектоника. 2006. № 2. С. 47–64.
- Смирнов В.Н., Иванов К.С., Шокальский С.П., Ронкин Ю.Л. Результаты U–Pb SHRIMP-II датирования циркона из гранитоидов Талицкого молибденоносного массива (восточный склон Среднего Урала) // Литосфера. 2017. Т. 17(3). С. 145–150.
- Смирнов Д.И., Смирнова Н.С., Исаева Л.К. Обобщение материалов геохимических исследований на медь по территории Западного Казахстана с составлением карт геохимической изученности и каталогов перспективных ореолов. Актыбинск: Западно-Казахстанское геологоразведочное управление, 1988.
- Смирнов И.П., Разгоняев В.В., Савинова Л.А. Геологическое строение и полезные ископаемые района верхне-вьев рек Кундызды и Шулдак, Южный Урал: Отчет о геологических исследованиях в масштабе 1:50 000 на площади листов карты М-40-118-А, В и М-40-130-А, Б. Актыбинск: Западно-Казахстанское геологоразведочное управление, 1988.
- Соболев И.Д., Соболева А.А., Удоратина О.В. и др. Девонский островодужный магматизм Войкарской зоны Полярного Урала // Геотектоника. 2018. № 5. С. 39–74.
- Соболев И.Д., Викентьев И.В., Соболева А.А., Травин А.В. Результаты U/Pb SIMS датирования цирконов и $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ возраст плаггиоклаза из пород собского комплекса (Петропавловское золоторудное месторождение, Полярный Урал) // Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород. М.: ИГЕМ РАН, 2018. С. 398–401.
- Соболев И.Д., Новикова А.С., Викентьев И.В., Шешуков В.С., Дубенский А.С., Травин А.В., Варламов Д.А., Бортников Н.С. Два этапа сборки суперконтинента Пангея на Полярном Урале: Первые U/Pb (LA-ICP-MS) и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данные о возрасте яркеуского комплекса // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 508. № 2. С. 164–172.

- Сотников В.И., Берзина А.П., Никитина Е.И. Медно-молибденовая рудная формация. Новосибирск: Наука, 1977.
- Ткачев В.В., Байтлеу Д.А., Юминов А.М. Некоторые итоги исследования Мугалжарского горно-металлургического центра эпохи поздней бронзы // Актуальные проблемы археологии Евразии. Сб. мат. межд. науч.-практ. конф. Алматы: Ин-т археологии им. А. Х. Маргулана, 2016. С. 703–716.
- Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2013. 365 с.
- Чугаев А.В., Знаменский С.Е. Свинцово-изотопные характеристики месторождения золота Миндяк (Южный Урал): к вопросу об источниках металлов // Геология руд. месторождений. 2018. Т. 60. № 1. С. 57–67.
- Чугаев А.В., Плотинская О.Ю., Дубинина Е.О., Сада-сюк А.С., Гареев Б.И., Коссова С.А., Баталин Г.А. Коровый источник Pb и S на золото-порфировом месторождении Юбилейное (Южный Урал, Казахстан): Высоточные Pb–Pb и $\delta^{34}\text{S}$ данные // Геология руд. месторождений. 2021. Т. 63. № 3. С. 195–206.
- Шатова Н.В., Молчанов А.В., Терехов А.В., Шатов В.В., Петров О.В., Сергеев С.А., Прасолов Э.М., Дворник Г.П., Леонтьев В.И. Рябиновое медно-золото-порфировое месторождение (Южная Якутия): геологическое строение, геохимия изотопов благородных газов и изотопное (U–Pb, Rb–Sr, Re–Os) датирование околорудных метасоматитов и оруденения // Регион. геология и металлогения. 2019. № 77. С. 75–97.
- Шишаков В.Б., Сергеева Н.Е., Сурин С.В. Вознесенское медно-порфировое месторождение на Южном Урале // Геология руд. месторождений. 1988. № 2. С. 85–90.
- Arndt N., Leshner C.M., Czamanske G.K. Mantle-derived magmas and magmatic Ni–Cu–(PGE) deposits // Economic Geology 100th Anniv. Volume. 2005. P. 5–24.
- Bortnikov N.S., Vikentyev I.V. Endogenous metallogeny of the Urals // Mineral Deposit Research for a High-tech World; Jonsson E., Ed.; Uppsala, 2013; P. 1508–1511.
- Cathles M.L. What processes at mid-ocean ridges tell us about volcanogenic massive sulfide deposits // Miner. Deposita. 2011. V. 46. P. 639–657.
