

УДК 553.04(571.56)

## ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЛДАНСКОГО РАЙОНА

© 2012 г. Г. П. Дворник

*Институт геологии и геохимии УрО РАН  
620075, г. Екатеринбург, пер. Почтовый, 7  
E-mail: gprmpi.dep@ursmu.ru*

Поступила в редакцию 11.11.2010 г.

В Центральном-Алданском районе распространены четыре мезозойские золоторудные метасоматические формации: гумбеитовая, серицит-микроклиновых метасоматитов, джаспероидная и аргиллизитовая. Карбонат-калишпатовые метасоматиты гумбеитовой формации, вмещающие золото-урановое оруденение федоровского и эльконского типов, образуют в восточной части района протяженные узкие крутопадающие зоны (Федоровская, Звездная, Северная, Южная и др.) среди архейских гранитов, гнейсов и кристаллических сланцев. Серицит-микроклиновые метасоматиты и сопряженное с ними золоторудное оруденение рябиновского типа локализованы внутри щелочных вулканоплутонических комплексов (Рябиновского, Якокутского, Ыллымахского, Томмотского, Мрачного). Золоторудные месторождения джаспероидной формации представлены залежами и жилами, сформировавшимися в контактовых зонах щелочных и субщелочных интрузий с мраморизованными карбонатными породами венда (самолазовский подтип), в зонах послойной и секущей трещиноватости в венд-нижнекембрийских доломитах (лебединский подтип) и на контакте юрских песчаников с известняками нижнего кембрия (куранахский подтип). Метасоматиты золотоаргиллизитовой формации развиты в западной части района в пределах Нимгерканского рудного узла. Золотое оруденение нимгерканского типа пространственно приурочено к интрузиям аргиллизированных сиенит-порфириров и сопряжено с хрусталеносной и аметиноносной минерализацией.

Ключевые слова: *Алданский щит, мезозой, гумбеиты, серицит-микроклиновые метасоматиты, джаспероиды, аргиллизиты, золотое оруденение.*

### ВВЕДЕНИЕ

Алданский щит в мезозое (юра–мел) представлял собой типичную область тектоно-магматической активизации. Здесь формировались обширные сводовые поднятия и прогибы, осложненные рифтогенными долинами, блоковыми движениями, интенсивным калиевым и ультракалиевым щелочным магматизмом с широкими ареалами метасоматических изменений пород. В ассоциации с метасоматитами возникли крупные месторождения золота, серебра, урана, молибдена и других полезных ископаемых, характерных для областей тектоно-магматической активизации.

Металлогения золота Алданского щита представлена мезозойскими гидротермальными золоторудными месторождениями Центрально-Алданского района [32, 36]. На площади около 12 тыс. км<sup>2</sup> сосредоточены основные разведанные запасы рудного и россыпного золота Алданского щита. Золоторудные месторождения района изучались Ю.А. Билибиным, Н.В. Петровской, А.К. Фасталовичем, В.Ф. Гаскаровым, И.И. Силиным, В.Г. Веллужских, Н.С. Игумновой, В.В. Карелиным, Е.П. Максимовым, А.А. Ким, А.Я. Кочетковым, А.И. Куксом, Н.В. Нестеровым, А.И. Казариновым,

В.Е. Бойцовым, Г.Н. Пилипенко, В.И. Казанским, В.А. Абрамовым, А.П. Диком, А.Н. Угрюмовым, Ар. Н. Угрюмовым, Г.П. Дворником, В.К. Элжоевым, В.А. Кискиным, В.И. Уютовым, В.М. Яновским, С.В. Яблоковой и другими исследователями.

В геологическом строении Центрально-Алданского района принимают участие два резко различных структурных яруса – нижний (кристаллический фундамент), сложенный смятыми в складки раннеархейскими гнейсами, кристаллическими сланцами, гранитами, и верхний (платформенный чехол), образованный горизонтально залегающими венд-нижнекембрийскими карбонатными и юрскими терригенными породами. Фундамент и платформенный чехол разбиты сложной сетью разломов и прорваны дайками раннемезозойских долеритов, штоками, силлами, крупными вулканоплутонами средне-позднемезозойских щелочных и субщелочных пород алданского интрузивно-вулканогенного комплекса. Главными элементами складчатой структуры фундамента являются крупные гранито-гнейсовые овалы – Нижне-Томмотский в центральной части района и Угоянский, расположенный севернее и перекрытый осадочным чехлом. В чехле выделяется меридиональный вытянутый свод, погружающийся к северу, наследующий поднятие

фундамента. В осевой части свода в раннем палеозое заложился продольный Якокутский прогиб, который в мезозое был преобразован в рифтовую долину, осложненную системой грабенов и горстов (рис. 1).

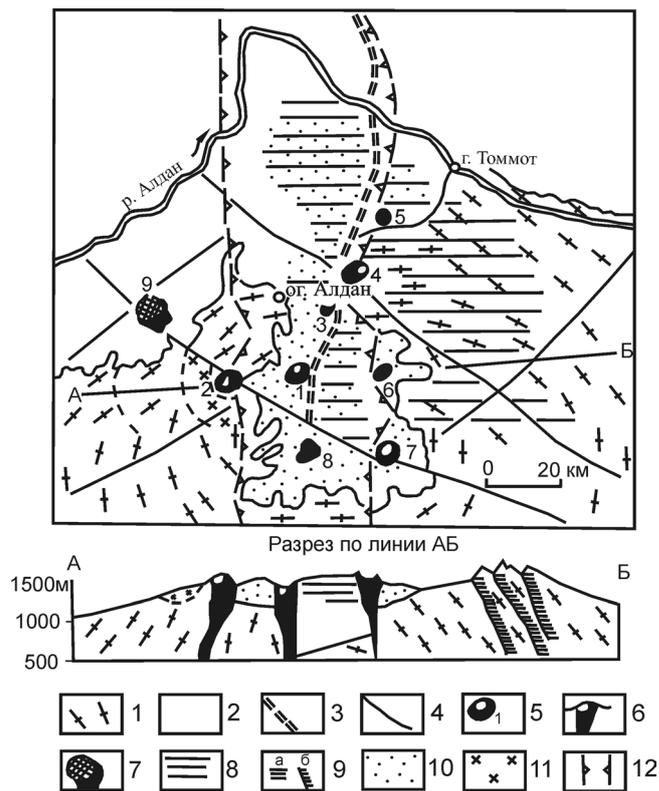
Алданский щелочной вулканогенно-интрузивный комплекс формировался в несколько этапов [42]. В первый этап (поздний триас–ранняя юра) в платформенный чехол внедрились силлы кварцевых порфиров, ортофиоров, нордмаркитов, сопровождавшихся на поверхности куполами и покровами трахитов. Во второй этап (средняя–поздняя юра) формировались концентрически-зональные плутоны платиноносных дунитов, верлитов, габброидов, а затем – щелочные вулканоплутоны, штоки, дайки щелочных габброидов и сиенитов и их эффузивные аналоги (щелочные трахиты, псевдолейцитовые фонолиты). В третий этап (поздняя юра–ранний мел) внедрились лакколиты, штоки, дайки монзонитов, субщелочных сиенитов, граносиенитов. В четвертый этап (поздний мел) формировались штоки эгириновых гранитов и региональные пояса даек сиенит-порфиров, ортофиоров, минетт, бостонитов, пикритов.

Формирование Алданского щелочного вулканогенно-интрузивного комплекса сопровождалось метасоматическими изменениями пород. В Центрально-Алданском районе золотопродуктивными являются четыре метасоматические формации: гумбеитовая, серицит-микроклиновых метасоматитов, джаспероидная и аргиллизитовая [11, 42].

### ГУМБЕИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Метасоматиты гумбеитовой формации распространены преимущественно в восточной части Центрально-Алданского района (рис. 1), главным образом на приподнятом восточном плече Якокутской рифтовой зоны (Эльконский горст) и в центральных частях опущенных блоков (Куранахский и Верхне-Якокутский грабены), на определенном удалении (5–30 км) от главных щелочных магматических центров. Формация представлена пирит-карбонат-калишпатовыми метасоматитами, образующими протяженные узкие зоны в швах активизированных в мезозое древних разломов, а также согласные залежи в слоистых карбонатных толщах венда, нижнего кембрия и в песчаниках ранней и средней юры.

