



РОЛЬ ПАЛЕОКАРСТА В ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТОРУДНЫХ ТЕЛ ЛЕБЕДИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА, ЯКУТИЯ

На основе анализа результатов многолетнего изучения золоторудных месторождений Лебединского рудного узла Центрального Алдана, а также материалов современных геологоразведочных работ обосновываются представления автора о существенной роли в данной структуре палеокарстовой системы, определившей обстановку накопления в позднеюрское – раннемеловое время золото-кварц-карбонат-сульфидных руд лебединского типа в вендской доломитовой толще. Положение экструзивно-субвулканических массивов рудоносной монцитит-сиенитовой формации с золото-порфировыми и золото-скарновыми рудами гипсометрически выше основной области разгрузки связанных с ними гидротермальных растворов обусловило движение последних сверху вниз до основного водоупора – кристаллического фундамента, ограничивающего рудоконтролирующую карстовую систему снизу. В секущих и стратифицированных элементах палеосистемы холодного карста локализованы рудные жилы и сопряжённые с ними залежи нижних уровней рудо-локализации. Горизонты наиболее интенсивного проявления карстовых процессов в рудовмещающей доломитовой толще на контактах с частными водоупорами определили их положение на нескольких рудоконтролирующих уровнях. Условия локализации залежей верхних уровней определяются их образованием вблизи массивов рудоносной формации при участии процессов гидротермокарста. Предлагаемая концепция, в соответствии с которой структура Лебединского рудного узла включает в качестве рудоконтролирующих и рудовмещающих структур элементы палеокарстовой системы, позволяет разработать новые подходы к прогнозированию и поискам подобных объектов.

Ключевые слова: золото-порфировые, золото-скарновые, золото-кварц-карбонат-сульфидные месторождения в доломитах, рудовмещающие структуры, рудоносные уровни, палеокарст.

Лебединский золоторудный россыпной узел Центрально-Алданского рудного района отличается высокой концентрацией оруденения. Здесь на площади ~ 500 км² сочетается несколько геолого-генетических и морфологических типов месторождений коренного золота, сопровождающихся богатыми и крупными россыпями [9, 24]. Ведущую роль играют жилы и пластообразные залежи лебединского типа, большей частью отработанные, подчинённую – жильно-штокверковые руды и золотоносные скарны. За 100 лет со времени открытия первых золотых россыпей здесь выявлено несколько сотен промышленных золоторудных тел, из которых добыто > 35 т золота.

Изучением рудного узла во время поисков, разведки и отработки коренных месторождений занимались Ю. А. Билибин, Ф. Г. Гаскаров, В. А. Диомидова, Ф. Н. Зверев, Н. В. Петровская, А. И. Фасталович, А. И. Казаринов, М. Б. Бородаевская, Г. М. Азанов, А. Ф. Кыттахов,

Минина Ольга Васильевна

кандидат геолого-минералогических наук
старший научный сотрудник
minina@tsnigri.ru

ФГБУ «Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов»,
г. Москва

С. М. Нейзлер, Н. В. Нестеров, позже – Т. В. Билибина, Н. С. Игумнова, В. Г. Ветлужских, В. В. Карелин, А. А. Ким, А. Я. Кочетков, С. В. Кузнецов, Е. П. Максимов, А. В. Миных, С. В. Николаев, А. Н. Угрюмов и многие другие. Результаты их исследований опубликованы в основном в прошлом столетии, и лишь единичные – в последние годы [10, 15, 20, 21, 23]. Вместе с тем, месторождения лебединского типа, вмещающие основной объём руд, настолько своеобразны по геоструктурным условиям локализации, что для них и сейчас не установлены близкие аналоги и не разработаны непротиворечивые модели рудообразования. Богатство руд этих месторождений, а также существование сходных обстановок в ряде рудных районов Алданского щита (Верхне-Амгинском, Ломамском, Эвотинском, Кет-Капском) [7, 20] и в других регионах определяют целесообразность их рассмотрения с современных позиций на основе анализа обширного и весьма ценного фактического материала предшествующих многолетних исследований и новых данных, полученных в ходе проведения геологоразведочных работ последних лет.

Лебединский рудный узел расположен на северном склоне Алданского щита в области южного замыкания субмеридионального Якокутского палеопргиба, выполненного венд-кембрийскими и юрскими толщами осадочного чехла, горизонтально залегающими на породах кристаллического фундамента. Рудный узел охватывает юго-западный фрагмент этой структуры, частично отделённый от основной его части выступом фундамента и выполненный породами мелководной известняково-доломитовой формации венда (усть-юдомская свита), а также мергелями нижнего кембрия и терригенными юрскими отложениями. Основание пргиба и его борта сложены метаморфитами архея с крупными телами протерозойских гранитоидов и мигматитов. Важнейшими элементами строения узла являются куполовидные массивы, пластообразные тела и дайки – магматические продукты мезозойской тектоно-магматической активизации (рис. 1).

Всеми исследователями подчёркивается неоднородность строения нижней части разреза доломитовой толщи венда, вмещающей рудные тела лебединского типа. Она проявлена в присутствии горизонтов оолитовых известняков, замещённых халцедоновидным кварцем, доломитовых брекчий и конгломератов мощностью до 10 м, кремнистых и

глинистых прослоев, а также пластообразных магматических тел ороченского комплекса, внедрение которых связывается с начальным этапом проявления мезозойского магматизма [14], хотя данные определения абсолютного возраста не позволяют однозначно решить вопрос о времени их становления [15]. Вблизи поверхности архейского фундамента находятся самые ранние из них – маломощные тела пироксен- и биотит-роговообманковых порфиритов, нередко с трахитовой структурой основной массы и флюидальной текстурой, простирающиеся на сотни метров или несколько (до 10) километров. Протяжённые пластовые тела риолитов мощностью в десятки метров залегают выше по разрезу; близкое положение занимают тела вогезитов-минетт. Породы, слагающие перечисленные образования, претерпели незначительные постмагматические изменения, а их воздействие на вмещающие доломиты ничтожно.

Учитывая согласное залегание с вмещающими доломитами, сочетание небольшой мощности пластовых тел с их значительной протяжённостью, смену более ранних тел более поздними вверх по стратиграфическому разрезу, они с большим основанием могут быть отнесены к лавовым потокам в разрезе доломитовой толщи венда, чем к силам поздне триасово-раннеюрского возраста. По мнению В. Г. Ветлужских, проявлением вендского вулканизма обусловлено повышенное содержание ряда рудных и редких элементов в кремнистых горизонтах этой толщи [3]. Присутствие туфогенного материала в отложениях усть-юдомской свиты венда в том же регионе отмечено на стратиформном Pb-Zn месторождении Сардана [8]. На основании изложенного пластообразные тела ороченского комплекса вместе с вмещающими их доломитами, горизонтами доломитовых конгломератов и брекчий, прослоями кремнистых, глинистых пород и оолитовых известняков рассматриваются нами как составляющие единого стратиграфического разреза вендского времени. В то же время для локализованных в этом разрезе золоторудных тел лебединского типа обоснован мезозойский возраст.

После накопления карбонатных толщ венда – кембрия на Алданском щите установился устойчивый режим поднятия, в ходе которого доломитовая толща венда, отличающаяся весьма неоднородным строением, длительное время (палеозой, частично мезозой) находилась в континентальных условиях, необходимых и достаточных для форми-

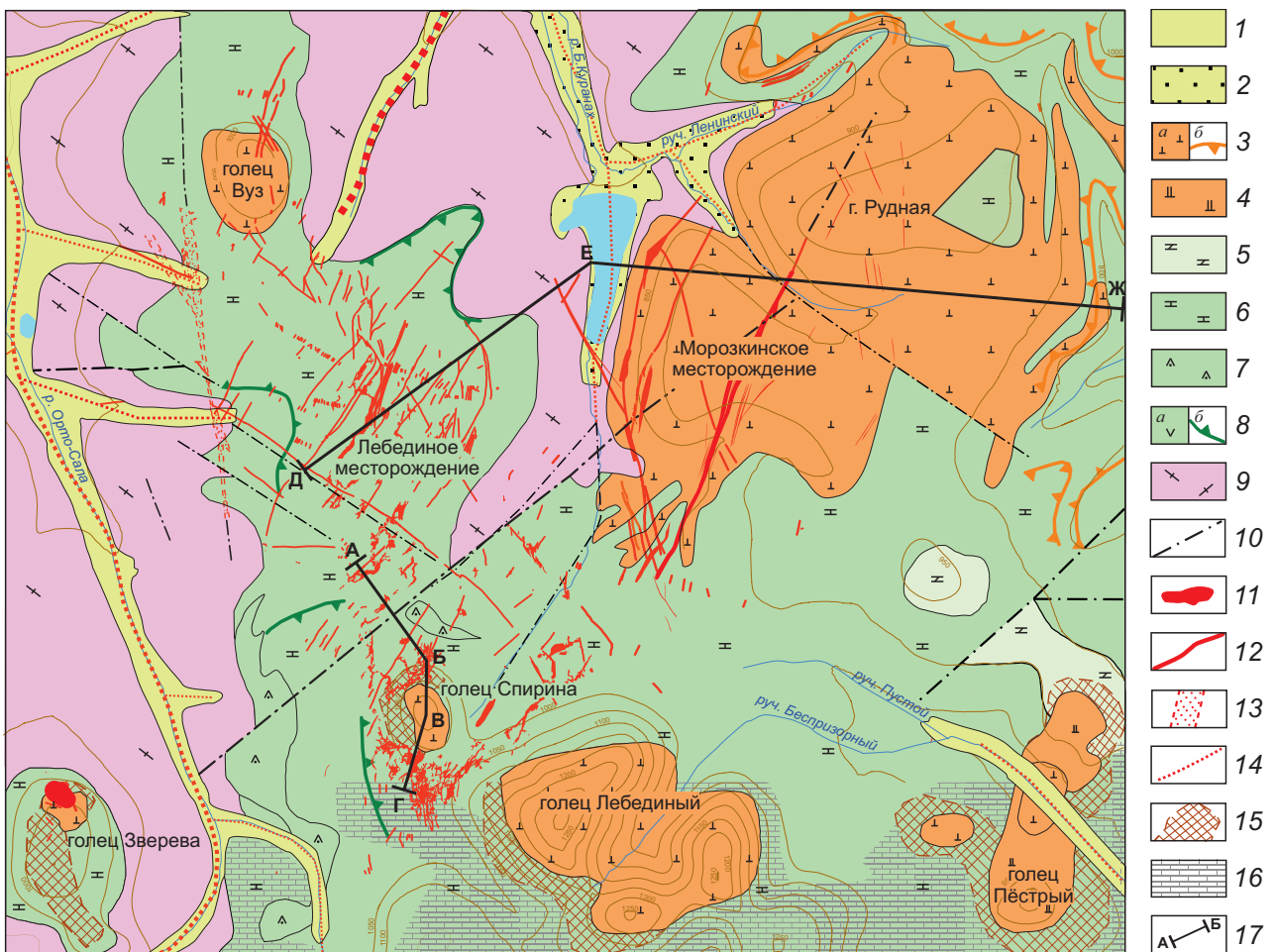


Рис. 1. СХЕМА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЛЕБЕДИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (по данным Алданского филиала ГУГП РС (Я) «Якутскгеология»):