- Chappell B.W. Magma mixing and the production of compositional variation within granite suites: Evidence from the granites of southeastern Australia // J. Petrology. 1996. V. 37. P. 449–470.
- Charlier B., Namur O., Bolle O., Latypov R., Duchesne J.-C. Fe–Ti–V–P ore deposits associated with Proterozoic massif-type anorthosites and related rocks // Earth-Sci. Rev. 2015. V. 141. P. 56–81.
- Chiaradia M. Gold endowments of porphyry deposits controlled by precipitation efficiency // Nat. Commun. 2020. V. 11(1). Paper 248. P. 1–10.
- Chitalin A.F., Baksheev I.A., Nikolaev Y.N., Nagornaya E.V., Khabibullina Y.N., Nikolaeva I.Yu., Kalko I.A., Müller D. Porphyry-epithermal Cu–Mo–Au–Ag mineralization in the Nakhodka ore field, Baimka Trend, Chukotka, Russia: a geological, mineralogical, and geochemical perspective // Miner. Deposita. 2023. V. 58. P. 287–306.
- Cooke D. R., Hollings P., Walshe J.L. Giant porphyry deposits: Characteristics, distribution, and tectonic controls // Econ. Geol. 2005. V. 100. P. 801–818.
- Einaudi M.T., Hedenquist J.W., Inan E.E. Sulfidation state of hydrothermal fluids: The porphyry-epithermal transition and beyond // Simmons S.F., Graham I.J., eds., Volcanic, Geothermal and Oreforming Fluids: Rulers and Witnesses of Processes within the Earth. Soc. Econ. Geol. Spec. Publ. 10. 2003. P. 285–313.
- Franklin J.M., Gibson H.L., Jonasson I.R., Galley A.G. Volcanogenic massive sulfide deposits // Econ. Geol. 2005. V. 100. P. 523–560.
- Freydier C., Ruiz J., Chesley J., McCandless T., Munizaga F. Re–Os isotope systematics of sulfides from felsic igneous rocks: Application to base metal porphyry mineralization in Chile // Geology. 1997. V. 25 (9). P. 775–778.
- Garuti G., Gorgoni C., Sighinolfi G.P. Sulfide mineralogy and chalcophile and siderophile element abundances in the Ivrea-Verbano mantle peridotites (Western Italian Alps) // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 70 (1). P. 69–87.
- Groves D.I., Santosh M., Müller D., Zhang L., Deng J., Yang L.-Q., Wang Q.-F. Mineral systems: Their advantages in terms of developing holistic genetic models and for target generation in global mineral exploration // Geosystems and Geoenvironment. 2022. V. 1 (1). Paper 100001. P. 1–26.
- Gustafson L.B. Some major factors of porphyry copper genesis // Econ. Geol. 1978. V. 73 (5). P. 600–607.
- Halley S., Dills J.H., Tosdal R.M. Footprints: Hydrothermal alteration and geochemical dispersion around porphyry copper deposits // SEG Newsletter. 2015. V. 100. P. 1–17.
- Hannington M. Comments on “What processes at mid-ocean ridges tell us about volcanogenic massive sulfide deposits” by L.M. Cathles // Miner. Deposita. 2011. V. 46. P. 659–663.
- Hart C.J.R. Reduced intrusion-related gold systems // Goodfellow W.D. (Ed.), Mineral deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. 2007. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication № 5. P. 95–112.
- Heinrich C.A., Driesner T., Stefansson A., Seward T.M. Magmatic vapor contraction and the transport of gold from the porphyry environment to epithermal ore deposits // Geology. 2004. V. 32. P. 761–764.
- Hollister V.F. Regional characteristics of porphyry copper of South America // Trans. Amer. Inst. Mining, Metal., Petrol. Eng. 1974. V. 1. P. 45–53.
- Hollister V.F. An appraisal of the nature of some porphyry copper deposits // Miner. Sci. Engineering. 1975. V. 7. P. 225–233.
- Hollister V.F. Fort Knox porphyry gold deposit, Fairbanks, Alaska // Hollister V.F., ed., Porphyry copper, molybdenum, and gold deposits, volcanogenic deposits (massive sulfides), and deposits in layered rock. V. 3. Case histories of mineral discoveries. Soc. Mining, Metal., Explor., Inc., 1991. P. 243–247.
- Hollister V.F. On a proposed plutonic porphyry gold deposit model // Nat. Resour. Res. 1992. V. 1. Iss. 4. P. 293–302.

- Holwell D.A., Fiorentini M.L., Knott T.R., McDonald I., Blanks D.E., McCuaig T.C., Gorczyk W.* Mobilisation of deep crustal sulfide melts as a first order control on upper lithospheric metallogeny // *Nat. Commun.* 2022. V. 13. Paper 573. P. 1–12.