С метасоматитами гумбеитовой формации связаны основные золото-урановые месторождения Эльконского рудного узла (рис. 2). В пределах Эльконского горста урансодержащие золотоносные гумбеиты размещаются в протяженных узких крутопадающих зонах среди архейских гранитов, гнейсов и кристаллических сланцев. В этих зонах в раннюю щелочную стадию гидротермального процесса, при повышенной активности в рас-



**Рис. 1.** Распространение мезозойских золоторудных метасоматических формаций в структуре Центрально-Алданского района (по [42] с дополнением автора).

1 – архейский фундамент (гранито-гнейсы); 2 – платформенный чехол (вендские, нижнекембрийские карбонатные породы и юрские терригенные отложения); 3 – Якокутский глубинный разлом; 4 – региональные разломы; 5 – щелочные многофазные вулканоплутоны – центры мезозойского магматизма (1 – Якокутский, 2 – Томмотский, 3 – Стрелка, 4 – Рябиновый, 5 – Енне, 6 – Джекондинский, 7 – Ыллымахский; 8 – Юхтинский), белое поле – ареал формации серицит-микроклиновых метасоматитов с месторождениями и проявлениями золотопорфировых руд; 6 – то же на разрезе; 7 – Инаглинский массив платиноносных дунитов с полукольцом (черное) щелочных габброидов и сиенитов; 8 – ареал гумбеитовой формации; 9 – то же на разрезе (а – в платформенном чехле, б – в разломах фундамента); 10 – ареал джаспероидной формации; 11 – ареал аргиллизитовой формации; 12 – границы Якокутской рифтовой зоны.

творях калия и углекислого газа, возникли пирит-карбонат-калишпатовые метасоматиты с тонкодисперсным золотом, в кислотную стадию – кварцевые жилы, прожилки и брекчии с пиритом, браннеритом, оксидами титана, урана и урановыми слюдами, в позднюю щелочную стадию – кварц-адуляр-карбонатные метасоматиты с пиритом, акантитом, самородным золотом и флюоритом [13].

В строении плитообразных тел метасоматитов, слагающих рудоносные разломы, выделяются три зоны: центральная, промежуточная и внешняя [22]. Центральная зона мощностью от 2 до 20 м совпа-

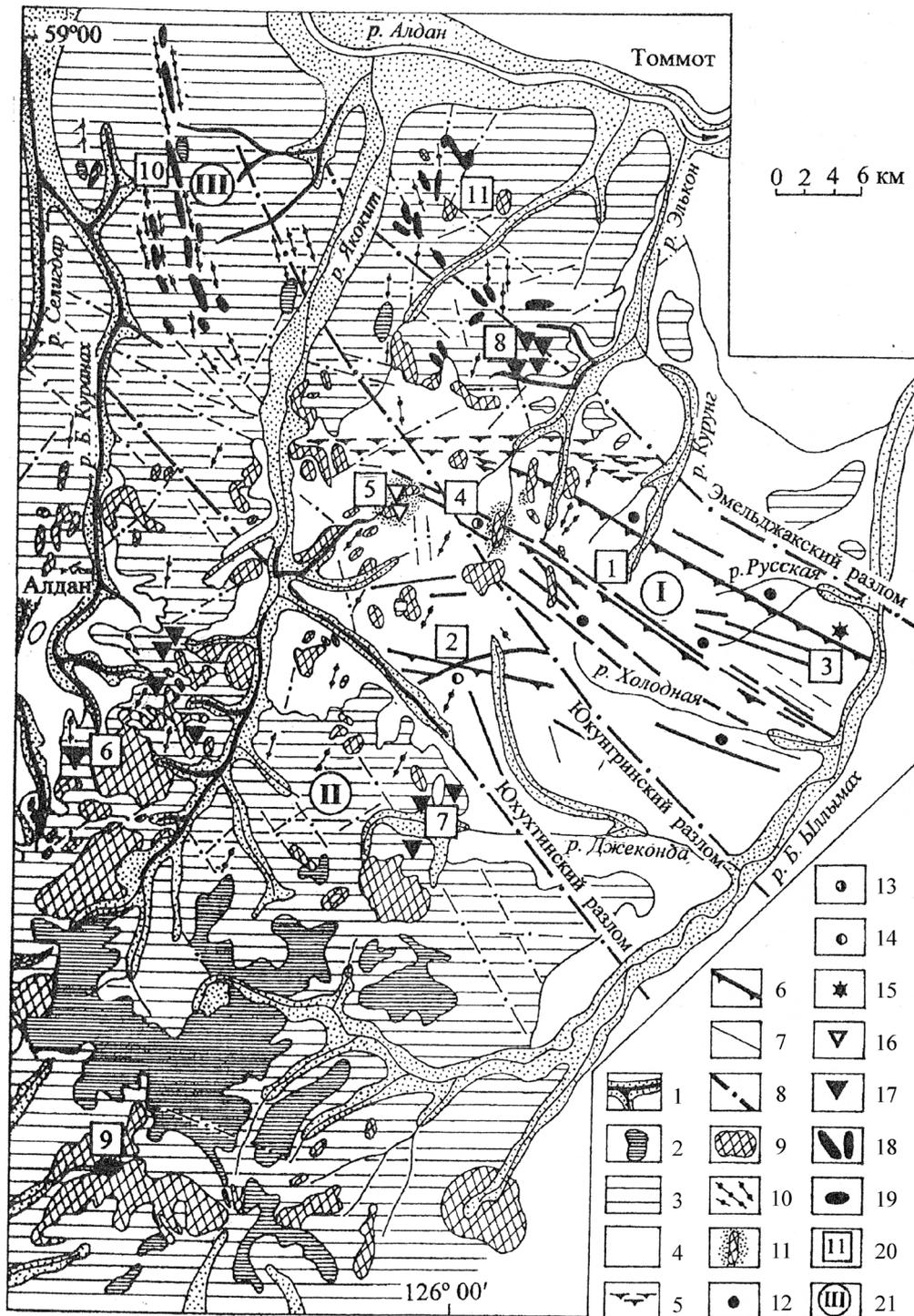


Рис. 2. Геологическое строение Центрально-Алданского рудного района (по [3] с дополнениями автора).

1 – четвертичный аллювий и россыпи золота; 2 – нижнеюрские терригенные отложения; 3 – венд-кембрийская карбонатная толща платформенного чехла; 4 – архейские кристаллические породы фундамента; 5 – зоны протерозойских швов бластомилонитов; 6 – рудоносные омоложенные зоны древнего заложения; 7 – мезозойские рудоносные зоны; 8 – прочие разрывные нарушения; 9 – мезозойские субщелочные интрузии; 10 – серии мезозойских субщелочных даек; 11 – ореолы интенсивной фенинизации; 12–19 – типы месторождений: 12 – золотосодержащий браннеритовый (эльконский), 13 – золотосодержащий уранинитовый (зоны Интересной), 14 – уран-серебро-золотой (федоровский), 15 – золотоурансодержащий молибденитовый (минеевский), 16 – золотопорфировый (рябиновский), 17–19 – золотожаспероидные (17 – лебединский, 18 – куранахский, 19 – самолазовский); 20 – рудные поля: 1 – Эльконское, 2 – Федоровское, 3 – Минеевское, 4 – Интересное, 5 – Рябиновское, 6 – Лебединское, 7 – Джекондинское, 8 – Межсочное, 9 – Самолазовское, 10 – Куранахское, 11 – Нижне-Якобитское, 21 – рудные узлы: I – Эльконский, II – Лебединский, III – Куранахский.

дает с участками наиболее интенсивной тектонической проработки и максимального метасоматического замещения алюмосиликатного субстрата тонкозернистым агрегатом, состоящим из адуляра, карбонатов (анкерита, доломита, кальцита) и пирита. В промежуточной зоне формируются пирит-карбонат-ортоклазовые метасоматиты (гумбеиты), в значительной мере сохраняющие текстурно-структурные особенности эдукта. Внешняя зона представлена серицит-карбонат-ортоклазовыми метасоматитами с реликтовыми минералами субстрата. Мощность промежуточной и внешней зон 18–30 м. Прожилково-вкрапленная золотоурановая минерализация обычно приурочена к промежуточной и внутренней зонам метасоматитов.