отложения речных долин: 1 – аллювиальные, 2 – техногенные; рудоносная монцит-сиенитовая формация, J_3-K_1 ; 3 – щелочноземельные и субщелочные сиенит-порфиры, ортофиры, сиениты, граносиениты (а), их немасштабное изображение (б), 4 – щелочные сиениты, сиенит-порфиры; платформенный чехол: 5 – надрудная толща мергелей, мергелистых доломитов пестроцветной свиты, E_1 , 6–8 – рудовмещающая вулканогенно-известково-доломитовая толща усть-юдомской свиты, V–E₁; 6 – доломиты с горизонтами доломитовых конгломератов, глинистых доломитов, оолитовых известняков, кремней, 7, 8 – пластовые тела ороченского комплекса: 7 – кварцевых порфиров (риолитов), 8 – пироксен- и биотит-роговообманковых порфиров (андезибазальтов-андезитов), лампрофиров (а), их немасштабное изображение (б); 9 – фундамент: кристаллические сланцы, реже гнейсы, линзы мраморов (AR₂), граниты (PR₁), мигматиты; 10 – основные разрывные нарушения; тела золото-сульфидно-(карбонат)-кварцевых руд: 11 – субгоризонтальные лентовидные и пластообразные залежи (проекции и контуры выходов на современную поверхность), 12 – крутопадающие жилы и линейные штокверки; 13 – крутопадающая «сквозная» зона золотоносной гематит-пирит-кварцевой минерализации Случайная-I; 14 – россыпи золота; 15 – скарны; 16 – мраморы; 17 – линии геологических разрезов

рования системы холодного карста (палеокарста) с хорошо развитыми стратифицированными и секущими элементами [1]. Наиболее благоприятными для проявления карстовых процессов являлись стратиграфические уровни контактов обводнённых и водоупорных горизонтов: палеоперевальность

кристаллического фундамента, верхние и нижние ограничения пластовых магматических тел, частные неоднородности разреза (горизонты оолитовых известняков, кремнистых скоплений и др.), литогенетические трещины напластования. Эти стратиграфические уровни отмечены горизонтами ос-

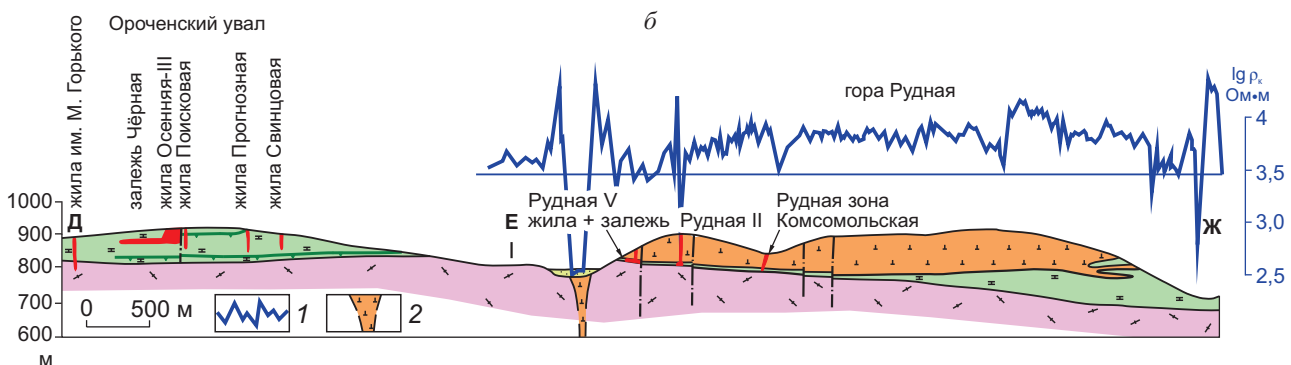
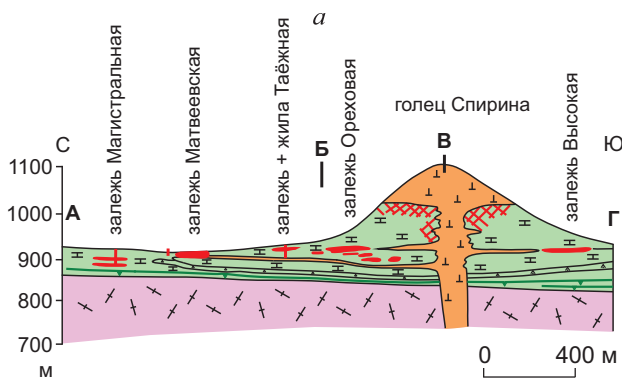


Рис. 2. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЛЕБЕДИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА: *а* – МАССИВА ГОЛЬЦА СПИРИНА И ВМЕЩАЮЩЕЙ ЕГО ДОЛОМИТОВОЙ ТОЛЩИ С ЗАЛЕЖАМИ ВЕРХНИХ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИХ УРОВНЕЙ; *б* – МАССИВА ГОРЫ РУДНОЙ И ОРОЧЕНСКОГО УВАЛА С ЗАЛЕЖАМИ НИЖНИХ УРОВНЕЙ:

1 – график $\lg \rho$; 2 – предполагаемое положение магмо- и рудоподводящего канала массива сиенит-порфиров горы Рудной; остальные усл. обозн. см. на рис. 1

таточных карстовых отложений – значительными скоплениями глинистых масс и продуктов разрушения доломитов в ходе проявления карстовых процессов (брекчий, конгломератов, доломитовой сыпучки). Крутопадающие, секущие напластование элементы карстовой системы наследуют разрывные нарушения и вертикальные трещины, обеспечивающие просачивание атмосферных и поверхностных вод в глубь карстующегося массива доломитов, гидравлическую связь между отдельными водоносными горизонтами и активное развитие карстовых процессов [11].

Палеокарстовая система Лебединского рудного узла охватывала всю рудовмещающую доломитовую толщу, то есть её вертикальный размах составлял 100–170 м, а ограничениями на флангах служили выступы и относительно поднятые блоки фундамента. Однако в более неоднородной по строению нижней части разреза и особенно вблизи основного водоупорного горизонта – кристаллического фундамента – карстовые процессы проходили более интенсивно, чем на верхних горизонтах. *Присутствие палеокарстовой системы определяло геоструктурную обстановку Лебединского рудного узла на время проявления рудоносного магматизма и рудоотложения в поздней юре – раннем мелу.*

Рудоносная монцонит-сиенитовая формация (лебединский комплекс, J_3-K_1) объединяет щелочноземельные и субщелочные сиениты, монцониты, граносиениты, представленные субвулканическими и экструзивными фациями. Основной объём магматитов сконцентрирован в куполообразных телах диаметром большей частью 1000–1500 м, высотой 200–300 м, нередко с субгоризонтальной нижней границей. Их основание и раму слагают породы доломитовой толщи, реже – древнего фундамента (гора Рудная). В некоторых массивах (Вуз, Зверева) бурением вскрыты штокообразные магмоподводящие каналы. В современном рельефе эти массивы венчают округлые или овальные в плане возвышенности (гольцы) с достаточно крутыми (25–30°) склонами, покрытыми мощными осыпями (гольцы Спирина, Лебединый, Колтыкон, Верблюд и др.) (см. рис. 1). Характерными элементами их строения являются горизонтальные пластообразные апофизы, отходящие в породы доломитовой толщи на расстояние до 100 м и более (рис. 2).

Куполовидные массивы, традиционно рассматриваемые как лакколиты, сложены порфировидными и порфировыми породами (обычно сиенитами), сменяющимися во внешних зонах слабо раскристаллизованными разностями, а в пластообраз-

ных апофизах – породами эффузивного облика [24, 29]. Это отражает их становление в приповерхностной обстановке, в то время как классические лакколлиты формируются на гипабиссальном уровне. На «лакколлитах» Лебединского рудного узла не обнаружено остатков доломитовой кровли, и большинством исследователей предполагается незначительная первоначальная мощность этих пород [24 и др.]. Отсутствие покрывки из вендских доломитов на массивах Верблюд и Золотой подтверждается составом делювия вокруг них, в котором, по Ю. С. Яковлеву (1964 г.), присутствуют продукты перемыва только юрских терригенных пород. Приведённые данные характеризуют массивы порфировых сиенитов-монзонитов, образующие куполовидные возвышенности на площади Лебединского рудного узла, как экстрюзивно-субвулканические тела, верхние части которых кристаллизовались выше палеоповерхности, а магмоподводящие каналы и пластообразные апофизы – в породах вмещающей доломитовой толщ. Из-за отсутствия вышележащих отложений геологический возраст этих тел не может быть установлен, однако определения абсолютного возраста [15 и др.] ограничивают их становление интервалом J_3-K_1 .

С экстрюзивно-субвулканическими телами сиенит-порфиров рудоносной монзонит-сиенитовой формации в Лебединском рудном узле во времени и пространстве сопряжены месторождения нескольких рудно-формационных и геолого-генетических типов: золото-порфирового, золото-скарнового, а также наиболее богатого – золото-сульфидного и золото-сульфидно-карбонат-кварцевого лебединского (жильного и залежного). При этом верхние, куполообразные элементы этих тел, формировавшиеся на палеоповерхности при невысоких температурах, промышленного оруденения не несут. И лишь в их нижних частях, примыкающих к основанию, а также на субвулканическом уровне вблизи пластообразных апофиз и магмоподводящих каналов созданное ими температурное поле достаточно высоко для становления золоторудных тел.