- Hurtig N.C., Migdisov A.A., Williams-Jones A.E.* Are vapor-like fluids viable ore fluids for Cu–Au–Mo porphyry ore formation? // *Econ. Geol.* 2021. V. 116 (7). P. 1599–1624.
- John D.A., Ayuso R.A., Barton M.D., Blakely R.J., Bodnar R.J., Dilles J.H., Gray F., Graybeal F.T., Mars J.C., McPhee D.K., Seal R.R., Taylor R.D., Vikre P.G.* Porphyry copper deposit model. U.S. Geol. Surv. Sci. Invest. Rep. 2010–5070–B. Reston: U.S. Geological Survey, 2010. 169 p.
- Kesler S.E.* Copper, molybdenum, and gold abundances in porphyry copper deposits // *Econ. Geol.* 1973. V. 68. P. 106–112.
- Kiseeva E.S., Fonseca R.O.C., Smythe D.J.* Chalcophile elements and sulfides in the upper mantle // *Elements*. 2017. V. 13(2). P. 111–116.
- Lang J.R., Titley S.R.* Isotopic and geochemical characteristics of Laramide magmatic systems in Arizona and implications for the genesis of porphyry copper deposits // *Econ. Geol.* 1998. V. 93 (2). P. 138–170.
- Li Y.-H., Schoonmaker J.E.* Chemical composition and mineralogy of marine sediments // *Treatise on Geochemistry*. 2005. V. 7. P. 1–35.
- Lorand J.-P., Luguet A.* Chalcophile and siderophile elements in mantle rocks: trace elements controlled by trace minerals // *Rev. Mineral. Geochem.* 2015. V. 81(1). P. 441–488.
- Lowell J.D., Guilbert J.M.* Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry copper ore deposits // *Econ. Geol.* 1970. V. 65. P. 373–408.
- Morgan C.J.* Resource estimates of the Clarion-Clipperton manganese nodule deposits // Cronan, D.S., ed., *Handbook of marine mineral deposits*: Boca Raton, Florida, CRC Press, 2000. P. 145–170.
- Murakami H., Seo J.H., Heinrich C.A.* The relation between Cu/Au ratio and formation depth of porphyry-style Cu–Au ± Mo deposits // *Miner. Deposita*. 2010. V. 45. P. 11–21.
- Noll P.D., Jr., Newsom H.E., Leeman W.P., Ryan J.G.* The role of hydrothermal fluids in the production of subduction zone magmas: Evidence from siderophile and chalcophile trace elements and boron // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1996. V. 60. P. 587–611.
- Pirajno F.* *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer Netherlands, 2009. 1252 p.
- Plotinskaya O.Yu., Grabezhev A.I., Groznova E.O., Seltmann R., Lehmann B.* The Late Paleozoic porphyry-epithermal spectrum of the Birgilda-Tomino ore cluster in the South Urals, Russia // *J. Asian Earth Sci.* 2014. V. 79. P. 910–931.
- Plotinskaya O.Yu., Grabezhev A.I., Tessalina S., Seltmann R., Groznova E.O., Abramov S.S.* Porphyry deposits of the Urals: geological framework and metallogeny // *Ore Geol. Rev.* 2017. V. 85. P. 153–173.
- Richards J.P.* Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu–(Mo–Au) deposit formation // *Econ. Geol.* 2003. V. 98. P. 1515–1533.
- Richards J.P.* Postsubduction porphyry Cu–Au and epithermal Au deposits: products of remelting of subduction-modified lithosphere // *Geology*. 2009. V. 37. P. 247–250.
- Richards J.P.* Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins // *Ore Geol. Rev.* 2011. V. 40. P. 1–16.
- Richards J.P.* Giant ore deposits formed by optimal alignments and combinations of geological processes // *Nature Geosci.* 2013. V. 6. P. 911–922.
- Robert F., Poulsen K.H., Dubé B.* Gold deposits and their geological classification // A.G. Gubins, Ed. *Proc. Exploration 97: 4th Decennial Intern. Conf. Mineral Exploration*. 1997. P. 209–220.
- Schiano P., Bourdon B., Clocchiatti R., Massare D., Varela M.E., Bottinga Y.* Low-degree partial melting trends recorded in upper mantle minerals // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 160(3–4). P. 537–550.
- Schmeling H.* Partial melting and melt segregation in a convecting mantle // Bagdasarov N.S., Laporte D., Thompson A. (eds.), *Physics and Chemistry of Partially Molten Rocks*. Dordrecht: Kluwer Academic Publ., 2000. 141–178.