В Эльконском горсте гумбеиты нередко развиваются по мезозойским дайкам щелочных и субщелочных лампрофиров, пироксен-роговообманковых сиенит-порфиров и пересекаются более поздними дайками сельвсбергитов, тингуаитов. Возраст пирит-карбонат-калишпатовых метасоматитов по **K-Ar методу 150–130 млн. лет, а возраст сопряженного с ними золото-уранового оруденения по U-Pb методу 135–130 млн. лет** [3, 23]. Температуры гидротермального гумбеитового процесса составляют 450–300°C. Проведенное термобарогеохимическое изучение золотоурановых руд показало, что они образовались при температурах 320–105°C и давлении 98–39 МПа [4]. По данным этих авторов, изотопные характеристики серы в пробах сульфидов ( $\delta^{34}\text{S}$  от  $-0.1$  до  $-12.6\text{‰}$ ), взятых из золотоурановых зон Эльконского горста, свидетельствуют о глубинной мантийной природе рудоносных

щелочно-карбонатных гидротермальных растворов. Химический состав метасоматитов гумбеитовой формации в определенной степени определяется составом замещаемых ими пород. Гумбеиты, сформировавшиеся в Центральном-Алданском районе по карбонатным породам (песчанистым, глинистым доломитам), выделяются высокой концентрацией  $\text{CO}_2$  и повышенной основностью, рассчитанной по [28], в сравнении с пирит-карбонат-калишпатовыми метасоматитами, образовавшимися по алюмосиликатному субстрату (гранитам, гнейсам, кристаллическим сланцам) (табл. 1).

Золотоурановое оруденение Эльконского рудного узла, сопряженное с метасоматитами гумбеитовой формации, представлено двумя геолого-промышленными типами – федоровским и эльконским (рис. 2). Комплексные уран-серебряно-золотые руды федоровского типа проявлены в юго-западной части Эльконского горста в протяженных узких крутопадающих зонах (Федоровской, Звездной, Марсовой, Мраморной, 116), локализованных в гумбеитизированных гнейсах и кристаллосланцах федоровской свиты архея. Общая протяженность рудоносных зон составила более 10 км. Они включают 24% разведанных на горсте запасов золота и менее 1% запасов урана [3]. Промышленное золотое оруденение установлено в этих зонах по данным разведочных работ в интервале абсолютных отметок 1200–800 м, где выделено 10 подсчетных блоков с запасами категории  $\text{C}_2$ . По более глубоким горизонтам определены прогнозные ресурсы категории  $\text{P}_1$ . Для характеристики формы рудных тел по их геометрическим параметрам (длине,

**Таблица. 1.** Химический состав (мас. %) исходных и метасоматических пород гумбеитовой формации

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	73.00	63.04	69.20	51.90	49.20	49.52	48.94	48.44	27.27	20.88	29.31	3.48	40.60
TiO <sub>2</sub>	0.24	0.66	0.21	0.32	0.67	1.64	1.23	1.64	0.10	0.23	0.30	0.02	0.58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.68	15.51	12.37	8.78	14.09	13.06	14.18	12.40	4.52	1.36	6.97	1.36	9.75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.97	2.47	1.00	1.69	3.47	5.03	3.41	5.79	0.72	0.41	1.24	0.41	1.00
FeO	0.91	1.94	0.56	0.35	2.63	1.08	0.52	0.47	0.40	–	0.54	–	2.75
MnO	–	–	–	–	–	–	–	–	0.06	0.02	0.05	0.02	0.01
MgO	0.31	1.50	0.60	0.56	4.17	3.16	2.14	3.26	14.41	2.08	11.56	2.08	8.62
CaO	1.04	3.70	3.24	14.64	8.24	5.26	7.76	5.88	18.29	50.07	17.24	50.07	9.60
Na <sub>2</sub> O	3.40	4.41	1.76	1.15	3.30	2.28	0.64	0.82	0.25	0.12	0.26	0.12	0.40
K <sub>2</sub> O	5.72	5.18	7.05	6.64	5.15	7.68	11.73	10.06	3.38	0.76	5.39	0.76	8.73
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.20	0.06	0.21	0.32	0.67	0.77	0.96	0.35	–	0.01	–	0.06
H <sub>2</sub> O	0.42	0.46	0.62	0.62	0.77	1.03	0.61	0.86	0.08	–	0.08	–	0.01
CO <sub>2</sub>	0.39	1.38	2.28	13.52	6.27	7.15	7.77	7.11	29.97	41.96	26.70	41.96	19.00
S	–	0.30	0.62	1.00	1.49	3.40	2.43	4.42	–	–	–	–	–
Сумма	101.14	100.96	99.57	100.38	99.76	100.96	100.60	102.11	99.80	100.28	99.65	100.28	101.11
Основность, кДж	3.9	7.9	8.4	12.9	11.0	9.0	15.8	13.8	11.6	19.6	16.7	19.6	15.3

Примечание. 1–8 – Эльконский рудный узел: 1 – гранит, 2 – гранито-гнейс, 3–4 – пирит-калишпат-карбонатные метасоматиты (гумбеиты) по гранитам (1), гранито-гнейсам (2), 5–6 – гумбеиты по амфиболовым сланцам (5), ортогнейсам (6) и карбонат-адуляровые метасоматиты по ним (7, 8); 9–13 – Колтыконское рудное поле: 9 – песчанистый доломит, 10 – глинистый доломит, 11 – гумбеит по песчанистому доломиту (9), 12 – кальцитовый метасоматит (прожилки в гумбеитизированном песчанистом доломите). 13 – гумбеит по глинистому доломиту (10). Анализы 1–8 приведены по [31], анализы 9–13 выполнены в химической лаборатории УГГА, руководитель Т.Я. Соболева.

ширине, мощности) определялись величины показателя вытянутости (отношение длины к ширине) и показателя сплюснутости (отношение ширины к мощности). Геологические тела по значениям показателей вытянутости (В) и сплюснутости (С) делятся на четыре типа [47]: 1) сплюснутые и вытянутые плитообразные ( $B \geq 2, C \geq 2$ ); 2) сплюснутые линзовидные ( $B < 2, C \geq 2$ ), 3) вытянутые столбообразные ( $B \geq 2, C < 2$ ); 4) изометричные штокообразные ( $B < 2, C < 2$ ). Золоторудные тела федоровского типа характеризуются следующими размерами: длина их составляет 150–1450 м; ширина – 33–57 м; мощность – 1.3–5.9 м. По величине показателей вытянутости ( $B = 3–41$ ) и сплюснутости ( $C = 10–39$ ) они относятся к залежам плитообразной формы.

Первичные и окисленные руды федоровского типа характеризуются по данным [4] повышенной золотонасностью (до 3–10 г/т и более), высокими содержаниями серебра (15–200 г/т) при средних концентрациях урана 0.02–0.05%. Золотосеребряное отношение в подсчетных блоках запасов категории  $C_2$  варьирует от 0.06 до 0.35. В полевой сезон 2006 г. автором было проведено шлиховое опробование окисленных руд Лунного месторождения золота, расположенного в центральной части Федоровской зоны [13]. Из окисленных руд было отобрано 12 шлиховых проб объемом от 26 до 89 дм<sup>3</sup>, взятых в полотно канав, пройденных в пределах стометровой траншеи по мощности золотоносных метасоматитов гумбеитовой формации. В минеральном составе тяжелой фракции шлихов из окисленных руд преобладают магнетит, ильменит, гидроксиды железа, пироксен, амфибол, циркон, флюорит. Рудные минералы представлены преимущественно пиритом, акантитом, урановой слюдкой и более редкими пирохлором, халькопиритом, молибденитом, сфалеритом и самородным золотом.

Из шлихов, отобранных из окисленных руд, были выделены частицы самородного золота и проведены исследования их формы, размеров и химического состава, являющихся важными типоморфными признаками золоторудных месторождений различных формационных типов [29]. Морфометрическая характеристика золотин включала определение их размеров (длины, ширины, толщины), значений показателей их вытянутости и сплюснутости. По величине этих показателей были выделены четыре морфологических типа золотин: 1) изометричные комковидные; 2) вытянутые игольчатые; 3) сплюснутые линзовидные; 4) вытянутые и сплюснутые пластинчатые. В результате исследований установлено, что преобладающей формой самородного золота в окисленных рудах Лунного месторождения являются изометричные комковидные образования (76%) при меньшем распространении вытянутых и сплюснутых разновидностей золотин игольчатой, линзовидной и пластинчатой форм (табл. 2). Количество “породистого” золота в срост-

ках с кварцем составляет 11%. По гранулометрическому составу (классы, мм: 0.01–0.05 – 69%; 0.05–0.1 – 24.7%; 0.1–0.25 – 5.7%; 0.25–0.5 – 0.6%) в изученной выборке (348 зерен) преобладает пылевидное золото. По химическому составу самородное золото из окисленных руд гумбеитовой формации низко- среднепробное с примесью меди (табл. 3). Проведенное автором изучение характера распределения содержаний золота в поверхностных и подземных горных выработках (канавах, рассечках) и разведочных скважинах на Лунном месторождении показало, что качество руд с глубиной улучшается. В этом направлении возрастает процентное количество богатых руд, увеличиваются средние значения золотосеребряного отношения в рудах, коэффициентов рудоносности и богатства [13].