Золото-порфировый тип месторождений выявлен в рудоносном массиве субщелочных кварцевых сиенит-порфиров горы Рудной в центральной части Лебединского рудного узла (см. рис. 1). Массив приурочен к слабо наклонённому на восток выступу кристаллического фундамента, частично перекрытому доломитовой толщей, мощ-

ность которой возрастает в восточном направлении. В отличие от других массивов он существенно больше по площади, но уступает по высоте за счёт уплощённой караваеобразной формы. Его западная рудоносная часть с наиболее высоким положением основания, по-видимому, довольно сильно эродирована, а восточная осложнена пластообразными апофизами сиенит-порфиров и ортофиоров по напластованию доломитов (см. рис. 2, б).

Сиенит-порфиры массива горы Рудной преобразованы гидротермально-метасоматическими процессами при ведущей роли пропилитизации (эпидот, хлорит, кварц, карбонат) – во внешней зоне и березитизации (кварц, анкерит, серицит) – во внутренней [21]. Широко распространена прожилково-вкрапленная кварц-пиритовая минерализация. В западной части массива локализованы крутопадающие рудоносные структуры субмеридионального и северо-восточного простираний. Они сложены жильно-штокверковыми и прожилково-вкрапленными золото-сульфидно-кварцевыми рудами, а в основании массива, на уровне доломитовой толщи и внутри неё, среди карстовых глин, сосредоточены пластообразные залежи массивных и вкрапленных золото-кварц-карбонат-сульфидных руд. Все они представлены окисленными разностями, преобразованными до рыхлого состояния. Часть крутопадающих жильнообразных рудных тел и сопряжённых с ними субгоризонтальных залежей (Рудная V, II, Гранитная-Рудная I и др.) давно известна и в основном отработана, другие (Крутая-Коллективная, Комсомольская-Коллективная, Возрождение) изучены в ходе геологоразведочных работ последних лет (см. рис. 2, б).

Рудоносная структура Крутая-Коллективная и примыкающие к ней по падению залежи образуют Морозкинское (первоначально Гора Рудная) золоторудное месторождение (рис. 3). По данным поисково-оценочных и разведочных работ, проводившихся в 2010–2017 гг. под руководством А. В. Минакова, рудные зоны мощностью от первых десятков до 100 м представляют собой крутопадающие линейные золото-пирит-кварцевые штокверки в карбонат-серицит-кварцевых метасоматитах со стержневыми жильными телами (см. рис. 3, а). Они образованы сближенными пирит-кварцевыми прожилками (мощность до 8–10 см), жилами (до 15–20 см) и включают брекчии изменённых сиенит-порфиров с пирит-(карбонат)-кварцевым цементом. В прожилках содержание пирита колеблется

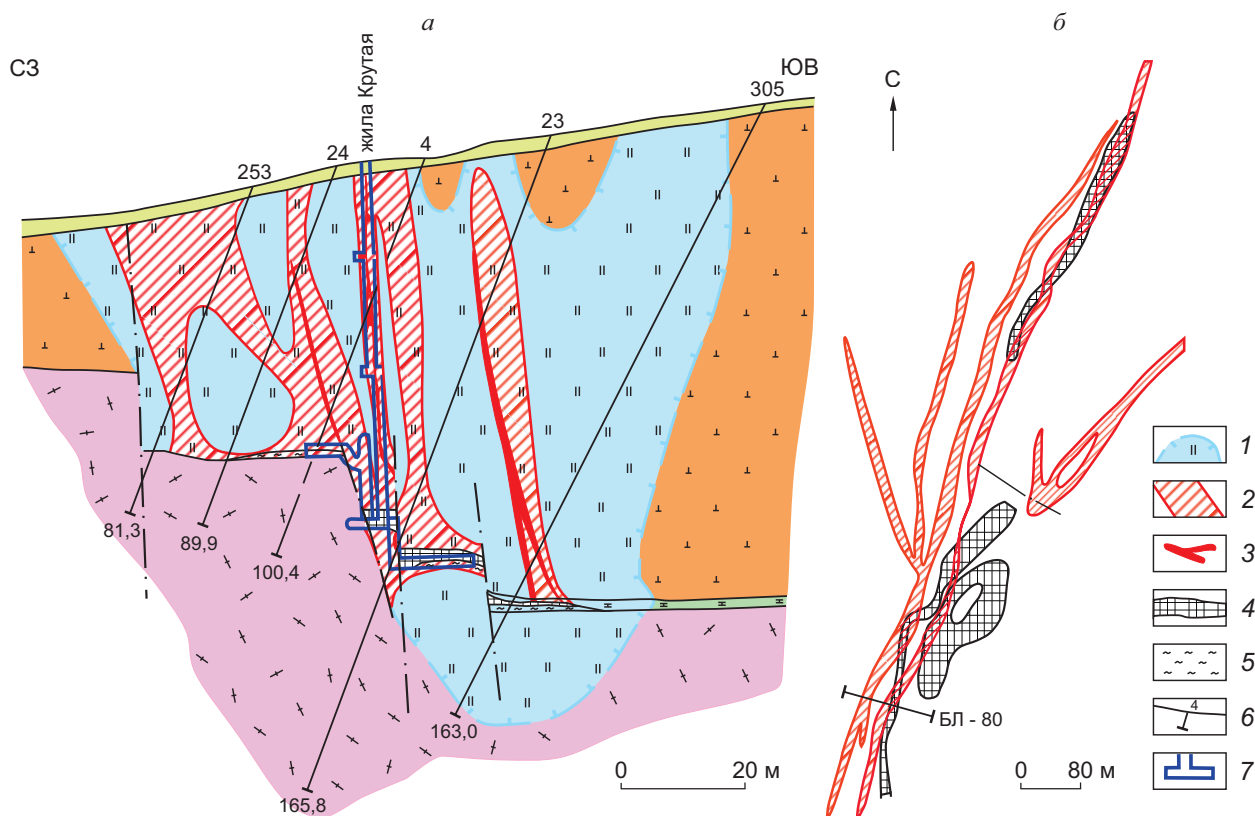


Рис. 3. МОРОЗКИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ, РУДНАЯ ЗОНА КРУТАЯ-КОЛЛЕКТИВНАЯ: а – ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ВКРЕСТ ПРОСТИРАНИЯ ПО ПРОФИЛЮ БЛ-80; б – СООТНОШЕНИЯ РУДНЫХ ШТОКВЕРКОВ И ЗАЛЕЖЕЙ В ПЛАНЕ (по данным А. В. Минова, 2015 г., С. Н. Николаева, 1991 г., с уточнениями):

1 – пирит-анкерит-серицит-(мусковит)-кварцевые метасоматиты с прожилково-вкрапленной кварц-пиритовой минерализацией; 2 – штокверки золото-пирит-кварцевых прожилков; 3 – жиллообразные золото-пирит-кварцевые тела; 4 – залежь Рудная и др. (см. рис. 5); 5 – карстовые глины; 6 – скважины; 7 – горные выработки; остальные усл. обозн. см. на рис. 1

от 1–2 до 10–15 %, в жилах достигает 50–70 %; изредка встречаются галенит, халькопирит, арсенопирит, самородное золото. Содержание золота в прожилках и жилах – от единичных значений до 70–80 г/т, а в метасоматически изменённых сиенит-порфирах не превышает 0,5–0,6 г/т. Пластообразные залежи окисленных золото-пирит-карбонатных руд в доломитах основания массива горы Рудной локализованы исключительно в створе крутопадающих жильно-штокверковых зон, сменяя их по падению (см. рис. 3, б).

Несмотря на значительный объём бурения, магмо- и рудоподводящий каналы в основании массива сиенит-порфиров горы Рудной не установлены. На участке месторождения лишь некоторые из крутопадающих жильно-штокверковых тел прослеживаются в породах кристаллического фундамента

на незначительное расстояние при существенном сокращении мощности и содержания золота. Ряд данных позволяет предполагать расположение рудоподводящего канала на юго-западном фланге массива, где крутопадающая субмеридиональная рудная зона Савинская-Восточная с отработанными жильными телами с исключительно высоким содержанием золота (до 20–40 г/т) прослежена в фундаменте до глубины 150 м и наследуется современной долиной р. Большой Кураны (см. рис. 1). Это предположение подтверждается и результатами детальных геофизических работ (методы ВЭЗ и электротомографии), проведённых ООО «ВИРГ-Рудгеофизика» в 2015–2016 гг. Если рудные зоны Крутая-Коллективная и Возрождение, локализованные во внутренней части массива горы Рудной, методами электроразведки не выделяются, то жилы

Гранитная–Рудная I, Рудная-V и Рудная-II, расположенные на его западном фланге вблизи предполагаемого рудоподводящего канала и прорывающие породы фундамента, трассируются интенсивной субвертикальной аномалией повышенных значений поляризуемости, а примыкающая к ним экзо-контактовая зона массива отмечена резкой отрицательной аномалией кажущегося электрического сопротивления со значениями ρ_k 100–1000 Ом·м (см. рис. 2, б), характерными для первичных кварц-сульфидных руд и зон повышенной проницаемости. Долина р. Большой Куранах, наследующая положение рудоподводящего канала, вмещала крупную, сейчас отработанную россыпь золота. Технологические продукты её отработки – дражные отвалы мощностью до 10–15 м, заполняющие всю долину реки, сильно обводнены, что также обуславливает падение электрического сопротивления до первых тысяч Ом·м (А. В. Минаков, 2012 г.), однако не компенсирует полностью аномалию. Таким образом, данные электроразведки подтверждают возможность присутствия здесь рудоподводящего канала.

Россыпь длиной ~ 22 км локализована в современном аллювии [9]. В золотоносном пласте мощностью 1,4–5,7 м содержание золота достигало 2 г/м³ (среднее 0,5–0,8 г/м³). Среди золотин разной формы с пробой 875–900 ‰ преобладали мелкие, хотя извлекались и самородки весом до 2–4 кг. Эти данные не противоречат предположению о значительной эродированности западной части рудоносного массива сиенит-порфиров горы Рудной, вмещавшей основной объём руд около рудоподводящего канала, что обеспечило богатство россыпи р. Большой Куранах.