- Schmidt M.W., Poli S.* Generation of mobile components during subduction of oceanic crust // *Treatise on Geochemistry*. 2005. V. 3. P. 567–591.
- Seedorff E., Dilles J.H., Proffett J.M., Jr., Einaudi M.T., Zurcher L., Stavast W.J.A., Johnson D.A., Barton M.D.* Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features // *Economic Geology 100th Anniv. Volume*. 2005. P. 251–298.
- Seltmann R., Porter T.M.* The porphyry Cu–Au/Mo deposits of Central Eurasia: 1. Tectonic, Geologic & Metallogenic Setting and Significant Deposits // Porter, T.M. (Ed.), *Super Porphyry Copper & Gold Deposits: A Global Perspective*. V. 2. Adelaide: PGC Publishing, 2005. P. 467–512.
- Shatov V.V., Moon C.J., Seltmann R.* Discrimination between volcanic associated massive sulphide and porphyry mineralisation using a combination of quantitative petrographic and rock geochemical data: A case study from the Yubileinoe Cu–Au deposit, western Kazakhstan // *J. Geochem. Explor.* 2014. V. 147. P. 26–36.
- Shatov V.V., Seltmann R., Moon C.J.* The Yubileinoe porphyry Au(–Cu) deposit, the south Urals: Geology and alteration controls of mineralization // Eliopoulos D.G., ed., *Mineral exploration and sustainable Development: Proc. 7th Bien. SGA Meeting*. Athens, Greece. 2003. P. 379–382.
- Shen P., Pan H., Hattori K., Cooke D.R., Seitmuratova E.* Large Paleozoic and Mesozoic porphyry deposits in the Central Asian Orogenic Belt: Geodynamic settings, magmatic sources, and genetic models // *Gondwana Res.* 2018. V. 58. P. 161–194.
- Sillitoe R.H.* A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits // *Econ. Geol.* 1972. V. 67. P. 184–197.
- Sillitoe R.H.* Some thoughts on gold-rich porphyry copper deposits // *Miner. Deposita*. 1979. V. 14. P. 161–174.
- Sillitoe R.H.* Gold-rich porphyry deposits: descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery // *Rev. Econ. Geol.* 2000. V. 13. P. 315–345.

- Sillitoe R.H.* Major gold deposits and belts of the North and South American Cordillera: distribution, tectonomagmatic settings, and metallogenic considerations // *Econ. Geol.* 2008. V. 103. P. 663–687.
- Sillitoe R.H.* Porphyry copper systems // *Econ. Geol.* 2010. V. 105. P. 3–41.
- Sillitoe R.H.* Copper provinces // J.W. Hedenquist, M. Harris and F. Camus (eds.) *Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World*. Soc. Econ. Geol. Spec. Publ. 16. 2012. P. 1–18.
- Sillitoe R.H.* Gold deposit types: an overview // *Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces*. Sillitoe R.H., Goldfarb R.J., Robert F., Simmons S.F., Eds. SEG Spec. Publ. 23. 2020. P. 1–28.
- Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Dvurechenskaya S.S.* Geology, mineralization, stable isotope geochemistry, and fluid inclusion characteristics of the Novogodnee-Monto oxidized Au-(Cu) skarn and porphyry deposit, Polar Ural // *Miner. Deposita*. 2013. V. 48. P. 603–625.
- Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Dvurechenskaya S.S., Vasyukov V.E., Shumilin D.A., Voskresensky K.I.* The superlarge Malmyzh porphyry Cu–Au deposit, Sikhote-Alin, Eastern Russia: Igneous geochemistry, hydrothermal alteration, mineralization, and fluid inclusion characteristics // *Ore Geology Reviews*. 2019. V 113. Paper 103112. P. 1–27.
- Titley S.R., Bean R.E.* Porphyry copper deposits: Part I. Geologic settings, petrology, and tectonogenesis // *Economic Geology 75th Anniv. Volume*. 1981. P. 214–235.
- Vila T., Sillitoe R.H.* Gold-rich porphyry systems in the Maricunga belt, northern Chile // *Econ. Geol.* 1991. V. 86. P. 1238–1260.
- Vila T., Sillitoe R.H., Etzhold J., Viter R.E.* The porphyry gold deposit at Marte, Northern Chile // *Econ. Geol.* 1991. V. 86. P. 1271–1286.
- Wilkinson J.J.* Triggers for the formation of porphyry ore deposits in magmatic arcs // *Nature Geosci.* 2013. V. 6. P. 917–925.