Эльконский тип золотосодержащих урановых руд проявлен в минерализованных зонах (Северной, Южной, Весенней, Центральной и др.) общей протяженностью более 46 км, вмещающих 15 месторождений. Ему принадлежат 99% разведанных запасов урана и 76% запасов золота Эльконского рудного узла [3]. Среди рудных зон эльконского типа наиболее крупной является Южная зона протяженностью более 20 км, в пределах которой выделено 5 месторождений: Элькон, Эльконское плато, Куррунг, Непроходимое, Дружное. В этой зоне золотоурановое оруденение прослежено на глубину 2 км. Наиболее высокая продуктивность руд установлена на глубоких горизонтах (от +500 до +200 м и ниже). А на более высоких горизонтах (500–800 м) отмечается заметное снижение продуктивности золота и урана в рудах. Среднее содержание урана в рудах эльконского типа составляет 0.12–0.2%, золота 0.7–1.7 г/т [3]. Золото-серебряное отношение в рудах наиболее изученных месторождений Южной зоны изменяется от 0.06 до 0.11. По глубине образования золотоурановые месторождения гумбеитовой формации относятся к группе среднеглубинных (1.8–4.5 км) месторождений.

#### ФОРМАЦИЯ СЕРИЦИТ-МИКРОКЛИНОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Серицит-микроклиновые метасоматиты по характеру проявления в связи с массивами калиевых щелочных пород разного возраста и географического нахождения, особенностям вещественного состава и условиям образования отнесены к самостоятельной метасоматической формации [39]. В Центрально-Алданском рудном районе серицит-микроклиновые метасоматиты локализованы в центрах магматизма внутри щелочных вулканоплутонических комплексов (Рябиновского, Якутского, Ыллымахского, Томмотского, Мрачного, Джекондинского) (рис. 1). В этих комплексах в щелочных сиенитах (пуласкитах, сиенит-пегматитах, псевдолейцитовых сиенит-порфирах), а также в по-

**Таблица. 2.** Морфометрические параметры самородного золота из окисленных руд основных промышленных типов месторождений Центрально-Алданского района

Типы и подтипы руд			Морфологические типы золотин, %				Показатель вытянутости золотин	Показатель сплюснутости золотин	Средние размеры золотин, мм	Количество золотин
			комковидные	игольчатые	линзовидные	пластинчатые				
Золото-гумбейтовский	федоровский	1	76	6	13	5	1–4 (1.5)	1–6 (1.7)	0.01–0.5 (0.05)	348
		2	66	17	15	2	1–7 (1.5)	1–6 (1.3)	0.05–0.5 (0.09)	868
Золото-порфировый	рябиновский	3	54	21	18	7	1–10 (1.6)	1–5 (1.6)	0.02–0.5 (0.06)	1341
		4	76	7	12	5	1–3 (1.4)	1–4 (1.6)	0.03–0.2 (0.09)	76
Золотоджаспероидный	самолазовский	5	74	8	11	7	1–4 (1.6)	1–5 (1.6)	0.03–0.2 (0.07)	300
		6	65	7	14	14	1–5 (1.6)	1–7 (1.8)	0.03–0.2 (0.08)	188
		7	67	15	9	9	1–5 (1.7)	1–5 (1.6)	0.03–0.3 (0.08)	338
		8	55	17	24	4	1–4 (1.5)	1–4 (1.6)	0.04–1.7 (0.19)	106
	лебединский	9	47	28	18	7	1–9 (1.6)	1–5 (1.5)	0.05–0.8 (0.11)	846
		10	56	16	22	6	1–6 (1.6)	1–5 (1.7)	0.02–0.5 (0.07)	362
		11	24	15	38	23	1–6 (1.7)	1–10 (2.2)	0.03–0.2 (0.11)	201
	куранахский	12	37	23	31	9	1–5 (1.5)	1–10 (2.0)	0.01–0.2 (0.05)	397
		13	21	24	33	22	1–10 (1.9)	1–10 (2.2)	0.03–1.3 (0.12)	467
	Золотоаргиллитовый	нимгерканский	14	26	28	29	17	1–7 (1.9)	1–17 (2.2)	0.03–0.5 (0.11)

Примечание. 1–6 – месторождения: Лунное (1), Рябиновое (2), Новое (3), Самолазовское (4), Гарбузовское (5), Томмотское (6); 7 – Аномальное рудопоявление; 8–12 – рудные поля: Лебединское (8), Колтыконское (9), Верхне-Томмотское (10), Куранахское (11), Нижне-Якокитское (12); 13 – месторождение Обман; 14 – Гранитное рудопоявление. В скобках – средние значения.

Таблица 3. Химический состав самородного золота из окисленных руд основных промышленных типов месторождений Центрально-Алданского района

Параметры	Промышленные типы и подтипы руд					
	золотоугмбеитовый тип федоровский	золотопорфировый тип рябиновский	самолавовский	лебединский	курахский	золотоаргиллитовый тип нимгерканский
Пробность золота, %	682–875 (765) n = 29	577–990 (898) n = 81	861–997 (964) n = 43	569–984 (880) n = 101	814–999 (944) n = 62	417–991 (875) n = 32
Содержание Ag в самородном золоте, %	14.5–31.8 (23.5) n = 29	0.9–42.6 (10.2) n = 81	0.2–9.5 (3.3) n = 29	1.3–43.1 (11.9) n = 101	0.01–18.5 (5.4)	0.5–58.2 (11.8) n = 32
Содержание Cu в самородном золоте, %	0.03–0.07 (0.05) n = 12	0.01–0.28 (0.09) n = 61	0.01–0.48 (0.09) n = 41	0.02–0.21 (0.07) n = 46	0.05–0.16 (0.09) n = 28	0.01–0.44 (0.11) n = 21
Содержание Hg в самородном золоте, %	–	0.01–0.29 (0.17) n = 7	0.03–4.38 (0.71) n = 29	0.03–0.41 (0.19) n = 23	0.02–2.03 (0.39) n = 15	0.05–1.49 (0.46) n = 8
Содержание Pt в самородном золоте, %	–	0.01–0.51 (0.14) n = 29	0.07–0.15 (0.11) n = 2	0.01–0.08 (0.04) n = 17	0.05–0.26 (0.16) n = 5	0.01–0.36 (0.13) n = 6
Содержание Pd в самородном золоте, %	–	0.01–0.12 (0.06) n = 25	0.01–0.10 (0.05) n = 8	0.01–0.10 (0.04) n = 20	0.01–0.14 (0.04) n = 11	0.01–0.05 (0.03) n = 5

Примечание. В скобках приведены средние значения параметров; n – количество определений.

родах вулканогенной кровли (псевдолейцитовых феолизитах, щелочных трахитах) широко проявились метасоматические процессы микроклинизации и серицитизации, реализующиеся в условиях высокой активности калия и воды в гидротермальных растворах. В результате образовались крупные штокообразные тела серицит-микроклиновых метасоматитов площадью до нескольких квадратных километров.