Поисково-оценочными и разведочными работами на рудном поле Гора Рудная установлено (А. В. Минаков и др., 2012, 2015 гг.), что рудоносные штокверки и жилы локализованы в зонах трещиноватости, в которых большей частью отсутствуют признаки катаклаза, милонитизации и тектонической сланцеватости, что характерно для контракционных трещин, образующихся в магматических телах в ходе их остывания. Также обращает на себя внимание тот факт, что при северо-восточном простирании рудных зон Крутая-Коллективная (20–25°) и Возрождение (45°) составляющие их золотоносные пирит-кварцевые прожилки ориентированы в субмеридиональном направлении, причём такая же система вертикальных трещин повсеместно про-

явлена в массиве сиенит-порфиров и за пределами рудных зон. Подобная ориентировка трещиноватости, подчинённая субмеридиональному направлению магмо- и рудоподводящего канала, предполагаемого на западном фланге массива горы Рудной, свидетельствует о её образовании в ходе становления и остывания этого массива. Показательно также, что рудные зоны веерообразно отходят от рудоподводящего канала, изменяя свое простирание от субмеридионального вблизи него до северо-восточного – на удалении (см. рис. 1). Их положение контролируется разрывными нарушениями, фиксирующими ступенчатое погружение основания экструживно-субвулканического массива сиенит-порфиров в восточном направлении по мере его роста. Приведённые данные указывают на тесную связь жильно-штокверкового золото-сульфидно-кварцевого оруденения со становлением рудоносного массива и позволяют отнести Морозкинское месторождение к золото-порфировому типу.

Проявления гольцов Зверева и Вуз на западном фланге Лебединского узла (см. рис. 1) иллюстрируют обстановку локализации золото-сульфидно-кварцевого, в том числе скарнового, оруденения на уровне магмо- и рудоподводящих каналов. Рудоносные массивы монзонит-сиенитовой формации приурочены к крупному выступу (Зверева) и относительно поднятому блоку (Вуз) кристаллического фундамента, где в результате эрозионных процессов мощность доломитовой толщи венда сокращена, а сами массивы вскрыты до крутопадающих магмоподводящих штоков и отходящих от них субгоризонтальных апофиз, согласных с напластованием вмещающих доломитов (см. рис. 1).

По данным А. В. Минакова и др. (2012 г.), оба массива во всем объёме содержат прожилково-вкрапленную кварц-пиритовую минерализацию. Промышленные руды сосредоточены в крутопадающих жильно-штокверковых зонах, рассекающих массивы, а также в пластообразных и лентовидных скарновых залежах, сопряжённых с горизонтальными апофизами сиенит-порфиров в доломитах. Наиболее распространены окисленные кварц-лимонитовые руды (с малахитом и азуритом), менее – первичные кварц-халькопирит-пиритовые с содержанием Cu до 1 %. В Вузовской рудоносной структуре крутопадающие рудные зоны Вузовская-I и Косогорная прослеживаются и в фундаменте, фиксируя рудоподводящий канал, все остальные выклиниваются выше по падению, в контурах массива

ва. В массиве гольца Зверева скарны (магнетитовые, диопсид-флогопитовые, форстеритовые, актинолит-тремолитовые) с промышленным содержанием золота развиты в блоках доломитов внутри него и в доломитовой толще вдоль пластообразных апофиз сиенит-порфиров, отходящих от магмоподводящего канала.

Дополнительная информация о характере золоторудной минерализации в массивах продуктивной монзонит-сиенитовой формации получена при разведке глубоких горизонтов Самолазовского месторождения, открытого в 1993 г. к югу от Лебединского, в Юхтинском рудном узле. Новые данные об этом объекте приведены в работе В. И. Леонтьева с соавторами [17]. Юхтинский массив сложен породами трёх фаз лебединского монзонит-сиенитового комплекса (J_3-K_1): первой – щёлочноземельных сиенитов, второй – авгитовых кварцсодержащих сиенитов и кварцевых лейкосиенитов, третьей – щёлочно-полевошпатовых кварцевых сиенитов и граносиенитов с завершающими дайками сиенит-порфиров и трубкой минерализованных взрывных брекчий. На Самолазовском месторождении проявлена рудоносность кварцевых сиенит-порфиров, а на расположенном в 1,5 км от него Гарбузовском – щёлочно-полевошпатовых граносиенитов.

Обнажающиеся на поверхности золотоносные скарны, как и на месторождении гольца Зверева, локализованы в доломитовой толще на верхнем и нижнем контактах пластообразного тела кварцевых сиенит-порфиров. Отработанная субгоризонтальная пластообразная залежь была сложена практически полностью окисленными скарновыми рудами, превращёнными в золотоносную супесчано-мелкообломочную массу.

Штокверк кварцевых прожилков с молибдени-том и халькопиритом в калишпатовых метасоматитах, вскрытый бурением на глубоких горизонтах месторождения, во внутренней зоне массива кварцевых сиенит-порфиров, по нашему мнению, представляет (медно-молибден)-золото-порфировый тип оруденения, не образующий здесь промышленных скоплений. По данным В. И. Леонтьева с соавторами, более поздняя золотоносная флюорит-карбонат-адуляр-кварцевая ассоциация с пиритом и марказитом (с содержанием золота до 40 г/т) слагает штокверки и маломощные жилы в массиве кварцевых сиенит-порфиров, а также служит цементом в крутопадающих брекчиевых телах, рассекающих породы фундамента и отличающихся

наиболее высоким содержанием золота (до сотен г/т). Она же обеспечивает промышленные содержания золота в скарновых рудах. Присутствие в её составе адуляра, а также глобулярных форм пирита и марказита свидетельствует о невысоких температурах рудообразования, а повышенные содержания Au, Sb, As, V, Tl, Te, Hg характеризуют её золото-теллуридную геохимическую специализацию [17], свойственную эпитермальным рудам, входящим вместе с медно-порфировыми в единые рудно-магматические системы.

Основной объём золота Лебединского рудного узла сосредоточен в месторождениях лебединского типа, к настоящему времени в основном отработанных. Наиболее полное строение, состав и условия локализации рудных тел охарактеризованы в работах А. И. Фасталовича, Н. В. Петровской и А. И. Казаринова [24, 29, 30], В. Ф. Гаскарова [6], Н. В. Нестерова [22], изучавших их на этапах разведки и отработки, а также в более поздних обобщающих статьях В. Г. Ветлужского [3, 4], А. Я. Кочеткова [13, 14], А. Н. Угрюмова [28] с соавторами. Месторождения лебединского типа представлены золото-сульфидно-кварц-карбонатными горизонтальными залежами, крутопадающими жилами и комбинированными телами тех и других. Все они локализованы в толще доломитов венда: залежи – на нескольких определённых (трёх основных и двух-трёх второстепенных промежуточных) литолого-стратиграфических уровнях (рис. 4), жилы – в зонах крутопадающих нарушений, в ряде случаев вместе с дайками субщелочных пород (см. рис. 2). Не вызывает сомнения мезозойский возраст оруденения. Н. В. Петровской [24, 30] в составе залежей и жил выделены четыре минеральных типа руд: пирит-кварц-карбонатный, пирит-кварцевый, гематит-пирит-кварцевый, кварц-полисульфидный (галенит-халькопирит-пирит-кварцевый). Два первых типа образованы ранними минеральными ассоциациями с содержанием золота на уровне 11–18 г/т и нередко встречаются совместно, два последних – поздними ассоциациями с более высоким содержанием золота (23 г/т).

В составе руд резко преобладает пирит, содержание которого колеблется от единичных значений до 10–15 %, но иногда превышает 50–70 %. Все рудные тела частично или целиком сложены рыхлыми землистыми окисленными рудами, что неудивительно с учётом их локализации в толще сильно обводнённых закарстованных доломитов.

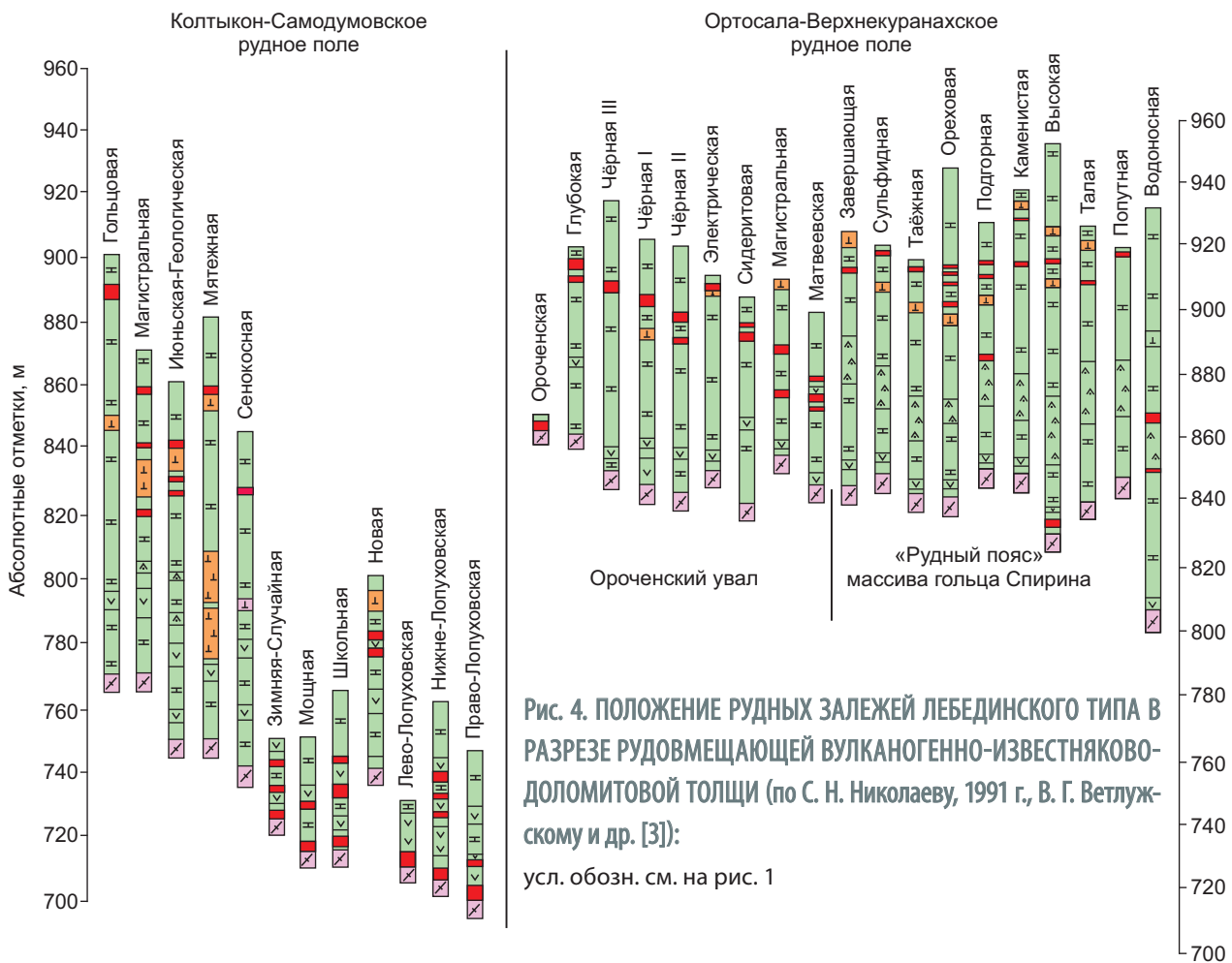


Рис. 4. ПОЛОЖЕНИЕ РУДНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ ЛЕБЕДИНСКОГО ТИПА В РАЗРЕЗЕ РУДОВМЕЩАЮЩЕЙ ВУЛКАНОГЕННО-ИЗВЕСТНЯКОВО-ДОЛОМИТОВОЙ ТОЛЩИ (по С. Н. Николаеву, 1991 г., В. Г. Ветлужскому и др. [3]):
 усл. обозн. см. на рис. 1

Условия локализации золоторудных тел лебединского типа весьма своеобразны прежде всего из-за отсутствия очевидных рудоподводящих каналов. Подавляющее большинство залежей и жил локализованы в толще доломитов венда и не имеет продолжения в подстилающих кристаллических породах фундамента, где они в лучшем случае сменяются незначительной минерализацией. Известные немногочисленные крутопадающие золоторудные жилы и штокверки, прорывающие породы фундамента, тяготеют к массивам рудоносной монцит-сиенитовой формации (горы Рудной, гольцов Зверева, Вуз) и удалены от рудных тел лебединского типа на расстояние до 2–3 км (см. рис. 1, 2). Со времени изучения этих месторождений в середине прошлого века коллективом ЦНИГРИ [24, 29, 30] считается, что положение согласных золоторудных залежей в разрезе доломитовой толщи контролируется горизонтальными тектоническими зонами «отслоения, послойных приоткрываний и

пластовых перемещений на рудоносных горизонтах», а жил – крутопадающими разрывными нарушениями и зонами трещиноватости, причём не объясняется, почему последние ограничиваются исключительно разрезом доломитовой толщи и не уходят в породы фундамента. Анализ огромного фактического материала, полученного почти за вековую историю освоения и изучения этих месторождений, позволяет наметить более обоснованный и непротиворечивый вариант обстановки рудотложения, определившей их своеобразный структурный каркас.

Рудные залежи по морфологическим особенностям, условиям локализации и положению в разрезе рудовмещающей доломитовой толщи отчетливо делятся на две группы. К *первой группе* принадлежат тела, приуроченные к верхним литологостратиграфическим уровням, в пределах которых они тесно связаны с субгоризонтальными пластобразными апофизами массивов сиенит-порфиров

рудноносной формации. На этом уровне (80–100 м от поверхности фундамента) локализованы залежи в обрамлении экструзивно-субвулканического массива субщелочных сиенит-порфиров гольца Спирина (см. рис. 2, а, рис 4). Здесь выявлено 48 залежей, то есть 29 % от всех известных в Лебединском рудном узле. Среди них – Высокая, Ореховая, Подгорная, Подгольцовая, Таёжная, Каменистая, Сульфидная и др. Вблизи массивов сиенит-порфиров Лебединый, Турук, Колтыкон на уровне 110–140 м выше поверхности фундамента размещены ещё 30 залежей (18 %) [4].

В плане залежи имеют таблитчатые очертания с извилистыми границами, а на выклинках сменяются мелкими линзовидными и гнездообразными рудными скоплениями. Их сложное внутреннее строение определяется сочетанием многочисленных лентообразных рудных тел, соединённых перемычками (см. рис. 2, а). При длине от десятков до первых сотен метров размеры залежей по ширине колеблются от 5–7 до 20–25 м, а по мощности – от нескольких сантиметров до метров. Вмещающие их доломиты перекристаллизованы и скарнированы; для окорудного пространства весьма характерно присутствие тремолита, занимающего до 20–30 % объёма.

В составе этих залежей обычно преобладают окисленные руды, но в некоторых (Высокая, Подгорная и др.) – первичные полосчатые кварц-полисульфидные, состоящие из пирита (30–80 %), халькопирита (до 10–20 %), галенита, сфалерита, других сульфидов и халцедоновидного кварца. За счёт преобладания поздней кварц-полисульфидной ассоциации залежи верхних уровней отличаются наиболее высоким содержанием золота – до первых сотен г/т, а также промышленными концентрациями Ag и Cu.

Не вызывает сомнения, что происхождение залежей первой группы связано со становлением массивов рудоносной монзонит-сиенитовой формации, контролирующей их размещение.

А. Н. Угрюмовым с соавторами описана латеральная рудная зональность группы залежей, отражающая смену минерального состава руд, содержания в них золота, размеров его зёрен и значений пробы по мере удаления от рудоносного массива и снижения температуры рудообразования [28]. Вместе с тем присутствие значительного количества глинистого материала (залежи Динамитная, Талая, Кедровая и др.) свидетельствует об участии в ру-

дообразовании не только метасоматических, но и гидротермокарстовых процессов, поддерживаемых высокими температурами гидротермальных растворов вблизи рудоносных массивов.

Залежи *второй группы*, вмещающие основные запасы золота, на Ортосала-Верхнекурахском рудном поле сосредоточены на площади Ороченского увала (см. рис. 1, рис. 2, б), а также составляют основу Колтыкон-Самодумовского и Радостного рудных полей, расположенных северо-восточнее. Для этих залежей рудовмещающими являются породы нижней, неоднородной по строению части разреза доломитовой толщи, которая вблизи основного водоупорного горизонта – поверхности кристаллического фундамента – была наиболее интенсивно проработана палеокарстовыми процессами с образованием послойных полостей с остаточными карстовыми отложениями – продуктами разрушения доломитов (брекчии, конгломераты, доломитовая сыпучка), а также глинистыми масса-ми.

Нижний рудоносный уровень расположен непосредственно над поверхностью фундамента и вмещает 25 залежей (Ороченская, Огородная и др.) – 15 % от их общего числа [4]. Выше по разрезу, на уровне 30–65 м от фундамента, в горизонтах оолитовых известняков, доломитовых брекчий и конгломератов с кремнистыми желваками и линзами сосредоточено 59 залежей (38 % от всех известных), среди которых такие крупные и промышленно ценные, как Чёрная, Сидеритовая, Магистральная, Матвеевская и др., в том числе многоярусные, соединённые вертикальными перемычками. Часть залежей (Геофизическая, Майская, Охристая, Случайная) тяготеет к промежуточному рудоносному горизонту (см. рис. 4). На Ороченском увале эрозийный срез обеспечил обнажённость основной рудовмещающей части разреза доломитовой толщи и доступность для рентабельной отработки крупных залежей, многие из которых выходили на поверхность.

Для залежей этой группы наиболее характерна лентовидная форма, определяющаяся значительной длиной (до 1 км) при небольшой ширине (от 3–4 до первых десятков метров) и мощности до 3–5 м (рис. 5, а). При малом поперечном сечении их форма приближается к трубообразной. Весьма характерны резкие границы рудных тел с вмещающими слабо изменёнными доломитами, чёткие прямолинейные ограничения и тупые, почти вер-

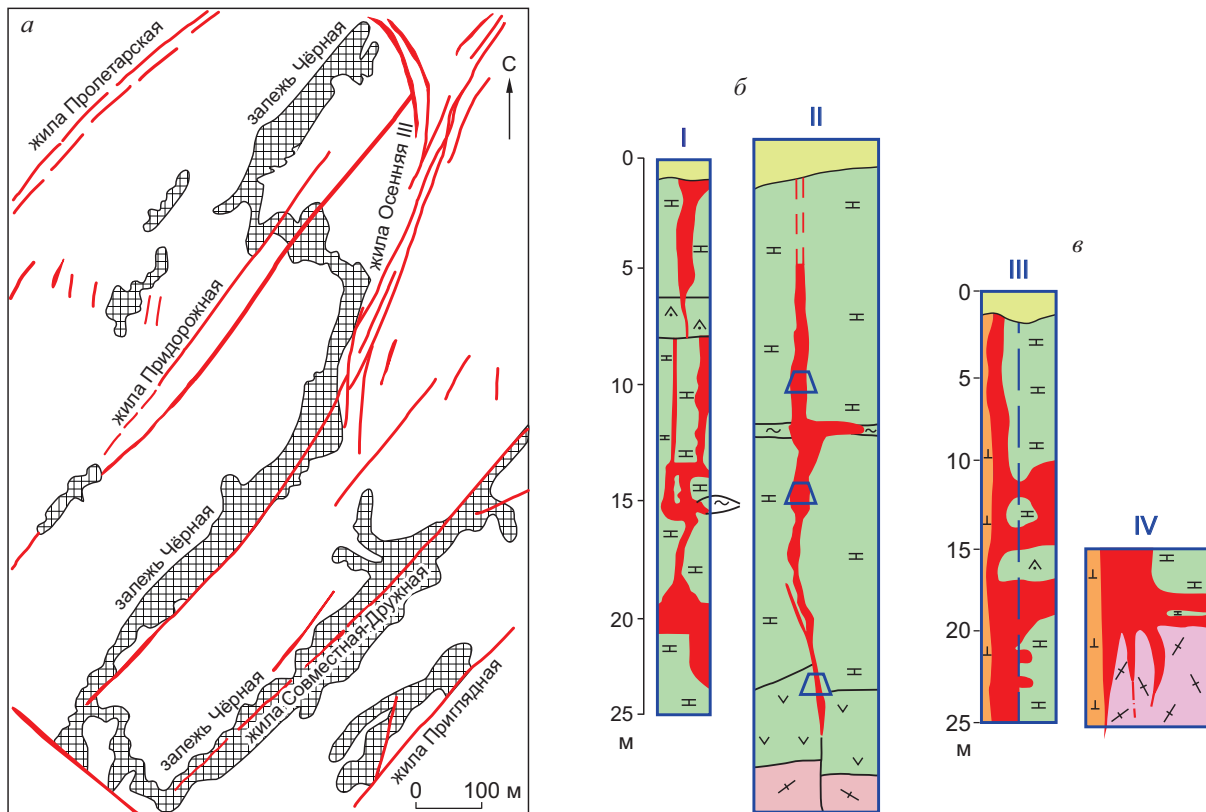


Рис. 5. ФОРМА ЗОЛОТОРУДНЫХ ТЕЛ В СТРУКТУРАХ ПАЛЕОКАРСТОВОЙ СИСТЕМЫ: а – ЗАЛЕЖЕЙ НИЖНИХ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИХ УРОВНЕЙ В ПЛАНЕ И ИХ СООТНОШЕНИЯ С ЖИЛАМИ; ЖИЛ В РУДОВМЕЩАЮЩЕМ РАЗРЕЗЕ (б), НА КОНТАКТЕ С ПОРОДАМИ ФУНДАМЕНТА (а):