С формацией серицит-микроклиновых метасоматитов ассоциирует золотопорфировый (рябиновский) тип оруденения, включающий прожилково-вкрапленную сульфидную минерализацию в щелочных вулcano-плутонах (месторождения Рябиновое и Новое, рудопроявления Якокутского, Ыллымахского, Томмотского, Мрачного комплексов) [8, 9, 10, 41]. В эволюции процессов метасоматизма отчетливо выделяются три последовательные стадии. В раннюю щелочную стадию при  $T = 550\text{--}400^\circ\text{C}$  и  $P = 150\text{--}100$  МПа произошла псевдоморфная микроклинизация щелочных пород с отложением слабозолотоносных сульфидов (пирита, реже халькопирита, борнита) в количестве от 2 до 5%. В стадию кислотного выщелачивания при  $T = 400\text{--}160^\circ\text{C}$  и  $P = 350\text{--}130$  МПа сформировались серицитизированные микроклиниты с телами серицитолитов. Слюда из серицитизированных микроклинитов светло-желтого цвета, состав ее колеблется от железистого до кремнеземистого серицита. Слюда из серицитолитов белого цвета, по составу относится к калиевым фенгитам. Тела серицитолитов участками содержат обильную вкрапленность молибдени-та. В позднюю щелочную стадию при  $T = 300\text{--}200^\circ\text{C}$  и  $P = 100\text{--}60$  МПа образовались зоны мелкозернистых микроклинитов с прожилково-вкрапленным золотосульфидным оруденением. Химический состав серицит-микроклиновых метасоматитов в колонках по пуласкитам, сиенит-пегматитам, псевдолейцитовым сиенит-порфирам характеризуется, в сравнении с эдуктами, более высокими концентрациями оксида калия и низкими содержаниями оксида натрия, повышенной основностью пород [14]. Геологический возраст серицит-микроклиновых метасоматитов определяется по их взаимоотношению с меловыми дайками минетт, грорудитов, эгриновых гранитов. Последние пересекают метасоматиты и содержат их ксенолиты. Радиологический возраст рудоносных серицит-микроклиновых метасоматитов по данным K-Ar метода 134–120 млн. лет [27, 38].

Эталонным объектом проявления золотопорфирового типа оруденения в калиевых щелочных вулcano-плутонических комплексах Центрально-Алданского района является Рябиновое рудное поле, включающее Рябиновое и Новое месторождения, а также несколько рудопроявлений золота (Рябчик, Аналогичное, Желанное). Оно размещается на площади около 30 км<sup>2</sup>. В пределах рудно-

го поля установлено около десяти пространственно сближенных между собой мезозойских многофазных интрузивов площадью 1–4 км<sup>2</sup>, включающих и наиболее крупный среди них Рябиновый щелочной массив. Золотое оруденение Рябиновского рудного поля, по данным геологоразведочных и тематических работ, приурочено к зонам развития метасоматитов поздней щелочной стадии (микроклинитов-2). Рудные минералы на Рябиновом месторождении представлены пиритом, халькопиритом, борнитом и более редкими галенитом, сфалеритом и гематитом, образующими вкрапленность, мелкие гнезда и тонкие прожилки в мелкозернистом агрегате микроклина-2. Общее содержание сульфидов в руде составляет 10–15%.

Изотопный состав серы сульфидов (пирита, халькопирита, галенита), отобранных из прожилково-вкрапленных руд Рябиновского месторождения, характеризуется, по данным [20], узким диапазоном значений  $\delta^{34}\text{S}$  от  $-7.4\text{‰}$  до  $-12.7\text{‰}$  при среднем значении  $-10.2\text{‰}$  по 25 анализам. Более широкие вариации значений  $\delta^{34}\text{S}$  (от  $+1.8\text{‰}$  до  $-12.8\text{‰}$ , при среднем значении  $-4.6\text{‰}$  по 8 анализам) установлены для пирита, образующего рассеянную вкрапленность в серицит-микроклиновых метасоматитах за пределами штокверковых зон с кондиционным золотым оруденением. Обогащение сульфидной серы легким изотопом вероятно обусловлено специфическими условиями формирования золотопорфирового оруденения Рябиновского месторождения, наличием глубинного верхнемантийного–нижнекорового щелочно-базальтоидного источника рудообразующих растворов [14].

Самородное золото в порфировых рудах Рябиновского месторождения находится в виде включений в сульфидах (пирите, борните, халькопирите), в сростках с пиритом, ранним и поздним микроклином, кварцем. Форма золотинок преимущественно изометричная, комковидная, в виде кристаллов (октаэдров, комбинаций куба и октаэдра) и их сростков, реже уплощенная, прожилковая. В протоколках рудных проб, отобранных на Рябиновом месторождении при проведении геологоразведочных работ, установлены золотины крупностью от 0.01 мм до 3 мм. Пробность золота из первичных руд изменяется в широких пределах от 430 до 936‰ ( $\bar{x} = 820\text{‰}$ ,  $n = 12$ ) при наибольшем распространении золотинок средней пробы [24].

Рудные тела на Рябиновом месторождении представлены по данным разведочных работ наклонными и крутопадающими штокверковыми зонами [14]. Промышленное золотое оруденение на месторождении установлено в пяти рудных телах с балансовыми запасами категории  $C_1$  в интервале абсолютных отметок от +600 м до +930 м. Кроме балансовых руд на месторождении выделено шесть блоков забалансовых руд категории  $C_2$ , расположенных в обрамлении штокверковых зон с запаса-

ми категории  $C_1$  и отличающихся меньшими значениями коэффициентов рудоносности и средних содержаний золота. В пределах месторождения картировочной скважиной 122 выявлено развитие не промышленной вкрапленной золоторудной минерализации в микроклинизированных и серицитизированных сиенитах на подрудном уровне до горизонта +150 м. Промышленное золотое оруденение Нового месторождения, расположенного в 1 км на юго-восток от Рябиновского месторождения, локализовано в геологических границах штока микроклинизированных и серицитизированных псевдолейцитовых сиенит-порфиров размером на поверхности 100 × 140 м, на горизонте 940 метров площадью 132 × 117 м и в приконтактных со штоком частях тела эгириновых сиенитов. Золоторудная минерализация на месторождении установлена в интервале абсолютных отметок от +710 м до +1050 м. Прожилково-вкрапленное золото-сульфидное оруденение Нового месторождения приурочено к участкам развития поздних микроклинитов. Рудные минералы представлены преимущественно пиритом (1–10%), галенитом (1–3%), сфалеритом, брукитом, рутилом и более редкими халькопиритом, молибденитом, борнитом, петцитом [12]. Самородное золото в рудах установлено в виде ксеноморфных зерен с извилисто-угловатыми контактами размером 0.03–0.4 мм в сростании с микроклином, кварцем, адуляром.

Среднее значение золото-серебряного отношения в прожилково-вкрапленных рудах, по данным бороздowego и кернового опробования горных выработок и скважин колонкового бурения на Рябиновом месторождении, равно 0.68, на Новом месторождении – 0.27. Самородное золото из окисленных порфировых руд Рябиновского и Нового месторождений преимущественно изометричной комковидной формы, реже, в виде игольчатых, линзовидных и пластинчатых выделений. По химическому составу (операторы В.Н. Ослоповских, В.Г. Гмыра) наиболее распространены золотины средней пробы (табл. 2, 3). Рудные тела Рябиновского поля характеризуются небольшими размерами: длина их составляет 130–340 м, ширина – 39–117 м, мощность – 26–113 м. Для них были определены значения показателей вытянутости ( $B = 1.5–7.1$ ) и сплюснутости ( $C = 1.0–3.3$ ). В результате проведенного морфометрического анализа установлено, что в пределах поля наиболее широко распространены золоторудные тела столбовой формы (68%), более редки залежи плитообразной (16%) и штокообразной (16%) форм [15].

Рябиновое золотопорфировое месторождение, по условиям образования и величине барического показателя закрытости системы  $((P_{\text{H}_2\text{O}} + P_{\text{газов}})/P_{\text{H}_2\text{O}} = 16.9–9.4)$  отнесено [33] совместно с типичными меднопорфировыми месторождениями к классу полуоткрытых рудообразую-

щих систем. По глубине формирования месторождения рябиновского типа относятся к среднеглубинным гидротермальным золоторудным месторождениям.

При проведении поисковых и тематических работ в других калиевых щелочных комплексах Центрального Алдана (Якутском, Ыллымахском, Томмотском, Мрачном) в развитых в их пределах на надрудном уровне (инт. 950–1300 м) гидротермально измененных сиенитах, щелочных трахитах и псевдолейцитовых фонолитах была выявлена вкрапленная сульфидная минерализация [8, 9, 10, 41], представленная преимущественно пиритом с преобладающими содержаниями золота в пробах – доли граммов на тонну, реже, – первые граммы на тонну. Следует отметить, что процессы микроклиматизации и серицитизации щелочных пород в этих комплексах проявились менее интенсивно, чем на эталонных объектах – Рябиновом и Новом месторождениях золота. Таким образом, общий вертикальный размах распространения прожилково-вкрапленного золотого оруденения в серицит-микроклиновых метасоматитах, с учетом развития непромышленной минерализации на надрудном и подрудном уровнях в калиевых щелочных вулканоплутонах Центрально-Алданского района, составляет более 1 км.