I – жила Пролетарская, по [24]; II – жила им. XV-летия Якутии в доломитах с пластовыми телами ороченского комплекса и горизонтами карстовых глин; III – жила Пролетарская I (шурф № 2) вдоль дайки сиенит-порфиоров (II и III, по С. М. Нейзлеру, 1954 г.); IV – жила им. М. Горького (забой штока № 1 из штольни 22 на отметке 150,4 м, по С. Н. Николаеву, 1991 г.); остальные усл. обозн. см. на рис. 1, 3

тикальные боковые выклинки, определяющиеся формой карстовых пустот. Характерной особенностью их приконтактных зон являются оторочки из остаточных бурых и чёрных карстовых глин мощностью до 1,0 м и более, а также значительные скопления глинистых масс на выклинках. Остаточные карстовые отложения (глины, доломитовые конгломераты, пески) присутствуют во всех залежах, в которых, по Н. В. Петровской и А. И. Казаринову, механизм рудоотложения, наряду с метасоматическим замещением, включал вытеснение рыхлого материала, заполнявшего трещины и пустоты [24]. Тесная связь этих глин с залежами настолько распространена, что используется в качестве поискового признака. Все перечисленные особенности указывают на локализацию залежей нижних уровней в палеокарстовых полостях, образованных на кон-

тактах водоупорных и обводнённых горизонтов доломитовой толщи.

В строении залежей этого типа участвуют массивные, полосчатые, брекчиевидные и вкрапленные руды пирит-карбонатного, реже пирит-кварцевого составов, образованные ранними минеральными ассоциациями [24, 30]. Количество сульфидов, среди которых преобладает пирит, изменяется от 5 до 80–100 %. Некоторые из залежей (Ороченская и др.) отличаются высоким содержанием Cu (до 9,6 %), Pb и As (до 0,8 %). Ряд исследователей [24 и др.] отмечают присутствие в них киновари, что свидетельствует о невысоких температурах рудоотложения, по крайней мере на поздних этапах. Золотоносность руд определяется количеством раннего золотоносного пирита и возрастает при развитии в них более богатой кварц-полисульфид-

ной ассоциации. Особенности внутреннего строения залежей не противоречат представлениям об их образовании в карстовых пустотах. Об этом говорит отсутствие постепенных переходов к вмещающим породам – отражение ограниченной роли метасоматических процессов, широкое распространение в рудах полосчатых текстур, образованных при осаждении рудного вещества в водной среде в открытых полостях, а также присутствие реликтов таких полостей, выполненных гребенчатым кварцем. Залежи сложены в основном окисленными гётит-гидрогётитовыми рудами и глинами, что обусловлено их размещением в структурах не только древней, но и современной сильно обводнённой карстовой системы.

Вместе с залежами обеих групп в доломитовой толще локализованы крутопадающие *жильные золоторудные тела*, являвшиеся объектами первоочередной отработки. В общей сложности жил примерно втрое больше, чем залежей. Часть из них сопровождается дайками. По данным С. Н. Николаева (1991 г.), протяжённость большинства жил не превышает 100 м, в два раза меньше жил длиной 100–500 м и ещё меньше – > 1000 м (жила им. М. Горького – 2,4 км), а мощность чаще всего составляет 0,4–0,6 м.

По простиранию жилы обычно представлены единым телом изменчивой мощности, а по падению их форма в значительной мере определяется особенностями разреза доломитовой толщи (см. рис. 5, б). Жилы, локализованные в неоднородном разрезе, осложнены раздувами и апофизами, приуроченными к горизонтам, наиболее благоприятным для карстования: кровле или подошве лавовых потоков, прослоям глинистых, брекчиевидных, кремнистых пород и оолитовых известняков, контакту доломитов с породами фундамента. При пересечении пластовых магматических тел они резко уменьшаются в мощности до тонких прожилков и проводников. По падению жилы, как и залежи, ограничены поверхностью фундамента, ниже которой резко утончаются или разветвляются на тонкие короткие прожилки, а содержание золота в них снижается до непромышленного (см. рис. 5, в).

Данные С. М. Нейзлера (1954 г.), обобщившего материалы о строении и составе известных рудных тел, свидетельствуют о преимущественном распространении в жилах кварц-пиритового и кварц-полисульфидного типов руд. Первый наиболее развит в Колтыкон-Самодумовском рудном поле, где известно 50 таких жил (Первомайская, Подгалеч-

ные и др.). Кварц-полисульфидный тип, образованный наиболее поздней ассоциацией рисовидного кварца, разнообразных сульфидов, золотоносного пирита второй генерации, а также самородных серебра и висмута, играет существенную роль в составе многих рудных жил и для некоторых из них (Пролетарская, Сульфидная, им. XV-летия Якутии) является единственным. Такие руды отличаются повышенным содержанием не только Au, но и Ag (до 50 г/т Au и 400 г/т Ag в жиле Июньская), Cu, Pb и Zn. Особенно много богатых жил в обрамлении гольцов Спирина и Лебединого, где они нередко сопровождаются дайками сиенит-порфиоров с содержанием золота до 30 г/т и пространственно тесно связаны с богатыми залежами верхних уровней.

С. Н. Николаев (1991 г.) отмечает крайне неравномерное распределение золота в жилах, причём обогащённые участки с видимым золотом и самородками присутствуют как в их крутопадающих элементах, так и в раздувах и апофизах по напластованию. В жиле Шестоватая, сопровождающей залежь Ореховую вблизи гольца Спирина, содержание золота меняется от следов до 186,4 г/т. Установленный по многим отработанным рудным телам рост содержания золота по падению рудных жил и в прилегающих к ним на нижних горизонтах частях залежей рассматривается как результат его гравитационного осаждения под воздействием гипергенных процессов, формирующих пояса вторичного золотого обогащения [22].

Контакты рудных жил сопровождаются зонами трещиноватости и разрушения доломитов шириной до 2 м и оторочками глинистого вещества. Так, в жиле Шестоватой карстовые глины занимают > 50 % объёма. Контроль рудных жил крутопадающими разрывными нарушениями не вызывает сомнения. Вместе с тем присутствие глинистых масс свидетельствует о проявлении по этим зонам не только современных, но и древних карстовых процессов, сыгравших значимую роль в локализации горизонтальных раздувов и апофиз жил в карстовых пустотах на уровнях благоприятных горизонтов.

Одними и теми же крутопадающими разрывными нарушениями для жил и залежей установлен общий структурный контроль; нередко те и другие соединены между собой (см. рис. 2). Определяющее значение вертикальных нарушений для локализации как рудных жил, так и залежей впервые было отмечено А. И. Фасталовичем и Н. В. Петровской [30]. Ведущую роль играет система нарушений северо-

восточного простирания (20–40°), которой подчинено большинство лентообразных залежей нижних уровней и 60 % рудных жил (см. рис. 1). С нарушениями северо-западного направления (310–320°) сопряжена наиболее крупная жила им. М. Горького, с близмеридиональными – несколько небольших жил. Рудоконтролирующие нарушения в доломитовой толще фиксируются, как правило, интенсивным проявлением карстовых процессов (как современных, так и более древних), что всегда использовалось при поисках золотого оруденения лебединского типа.

Залежи нижних уровней рудолокализации и сопряжённые с ними жилы в отличие от рудных тел верхних рудоносных уровней не обнаруживают пространственной связи с телами магматитов продуктивной формации; их распределение в пространстве регулируется элементами строения палеокарстовой системы. Общий структурный контроль залежей и жил одними и теми же крутопадающими разрывными нарушениями и зонами трещиноватости обеспечивал перемещение гидротермальных растворов по всей мощности карстовой системы и сообщение между отдельными горизонтальными уровнями, а поверхность кристаллического фундамента, являющаяся основным водоупором, ограничивала распространение промышленного оруденения на глубину. Таким образом, в качестве рудоконтролирующих структур для залежей нижних уровней и значительной части жил выступают взаимосвязанные стратифицированные и секущие элементы строения единой палеосистемы холодного карста, сформированной в доломитовой толще венда до образования массивов рудоносной монцонит-сиенитовой формации в J_3-K_1 .

Массивы монцонит-сиенитовой формации, вмещающие золото-порфиновые и золото-скарновые месторождения, выступают в качестве источников рудоносных магматогенных флюидов, а их апофизы по напластованию доломитов – флюидопроводников, обеспечивающих поступление рудоносных растворов в область рудоотложения. Значительная часть путей транспортировки рудоносных растворов от их источников до участков рудоотложения на нижних уровнях уничтожена эрозионными процессами в ходе длительного развития территории в режиме поднятия. Тем не менее отдельные «связки» между ними опознаются в современной структуре рудного узла. В качестве флюидопроводников могут также выступать крутопадающие сквозные

разрывные нарушения, прорывающие не только рудовмещающую толщу, но и породы фундамента, как, например, рудная зона Случайная на западном фланге Ороченского увала (см. рис. 1), выявленная и оконтуренная сотрудниками ЦНИГРИ в 2015–2016 гг. Подобная роль предполагалась Н. В. Петровской и А. И. Казариновым для жилы им. М. Горького, которая вместе с дайкой эруптивных брекчий под прямым углом примыкает к выклинкам крупных залежей Сульфидная и Матвеевская [24].

Ниже современной эрозионной поверхности в качестве структурных флюидопроводников для залежей и жил нижних уровней выступают элементы палеокарстовой системы. Рудоносные магматические тела, расположенные внутри и на флангах этой системы, использовали для продвижения флюидных потоков (гидротермальных растворов) полости древнего холодного карста: сначала крутопадающие, а затем и горизонтальные с образованием в них жил и залежей нижних уровней соответственно. Положение рудоносных магматических тел гипсометрически выше области разгрузки связанных с ними гидротермальных растворов обусловило движение последних сверху вниз до основного водоупора – слабо трещиноватых пород кристаллического фундамента, ограничивающего снизу рудовмещающую карстовую систему. В её внутренней зоне горизонты наиболее интенсивного проявления карстовых процессов в сочетании с частными водоупорами (вендскими лавовыми телами и др.) определили положение нескольких уровней рудолокализации. Распространение в залежах нижних уровней наиболее раннего пирит-карбонатного типа руд, а в сопряжённых с ними жилах – кварц-пиритового (реже кварц-полисульфидного) не противоречит представлениям о нисходящем движении рудоносных растворов с латеральным смещением областей разгрузки, при котором вначале заполнились крупные горизонтальные палеокарстовые полости на нижних уровнях рудолокализации, а затем – сопряжённые с ними верхние крутопадающие, развалившиеся по зонам разломов.

В качестве рудоконтролирующих структур для залежей верхних уровней и сопряжённых с ними жил выступают благоприятные горизонты доломитовой толщи, примыкающие к приканальным частям рудоносных массивов и их пластообразным апофизам (проявления Зверева, Вуз, «рудный пояс» Спирина), и крутопадающие разрывные наруше-

ния (см. рис. 2). Вместе с доломитовым составом рудовмещающей толщи для этих рудных тел важным фактором рудолокализации выступает явление гидротермокарста, суть которого – образование и последующее заполнение полостей в карбонатных породах под воздействием гидротермальных растворов и их паров [11]. Смещение области разгрузки флюидных потоков с нижних литолого-стратиграфических уровней на верхние, вероятно, связано с закупориванием прежних структурных флюидопроводников в ходе образования залежей нижних уровней, сложенных наиболее ранними рудами, и сопровождающих их жил.

Таким образом, золоторудные месторождения разных рудно-формационных типов Лебединского рудного узла входят в единую рудно-магматическую систему и закономерно размещены в её структуре. В выступах и относительно поднятых блоках фундамента во внутренних зонах экструзивно-субвулканических массивов рудоносной формации локализованы месторождения золото-порфинового типа (Морозкинское), а на уровне магмоподводящих каналов – золото-скарнового и жильно-штокверкового (Зверева, Вуз). На периферии рудоносных массивов, в тесной связи с их апофизами, на верхних литолого-стратиграфических уровнях доломитовой толщи развиты наиболее богатые кварцполисульфидные жилы и залежи, а на удалении от массивов, в осевой части вендского палеопргиба, – золото-пирит-карбонатные и золото-пиритовые залежи на нижних литолого-стратиграфических уровнях и сопряжённые с ними жилы в горизонтальных и вертикальных палеокарстовых структурах.

Роль холодного карста и гидротермокарста как важных факторов рудолокализации рассматривалась ранее в работах Э. И. Кутырева, Ю. С. Ляхницкого [16, 18, 19], Ю. В. Дублянского [11], А. Г. Жабина и других исследователей. Участие этих процессов в рудонакоплении позволяет расшифровать необычные особенности некоторых месторождений в карбонатных толщах, необъяснимые с позиции традиционных представлений о структурах рудных полей [16]. Рудовмещающие структуры холодного палеокарста и гидротермокарста широко развиты на свинцово-цинковых месторождениях. По представлениям Р. А. Цыкина [31], гидротермокарст мезозойского возраста проявлен на серебро-свинцово-цинковых месторождениях Нерчинского района, локализованных в известняках. Ю. С. Ляхниц-

кий относит к гидротермокарстовым многие стратиформные свинцово-цинковые месторождения Башкирского мегантиклинория, в том числе наиболее значительное Кужинское, а для проявлений Беркутовское и Ивановское обосновывает локализацию в полостях экзогенного палеокарста. Этот исследователь считает гидротермокарст одним из ведущих рудоконтролирующих факторов на свинцово-цинковых месторождениях Силезско-Краковского района Польши [18, 19].

Рудовмещающие палеокарстовые структуры хорошо изучены в рудных районах США [26]. В рудном районе Центральный Тинтик, как и в Лебединском рудном узле, рудовмещающая известняково-доломитовая толща (PZ₁₋₂) выполняет прогиб с докембрийскими метаморфитами в основании. Основные запасы полиметаллических руд сконцентрированы в залежах пластовой, трубообразной и неправильной форм (с глинистыми оторочками и доломитовым песком), локализованных в палеокарстовых пустотах на нескольких уровнях разреза, остальные – в жилах, секущих штоки рудоносных монзонит-порфиоров (P₂) и образующих с залежами единые рудные зоны. Латеральная рудная зональность выражена обогащением жил и залежей вблизи рудоносного интрузива Силвер-Сити Cu и Au, в промежуточной зоне – Ag и Pb, а на удалённом северном фланге – Pb и Zn. Рудный район Гилмен приурочен к палеозойской впадине между двумя выступами докембрийского фундамента, к зоне влияния разломов Хомстейк, контролирующих рудоносный магматизм ларамийского (K₂-P₁) возраста. Впадина выполнена доломитами (C₂), в основании – кварцитами (E₃). Основным рудоконтролирующим уровнем является закарстованная палеоповерхность толщи доломитов, к которой приурочены плащеобразные (свинцово)-цинковые залежи и сменяющие их по падению трубообразные тела медно-серебряных руд. В качестве рудовмещающих структур выступают карстовые воронки с известковой глиной, доломитовым песком и брекчиями обрушения, а также каналные полости. Латеральная рудная зональность отражает движение растворов сверху вниз (под углом 5–15°) – от залежей, сложенных ранними свинцово-цинковыми рудами, к выклинивающимся под тупым углом по падению золото-медным трубам, содержащим поздние минеральные ассоциации.

Палеогидрогеологические факторы определяют размещение мезозойского эпитептермального ору-

денения в Алтае-Саянской складчатой области [2]. Проявления баритовой, ртутной, никель-кобальтово-арсенидной и серебро-сульфосольной минерализаций, отличающихся полигенными источниками рудного вещества (эндогенными для одних металлов и коровыми, с участием изотопно-легких вадозных вод, для других), оконтуривают границы палеоартезианских бассейнов хлоридных вод, пространственно совпадая с участками их разгрузки вдоль ограничивающих и секущих разломов, которые одновременно являлись местами смешивания этих вод с флюидами глубинного происхождения.

Анализ золоторудных месторождений в карбонатных толщах проведён Г. П. Воларовичем [5], который считает возможным отнести к лебединскому типу Ольховское и Егорьевское месторождения в Алтае-Саянской области, Улаханское на юге Якутии, а также ряд рудных тел района Крипл-Крик на Западе США и рудное поле Пилгрим-Рест в Южной Африке. Э. И. Кутырев рассматривает стратифицированно-гидротермокарстовую модель как наиболее вероятную для крупнейшего золоторудного месторождения Карлин в США.

Рудоконтролирующая роль палеокарстовых структур просматривается и на золото-сульфидно-кварцевом месторождении Тас-Юрях на юге Сетте-Дабана [25], где рудные тела лентовидной формы локализованы в песчаных (дезинтегрированных) доломитах усть-юдомской свиты венда и обломочных джаспероидах, трассирующих преимущественно крутопадающие (реже пологие) разрывные нарушения. В составе сульфидно-кварцевых рудных тел постоянно присутствует большое количество песчано-глинисто-щебенистого материала, свойственного карстовым полостям. В Центральном-Алданском рудном районе карстовые полости как рудовмещающие структуры на палеоповерхности кембрийской карбонатной толщи развиты на месторождениях Куранахского золоторудного узла, что принимается всеми исследователями. Вместе с тем происхождение этих месторождений (особенно источников рудного вещества) остаётся предметом дискуссий.

Кет-Капская вулканоплутоническая зона, сформированная в юре – раннем мелу на юго-восточном фланге Сибирской платформы среди рифейско-кембрийских терригенно-карбонатных пород Учуро-Майской впадины, как и Лебединский рудный узел, отличается присутствием различных морфологических типов мелких месторождений и про-

явлений золота, близких по составу [7], локализованных в карбонатных породах рифея – венда и массивах рудоносного Кет-Капского монцодиоритового комплекса. Золотое оруденение представлено несколькими рудно-формационными типами: золото-сульфидно-скарновым в пластообразных залежах в экзоконтактах штоков и силлов субщелочных и щелочных пород (месторождение Рябиновое и др.); золото-кварцевым жильно-штокверковым в массиве кварцевых диоритов и терригенно-карбонатных породах рамы (мелкие месторождения Крутое и Усмун); золото-сульфидным стратиформных залежей в кварц-гидрослюдистых метасоматитах на нескольких уровнях разреза терригенных и карбонатных пород рифея – венда в ареалах развития магматитов рудоносной формации (месторождения Шумный, Дарья, Левобережное и др.); золото-карбонат-силицитовым (джаспероидным) в виде согласных с вмещающими породами залежей на двух золотоносных горизонтах доломитов юдомской серии венда, прослеживающихся по всей площади распространения этих пород. На месторождении Комсомольская залежь – согласное с напластованием рудное тело с чёткими ограничениями, сложенное рыхлыми окисленными рудами и глинами со средним содержанием золота 8,4 г/т, – локализовано в карстовой полости.

Близкими аналогами месторождений Лебединского рудного узла являются мелкие месторождения Ольховско-Чибижекского узла в северо-западной части Восточного Саяна, в первую очередь Ольховское и Константиновское [27]. Рудовмещающая толща нижнекембрийских доломитов служит рамой для рудоносных штоков диоритов-кварцевых диоритов. Штоки содержат прожилково-вкрапленную золото-сульфидно-кварцевую минерализацию и простые жилы такого же состава, которые при переходе в доломитовую толщу сменяются жильобразными телами с раздувами (камерными жилами) и трубообразными залежами в глинистой оторочке, контролирующимися контактами древних даек, разрывными нарушениями, согласными и секущими элементами строения разреза доломитов. С учётом слабо проявленных изменений доломитов, происхождение рудовмещающих структур для этих рудных тел, по-видимому, в значительной степени связано с проявлением гидротермокарста в экзоконтактной зоне рудоносного интрузива.