### ДЖАСПЕРОИДНАЯ ФОРМАЦИЯ

Метасоматиты золотоджаспероидной формации в Центрально-Алданском районе распространены в осевой части Якутской рифтовой зоны в венд-нижнекембрийских карбонатных породах. Ее ареал на севере отчетливо накладывается на ареал гумбитовой формации (рис. 1). Тела золотоносных джаспероидов тесно пространственно ассоциируют с поясами поздних меловых даек (сиенит-порфиоров, минетт, бостонитов) заключительного этапа магматизма. Они нередко замещают слагающие поздние дайки субщелочные и щелочные породы и являются в регионе наиболее поздними метасоматическими образованиями. **К-Аг возраст метасоматитов джаспероидной формации 108–98 млн. лет [42].** Джаспероидный тип оруденения представлен крупным, средними и мелкими по величине запасов золота месторождениями, сформировавшимися в трех геологоструктурных обстановках [5, 16, 26, 37]: в контактовых зонах мезозойских щелочных и субщелочных интрузий с карбонатными породами венда среди гидротермально измененных доломитовых мраморов, магнезиальных скарнов и сиенитов (самолазовский подтип); в зонах послышной и секущей трещиноватости в венд-нижнекембрийских карбонатных породах (лебединский подтип) и на контакте известняков нижнего кембрия с юрскими песчаниками (куранахский подтип) (рис. 2).

Золоторудные месторождения лебединского

подтипа сосредоточены на пересечении дайковых поясов с центрами магматической активности, обозначенными скоплением штоков, лакколлитов, силлов. А месторождения золота куранахского подтипа размещаются в дайковых поясах на удалении (до 10–30 км и более) от центров магматизма [36]. Детальное картирование метасоматитов джаспероидной формации в золоторудных полях Центрально-Алданского района (Лебединском, Колтыконском, Куранахском, Самолазовском) позволило выделить три последовательные стадии их формирования: раннюю щелочную, кислотного выщелачивания и позднюю щелочную [16, 40, 43, 46]. Химический состав и основность пород золотоджаспероидного геолого-промышленного типа варьируют по стадиям метасоматического процесса и параллельно изменяются по мере удаления от центров магматизма (табл. 4). В раннюю щелочную стадию при  $T = 620\text{--}430^\circ\text{C}$ ,  $P = 150\text{--}80$  МПа в карбонатных породах сформировались ранние кальцитовые метасоматиты, а в сопряженных с ними алюмосиликатных породах (магнезиальных скарнах, сиенитах) карбонат-калишпатовые метасоматиты. При снижении температур в системе до  $380\text{--}340^\circ\text{C}$  и давления до 100 МПа, в конце стадии, отлагались доломит-анкерит, манганокальцит, золотоносный пирит. В кислотную стадию при  $T = 450\text{--}200^\circ\text{C}$  эти породы подвергались джаспероидному окварцеванию, выражавшемуся в преимущественном развитии в колонках по доломитам, мраморам, известнякам тремолит-кварцевых, тальк-кварцевых и монтмориллонит-гидрослюдисто-кварцевых джаспероидов. В позднюю щелочную стадию произошла перекристаллизация джаспероидного кварца и образовались в виде жил, прожилков и гнезд более крупнозернистые кварцевые, кварц-карбонатные метасоматиты, несущие золотопродуктивную сульфидную минерализацию [40]. На золоторудных месторождениях лебединского подтипа они формировались при  $T = 280\text{--}130^\circ\text{C}$  и  $P = 80\text{--}25$  МПа, на месторождениях золота куранахского подтипа при  $T = 250\text{--}70^\circ\text{C}$  [37]. Джаспероиды образуются в широком диапазоне значений температуры и давления, что послужило основанием для их отнесения к межформационным образованиям [34].

Золотоджаспероидное оруденение самолазовского подтипа в контактовых зонах интрузий распространено в пределах Юхтино-Пуриканского рудного узла (Самолазовское, Гарбузовское, Томмотское месторождения, рудопоявления Аномальное, Южное, Батько) (рис. 2). На Самолазовском месторождении промышленное оруденение с запасами золота категорий  $C_1$  и  $C_2$  установлено, по данным проведенных геологоразведочных работ, в двух залежах, в интервале абсолютных отметок +1000...+900 м. В расположенном от него в 1 км на восток Гарбузовском месторождении на более высоких горизонтах (1200–1000 м) оконтурено 9 рудных тел.

**Таблица 4.** Химический состав (мас. %) исходных пород и метасоматитов джаспероидной формации

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	10	21.1	22.40	76.2	91.60	11.6	1.58	0.54	2.92
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.04	0.05	0.04	0.02	0.02	0.03	–	сл.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.40	0.65	1.40	1.90	1.45	0.10	0.25	0.84	0.54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.23	0.49	4.14	0.26	0.09	0.80	0.80	0.12	0.86
FeO	0.47	0.5	2.12	3.05	1.90	0.25	0.22	–	0.17
MnO	0.14	0.55	0.52	0.09	0.11	0.28	0.04	0.85	1.13
MgO	18.84	4.94	12.54	1.86	0.70	0.91	20.52	3.12	21.26
CaO	27.94	38.27	22.62	7.64	1.16	51.65	28.58	50.34	28.19
Na <sub>2</sub> O	0.04	0.41	0.06	0.36	0.16	0.20	0.08	сл.	0.16
K <sub>2</sub> O	0.48	0.85	0.53	0.58	0.33	0.26	0.19	–	–
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.01	0.07	0.09	0.04	0.20	–	–	–
H <sub>2</sub> O	1.26	1.02	0.01	0.07	0.24	1.23	0.78	0.36	0.36
CO <sub>2</sub>	39.70	30.58	33.30	6.09	0.86	26.83	44.88	43.51	44.23
F	0.50	0.80	0.50	0.74	0.08	10.10	–	–	–
Сумма	100.05	100.21	97.29	98.97	98.74	104.43	97.89	99.68	99.82
Основность, кДж	15.1	21.9	15.2	1.7	–4.1	16.0	15.3	19.6	14.4
Компоненты	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO <sub>2</sub>	34.7	97.1	88.0	6.38	0.12	0.96	2.34	47.49	75.8
TiO <sub>2</sub>	0.02	сл.	–	0.01	–	–	–	0.31	0.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.54	0.54	0.90	0.82	0.54	0.42	0.83	6.83	2.81
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.41	0.43	6.04	0.95	0.63	0.42	1.76	31.54	15.66
FeO	0.08	–	0.08	0.14	0.03	0.03	0.06	–	0.19
MnO	0.03	0.03	0.03	0.07	0.03	0.03	0.04	0.41	0.04
MgO	7.2	0.24	1.10	1.67	2.31	10.57	0.96	1.87	0.06
CaO	31.5	0.91	1.17	50.03	52.48	43.18	52.56	3.17	0.69
Na <sub>2</sub> O	сл.	0.20	0.17	0.14	сл.	сл.	сл.	–	–
K <sub>2</sub> O	–	0.25	–	–	сл.	сл.	сл.	2.2	1.60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	–	–	–	–	0.07	0.05	0.14	0.64	0.25
H <sub>2</sub> O	0.9	0.16	1.08	0.80	–	–	0.20	4.58	2.14
CO <sub>2</sub>	25.2	0.08	1.23	38.54	42.06	43.79	41.30	0.22	0.22
Сумма	100.58	99.94	99.80	99.55	98.27	99.45	100.06	99.26	99.57
Основность, кДж	10.6	–6.0	–5.1	16.5	20.5	19.2	20.4	–0.8	–5.2

Примечание: 1–6 – Самолазовское рудное поле: 1 – тремолитовый мрамор, 2 – кальцитизированный мрамор, 3 – доломит-анкеритовый метасоматит, 4 – анкерит-кварцевый джаспероид, 5 – перекристаллизованный кварцевый джаспероид, 6 – флюорит-кальцитовый метасоматит; 7–13 – Колтыконское рудное поле: 7 – доломит, 8 – ранний кальцитовый метасоматит, 9 – железистый и марганцевый доломит, 10 – тальк-кальцитовый метасоматит, 11 – тальк-кварцевый джаспероид, 12 – перекристаллизованный рудный джаспероид, 13 – поздний кальцитовый метасоматит; 14–18 – Куранахское рудное поле: 14 – битуминозный известняк, 15 – доломитизированный известняк, 16 – тонкозернистый кальцитовый метасоматит, 17 – окисленный пирит-монтмориллонит-гидрослюдисто-кварцевый метасоматит, 18 – окисленный пирит-гидрослюдисто-кварцевый джаспероид. Основность в кДж по А.А. Маракушеву [28].