Предлагаемая концепция, в соответствии с которой структура Лебединского рудного узла вклю-

чает в качестве рудоконтролирующих и рудовмещающих структур стратифицированные и секущие элементы палеокарстовой системы, позволяет на новой основе реконструировать обстановку рудонакопления и уточнить прогнозную-поисковую модель золоторудных месторождений лебединского

типа [12], на основе которой возможны новые подходы к их прогнозированию и поискам, необходимые для выявления подобных объектов (в том числе в скрытом залегании) в Алданском и других регионах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Басков Е. А. Основы палеогеогеологии рудных месторождений / Е. А. Басков. – Л. [СПб.] : Недра, 1983. – 263 с.
2. Борисенко А. С. Палеогеогеологический контроль размещения эпитептермального оруденения Алтае-Саянской складчатой области / А. С. Борисенко // Источники рудного вещества и физико-химические условия эпитептермального рудообразования : труды ИГИГ СО АН СССР. – 1990. – Вып. 749. – С. 74–85.
3. Ветлужских В. Г. Золоторудные месторождения Центрального Алдана / В. Г. Ветлужских, В. И. Казанский, А. Я. Кочетков, В. М. Яновский // Геология рудных месторождений. – 2002. – Т. 44, № 6. – С. 467–499.
4. Ветлужских В. Г. Лебединое рудное поле / В. Г. Ветлужских, В. А. Абрамов, А. Я. Кочетков [и др.] // Геология золоторудных месторождений Востока СССР. – М. : ЦНИГРИ, 1988. – Т. 4. – С. 67–81.
5. Воларович Г. П. Месторождения золота России в карбонатных породах / Г. П. Воларович // Руды и металлы. – 1996. – № 2. – С. 76–85.
6. Гаскаров В. Ф. Морфологические типы золоторудных тел и факторы, определяющие их размещение, в месторождениях Центрального Алдана / В. Ф. Гаскаров ; Главное управление золото-платиновой промышленности «Главзолото» // Сборник материалов по геологии золота и платины. – М., 1956. – С. 16–75.
7. Горошко М. В. Золотоносность вулканоплутонических зон юго-востока Сибирской платформы и физико-химические условия образования месторождений / М. В. Горошко, В. А. Гурьянов, Н. В. Бердников // Тихоокеанская геология. – 2009. – Т. 28, № 6. – С. 3–22.
8. Давыдов Ю. В. Влияние литогенеза на формирование стратиформного оруденения цветных металлов: на примере свинцово-цинковых и медных месторождений Якутии : специальность 04.00.21 «Литология» : автореф. дис. на соискание учён. степ. д-ра геол.-минерал. наук // Давыдов Юрий Владимирович. – Новосибирск, 1999. – 25 с.
9. Дик И. П. Золотые россыпи-гиганты Алдана / И. П. Дик // Отечественная геология. – 1998. – № 3. – С. 47–49.
10. Добровольская М. Г. Золоторудное месторождение Лебединое (Центральный Алдан): минеральные парагенезисы, стадии и условия образования / М. Г. Добровольская, М. В. Разин, В. Ю. Прокофьев // Геология рудных месторождений. – 2016. – Т. 58, № 4. – С. 346–366.
11. Дублянский Ю. В. Закономерности формирования и моделирование гидротермокарста / Ю. В. Дублянский. – Новосибирск : Наука, СО, 1990. – 151 с.
12. Звездов В. С. Прогнозно-поисковые модели золоторудных полей Лебединского рудного узла (Республика Саха (Якутия)) / В. С. Звездов, О. В. Минина, Л. А. Остапенко [и др.] // Тезисы докладов научно-практической конференции «Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений благородных, цветных металлов и алмазов – состояние и перспективы». – М. : ЦНИГРИ, 2016. – С. 82–83.
13. Кочетков А. Я. Литолого-геохимические особенности вмещающих пород золоторудных месторождений Центрального Алдана / А. Я. Кочетков, В. И. Левин, А. Н. Угрюмов // Магматизм, метасоматизм и литология рудных узлов Восточной и Южной Якутии. – Якутск : АН СССР, СО, ЯФ, 1981. – С. 103–123.
14. Кочетков А. Я. Мезозойский магматизм золоторудных узлов Центрального Алдана / А. Я. Кочетков, Е. П. Максимов, В. Н. Пахомов // Магматизм, метасоматизм и литология рудных узлов Восточной и Южной Якутии. – Якутск : АН СССР, СО, ЯФ, 1981. – С. 22–35.
15. Кукушкин К. А. О расчленении мезозойских интрузивных пород Центрально-Алданского района (Южная Якутия) / К. А. Кукушкин, А. В. Молчанов, А. В. Радьков // Региональная геология и металлогения. – 2015. – № 64. – С. 48–58.
16. Кутырев Э. И. Карстовые месторождения / Э. И. Кутырев, Б. М. Михайлов, Ю. С. Ляхницкий. – Л. [СПб.] : Недра, 1989. – 311 с.
17. Леонтьев В. И. Самолазовское золоторудное месторождение (Центрально-Алданский рудный район): геологическое строение и особенности оруденения глубоких горизонтов / В. И. Леонтьев, Я. Ю. Бушуев, К. А. Черниговцев // Региональная геология и металлогения. – 2018. – № 75. – С. 112–116.
18. Ляхницкий Ю. С. Гидротермокарстовое свинцово-цинковое оруденение Башкирского мегантиклинория / Ю. С. Ляхницкий // Проблемы стратиформных месторождений : труды Межрегиональной конфе-

- ренции по стратиформным месторождениям. – Чита, 1990. – С. 68–70.
19. Ляхницкий Ю. С. Рудоносность гидротермокарста / Ю. С. Ляхницкий // Вулканогенно-осадочное рудообразование : тезисы докладов конференции (Санкт-Петербург, 8–12 сентября, 1992). – СПб., 1992. – С. 32–35.
 20. Молчанов А. В. Золоторудные районы и узлы Алданостановой металлогенической провинции / А. В. Молчанов, А. В. Терехов, В. В. Шатов [и др.] // Региональная геология и металлогения. – 2017. – № 71. – С. 93–111.
 21. Молчанов А. В. Лебединский золоторудный узел (особенности геологического строения, магматизм и оруденение) / А. В. Молчанов, А. В. Терехов, В. В. Шатов [и др.] // Региональная геология и металлогения. – 2013. – № 55. – С. 99–110.
 22. Нестеров Н. В. Вторичная зональность золоторудных месторождений Якутии / Н. В. Нестеров. – М. : Недра, 1973. – 172 с.
 23. Петров О. В. Морозкинское золоторудное месторождение (особенности геологического строения и краткая история открытия) / О. В. Петров, А. В. Молчанов, А. В. Терехов, В. В. Шатов // Региональная геология и металлогения. – 2018. – № 75. – С. 112–116.
 24. Петровская Н. В. Золоторудные месторождения Центрального Алдана (Лебединое, Самодумовское, Радостное) / Н. В. Петровская, А. И. Казаринов // Геология главнейших золоторудных месторождений СССР. – М. : Нигризолото, 1951 – Т. II. – 156 с.
 25. Родионов Ю. Н. Новый тип золотого оруденения в Сетте-Дабане / Ю. Н. Родионов // Руды и металлы. – 1995. – № 4. – С. 77–83.
 26. Рудные месторождения США : [в 2 томах] / под ред. Дж. Риджа, В. И. Смирнова // Науки о Земле. – М. : Мир, 1972. – Т. 1. – 660 с.
 27. Тимофеевский Д. А. Золоторудные месторождения Ольховско-Чибихекского рудного поля Восточного Саяна / Д. А. Тимофеевский, В. О. Конышев // Золоторудные месторождения СССР. В 3 томах. Т. 3. Геология золоторудных месторождений Западной и Восточной Сибири. – М. : ЦНИГРИ, 1986. – С. 103–123.
 28. Угрюмов А. Н. Первичная зональность одного из золоторудных месторождений Центрального Алдана / А. Н. Угрюмов, Ар. Н. Угрюмов, И. М. Манигулов // Геология, поиски и разведка рудных месторождений : межвузовский сборник. – Иркутск : Иркутский политехнич. ин-т, 1979. – С. 142–153.
 29. Фасталович А. И. Структура рудного поля месторождения Лебединое (Алдан) / А. И. Фасталович, Н. В. Петровская // Труды института НИГРИЗолото. – 1948. – Вып. 15. – С. 3–31.
 30. Фасталович А. И. Характер оруденения Лебединого золоторудного месторождения (Алдан) / А. И. Фасталович, Н. В. Петровская // Советская геология. – 1940. – № 2–3. – С. 54–65.
 31. Цыкин Р. А. Современный и древний карст Сибири / Р. А. Цыкин // Карст Дальнего Востока и Сибири. – Владивосток : АН СССР, ДВНЦ, 1980. – С. 66–91.

PALEOKARST ROLE IN LEBEDINSKY ORE CLUSTER GOLD OREBODIES LOCALIZATION, YAKUTIA

O. V. Minina

(Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, Moscow)

Based on long-term study data analysis of Lebedinsky ore cluster gold deposits, Central Aldan, as well as modern prospecting materials, the author's ideas of this structure paleokarst significance, which determined Late Jurassic to Early Cretaceous Lebedinsky-type ore accumulation environment in Vendian dolomite strata, are validated. Position of extrusive subvolcanic massifs of ore-bearing monzonite-syenite formation containing gold porphyry and gold skarn ores is hypsometrically higher than the main discharge area of associated hydrothermal solutions, which caused the latter to move downward to the main aquiclude, a crystalline basement limiting the ore-controlling karst system at depth. Crosscutting and stratified elements of cold karst paleosystem host ore veins and related deposits of the lower ore localization levels. Horizons of the most intense karst processes in ore-hosting dolomite strata at contacts with aquicludes determined their position at several ore-controlling levels. Localization conditions of the upper level deposits are determined by their formation close to ore-bearing unit massifs involving hydrothermocarst processes. The concept suggesting that Lebedinsky ore cluster structure includes paleokarst system elements as ore-controlling and ore-hosting structures allows to develop new approaches to forecasting and prospecting for such deposits.

Key words: gold porphyry, gold skarn, gold-quartz-carbonate-sulfide dolomite-hosted deposits, ore-hosting structures, ore-bearing levels, paleokarst.