Золоторудные залежи Самолазовского поля характеризуются следующими размерами: длина их составляет 40–390 м, ширина – 25–200 м, мощность – 3–17 м. Среди них наиболее распространены по значениям показателей вытянутости ( $B = 1.1–4.2$ ) и сплюснутости ( $C = 3.6–18.5$ ) рудные тела плитообразной формы (73%), более редки залежи линзовидной формы (27%). Вкрапленная сульфидная минерализация руд представлена преимущественно пиритом, халькопиритом, галенитом и более редкими сфалеритом и блеклой рудой в ассоциации с кварцем, кальцитом, флюоритом [16]. В распределении содержаний золота и серебра в рудных телах Самолазовского поля отмечается определенная вертикальная зональность. Золоторудные залежи Гар-

бузовского месторождения, выявленные на горизонтах 1000–1200 м, выделяются меньшими значениями золото-серебряного отношения в рудах (0.1–0.9, среднее – 0.36) в сравнении с рудными телами Самолазовского месторождения ( $Au/Ag = 0.2–2.9$ , среднее – 0.76), оконтуренными на более глубоких горизонтах (900–1000 м). На Томмотском месторождении золоторудная минерализация установлена на горизонтах 700–950 м. В состав прожилково-вкрапленных руд входят золото, пирит и более редкие пирротин, халькопирит, арсенопирит, сфалерит, галенит. Пирит в рудах начал отлагаться, в отличие от Самолазовского месторождения, при повышенной температуре (450–400°C) на что, в частности, указывает присутствие в нем пластинчатых

срастаний халькопирита и пирротина [18]. Для золотоджаспероидных месторождений самолазовского подтипа характерно достаточно широкое проявление более поздних процессов гипергенного физического выветривания, что привело к формированию зон окисления мощностью до 50 м и более. В составе окисленных руд месторождений и рудопроявлений самолазовского подтипа преобладают золотины изометричной комковидной формы (табл. 2). По химическому составу самородное золото из окисленных руд преимущественно высокопробное с примесью меди и ртути (табл. 3).

Лебединский подтип золотоджаспероидного оруденения представлен в Центральном-Алданском районе многочисленными залежами и жилами в доломитовой толще венда-нижнего кембрия (месторождения Лебединского, Колтыконского рудных полей) (рис. 2). Золоторудные тела распространены в карбонатных породах в интервале абсолютных отметок +700...+950 м на глубине 0–200 м над уровнем архейского кристаллического фундамента [5]. Протяженность рудных тел варьирует от 30 до 1500 м, ширина – от десятков до сотен метров, мощность – от десятков сантиметров до 10 м и более. Среди золоторудных залежей лебединского подтипа резко преобладают, по данным А.Н. Угрюмова [37], тела плитообразной формы (93%), более редки тела линзовидной формы (7%). В распределении золотого оруденения в пределах Лебединского и Колтыконского полей отчетливо проявлена латеральная рудно-метасоматическая зональность относительно центров магматизма, представленных интрузиями субщелочных сиенитов [7, 43, 46]. В приближенной к интрузиям зоне образовались залежи, вмещающие относительно более высокотемпературные халькопирит-пирит-тремолит-кварцевые руды, в промежуточной зоне сформировались рудные тела, сложенные ранними пирит-карбонатными рудами и поздними пирит-галек-кварцевыми рудами, в удаленной, фланговой, зоне распространены залежи, представленные более низкотемпературными гематит-пирит-кварцевым и галенит-пирит-кварцевым типами руд. Содержание сульфидов в рудах составляет 20–60%. Средний изотопный состав серы в пробах сульфидов (от –0.8 до +3.4‰, среднее – +1.1‰,  $n = 20$ ), отобранных из первичных руд лебединского подтипа [21], близок к метеоритному стандарту. Халькопирит-пирит-тремолит-кварцевые руды Колтыконского поля характеризуются более высокими значениями золото-серебряного отношения (0.5–1.9,  $n = 6$ ), **средней пробностью самородного золота (905‰,  $n = 25$ )**, **преимущественным развитием золотины изометричной комковидной формы**. А галенит-пирит-кварцевые руды, распространенные на флангах рудного поля, выделяются наименьшими значениями золото-серебряного отношения (0.02–0.2,  $n = 6$ ), **средней пробностью золота (824‰,**

$n = 6$ ), **преобладанием золотины игольчатой, линзовидной и пластинчатой форм [16]**. В целом же, для состава окисленных руд лебединского подтипа золотоджаспероидного оруденения характерно примерно равное соотношение золотины изометричной, вытянутой и сплюснутой форм, широкие вариации пробности самородного золота (табл. 2, 3).

Куранахский подтип золотоджаспероидного оруденения включает [5, 16, 17, 37] месторождения Куранахского (Центральное, Порфириновое, Северное, Боковое, Дэлбе и др.) и Нижнеякокитского (Надежда, Верхнее, Смежное, Хвойное, Трассовое) рудных полей (рис. 2). Они образуют стратокристаллические залежи малосульфидных (5–20%) вкрапленных руд на контакте известняков нижнего кембрия с юрскими песчаниками. Золоторудные залежи размещаются в пределах карстовых полостей, в интервале абсолютных отметок +400...+600 м. Первичные руды представлены пирит-адуляр-кварцевым и пирит-гидрослюдисто-кварцевым минеральными типами. Кроме пирита в рудах в небольшом количестве установлены халькопирит, пирротин, сфалерит, теллуриды (алтаит, колорадоит). Для проб сульфидов, отобранных из первичных руд куранахского подтипа характерно, по данным [21, 25], обогащение тяжелым изотопом серы ( $\delta S^{34} = -4.6‰... +29.9‰$ , среднее – +21.3‰,  $n = 19$ ), **что указывает на менее глубокий коровой источник рудообразующих растворов**. Такой изотопный состав серы сульфидов из первичных руд Куранахского поля объясняется заимствованием сульфидной серы из гипсоносных горизонтов карбонатной толщи венда и нижнего кембрия поднимавшимися по тектоническим зонам щелочно-карбонатными гидротермальными растворами. На месторождениях куранахского подтипа широко проявились более поздние гипергенные процессы, сформировались зоны окисления мощностью до 40–60 м. По данным разведочных работ, проведенных в пределах Куранахского рудного поля, в окисленных рудах было сосредоточено около 90% запасов золота, а в первичных рудах, сохранившихся в нижних частях залежей, – около 10%. Размещение залежей в рудном поле контролируется субмеридиональными дайками минетт и бостонитов мелового возраста [5, 16]. Размеры рудных тел варьируют в широких пределах. Так, на наиболее крупном в Куранахском поле по величине запасов золота Центральном месторождении размеры 23-х разведанных рудных залежей следующие: длина – 21–1612 м, ширина – 20–108 м, мощность 3–12 м. Среди них преимущественно распространены, судя по значениям показателей вытянутости ( $B = 1.1–20.0$ ) и сплюснутости ( $C = 2.5–16.1$ ), тела плитообразной формы (95%), более редки залежи линзовидной формы (5%). Золото-серебряное отношение в рудах куранахского подтипа составляет 0.2–1.2. В составе окисленных руд Куранахского и Нижне-Якокитского полей преобладают вытянутые

и сплюснутые золотины игольчатой, линзовидной и пластинчатой форм при преимущественном распространении высокопробного золота (табл. 2, 3). Золотоджаспероидные месторождения самолазовского и лебединского подтипов по глубине формирования относятся к среднеглубинным. А золоторудные залежи куранахского подтипа образовались в малоглубинных условиях (до 1.8 км).

### АРГИЛЛИЗИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Метасоматиты золотоаргиллизитовой формации распространены в районе в пределах Нимгерканского рудного узла, в южном обрамлении Томмотского щелочного вулканоплутона (рис. 1). Этот узел находится в междуречье р. Томмот и р. Левый Нимгеркан. Нимгерканский рудный узел локализован в приподнятом блоке, сложенном породами архейского фундамента (гранитами, гнейсами, кристаллическими сланцами), которые прорваны многочисленными малыми интрузиями (небольшими штоками, трубками, дайками) мезозойских субщелочных и щелочных сиенитов. Золотоаргиллизитовый (нимгерканский) тип оруденения представлен месторождением Обман и рудопроявлениями Гранитное и Победа [44, 45]. Золотое оруденение на этих участках пространственно приурочено к штокам и дайкам аргиллизированных роговообманковых сиенит-порфиров мелового возраста и сопряжено с хрусталеносной и аметистоносной минерализацией. Сиенит-порфиры и вмещающие их архейские граниты испытали метасоматические преобразования. В раннюю щелочную стадию сформировались калишпатовые и карбонатно-калишпатовые метасоматиты, состоящие в основном из ортоклаза и карбонатов (кальцита, доломита, анкерита). В кислотную стадию возникли более мелкозернистые каолинит-серицит-кварцевые метасоматиты. Продукты ранней щелочной и кислотной стадий отчетливо различаются между собой по кислотно-основным свойствам, выраженным величиной общей основности пород (табл. 5). В позднюю щелочную стадию в аргиллизированных породах произошли частичное растворение, вынос и переотложение кремнезема с образованием гнезд, жил и прожилков, сложенных агрегатом друзовидного кварца в ассоциации с каолинитом, серицитом, адуляром, крупнозернистым кальцитом.

С ранними генерациями друзовидного кварца аргиллизитов, преимущественно молочно-белого, реже прозрачного, отлагались рудные минералы, представленные пиритом, халькопиритом, галенитом и золотом. Завершило позднюю щелочную стадию образование крупно- и гигантозернистых агрегатов горного хрусталя, раухтопаза, аметиста и более редкого мориона. Развитие в минерализованных полостях нескольких генераций друзовидного кварца свидетельствует о направленном измене-

нии термодинамических условий в позднюю щелочную стадию. Согласно экспериментальным данным [1] горный хрусталь кристаллизовался из щелочных бикарбонатно-хлоридных растворов в довольно широком интервале температур – от 450–400°C (морионы) до 200–120°C и даже менее (бесцветный горный хрусталь и аметист) и давления от 120 до 20 МПа. По возрасту золотоносные метасоматиты нимгерканского типа сопоставимы с метасоматитами золотоджаспероидной формации.

Комплексное месторождение золота и аметиста Обман размещается в пределах штока роговообманковых сиенит-порфиров протяженностью около 200 м и во вмещающих их архейских гранитах. Породы месторождения подверглись сильной гидротермальной проработке, проявившейся в окварцевании, серицитизации, каолинизации и пиритизации. Окварцованные и аргиллизированные породы образуют на месторождении штокверковую зону субмеридионального простирания, локализованную в сиенит-порфирах и гранитах. Она контролируется разрывными нарушениями с северо-западным падением под углами 35–45°. Золотое оруденение и аметистоносность месторождения Обман связаны с широко проявленной кварцевой минерализацией, развитой в виде вкрапленности, прожилков массивного и шестоватого кварца, отдельных кристаллов и друз, находящихся на стенках пустот, выполненных мелкими обломками пород, каолин-слюдистой глиной. В северной части месторождения окварцованные породы прослежены без перерыва до глубины 1000 м. Кристаллы аметиста развиты в полостях совместно с горным хрусталем и раухтопазом. Размеры полостей достигают 0.7–3.0 м по наибольшему измерению и 0.1–0.8 м по наименьшему. Продуктивная аметистоносная зона занимает центральную часть месторождения. Протяженность зоны составляет 170 м, ширина – от 25 до 45 м. Размер кристаллов аметиста в полостях колеблется от нескольких мм до 6–7 см по длинной оси. Окраска аметистов варьирует от бледно-фиолетовой до густо-фиолетовой с красноватым оттенком. Для месторождения Обман характерна вертикальная и горизонтальная зональность в распределении аметистов в минерализованной зоне [6]. С глубиной содержание аметистов в продуктивной зоне уменьшается, окраска их бледнеет. Также происходит осветление аметистов и уменьшение их концентрации при переходе из сиенит-порфиров во вмещающие их гранитоиды. Все находки аметистов в пределах Нимгерканского узла тяготеют к массивам сиенит-порфиров. Площадь их распространения вытягивается в субмеридиональную полосу протяженностью более 10 км.

Золото в минерализованной зоне месторождения Обман ассоциирует с пиритом и друзовидным кварцем аргиллизитов. В рудах кроме пирита присутствуют в меньших количествах халькопирит, галенит, пироморфит. На месторождении Об-

**Таблица 5.** Химический состав (мас. %) исходных и метасоматических пород Нимгерканского рудного узла

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	76.80	76.00	74.20	71.40	74.90	79.20	65.20	65.60
TiO <sub>2</sub>	0.17	0.10	0.32	0.15	0.06	0.13	0.48	0.41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.33	12.40	11.42	12.70	13.00	10.80	18.50	19.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.35	1.00	2.87	2.73	1.29	2.15	2.03	1.57
FeO	0.79	0.27	1.22	0.33	0.33	0.33	1.65	0.27
MnO	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.08	0.02
MgO	0.24	0.021	0.01	1.00	0.24	0.04	1.00	0.26
CaO	0.57	1.21	0.01	1.00	0.74	0.66	2.90	1.42
Na <sub>2</sub> O	2.50	2.00	0.60	0.58	1.85	2.16	4.50	3.30
K <sub>2</sub> O	6.20	6.93	8.17	7.74	6.93	4.40	3.35	6.40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	–	0.06	–	0.07	0.04	0.03	0.15	0.16
H <sub>2</sub> O	0.20	0.01	0.29	0.85	0.23	1.02	0.02	0.21
CO <sub>2</sub>	–	0.83	–	2.47	0.83	0.06	0.70	1.47
Сумма	100.16	101.04	99.12	101.46	100.46	101.00	100.36	99.98
Основность, кДж	3.1	3.4	7.4	7.7	5.4	2.6	11.0	11.0

Примечание. 1, 2 – архейские граниты, 3 – калишпатовый метасоматит, 4 – карбонат-калишпатовый метасоматит, 5, 6 – каолинит-серицит-кварцевые метасоматиты, 7 – роговообманковый сиенит-порфир, 8 – калишпатизированный роговообманковый сиенит-порфир.

ман был найден самородок золота в форме тонкой и узкой пластинки внутри кристалла горного хрусталя. Эти соотношения указывают на близкое во времени и по условиям образования отложение горного хрусталя и самородного золота в полостях кварцевых жил. Окрашенные разновидности кварца (морион, раухтопаз, аметист) являются более поздними образованиями, чем горный хрусталь. Многие кристаллы дымчатого кварца и аметиста в полостях имеют в корневой части тонкую ножку из горного хрусталя [6]. По данным этих авторов в кристаллах аметиста месторождения Обман встречаются одно- и двухфазовые включения с газовым наполнением. Содержание газов во включениях варьирует от 15 до 100%. Температура гамогенизации флюидных включений в кристаллах аметиста в их основании составляет 210–285°C, в вершине – 135–195°C [2]. Близкие результаты были получены А.С. Таланцевым и В.Н. Рябковым [35] при изучении однотипного с месторождением Обман аметистового месторождения Ватиха, расположенного в аргиллизированных гранитах Мурзинского массива на Среднем Урале. Образование кондиционного аметистового сырья на месторождении они связывают с высокой концентрацией CO<sub>2</sub> в углекислотно-водных включениях в условиях повышенных давлений, составлявших 30–40 МПа и при температурах 110–170°C.

По данным проведенного на месторождении Обман и рудопроявлении Гранитном опробования пирит-кварцевых жил и прожилков, образующих линейные штокверковые зоны, распределение в них концентраций золота весьма неравномерное. Золото-серебряное отношение в рудах колеблется в широких пределах от 0.02 до 0.7.

Характерной чертой геохимического профиля рудоносных метасоматитов нимгерканского типа является высокая концентрация в них золота, серебра, повышенное содержание висмута, свинца и молибдена, деконцентрация вольфрама и большинства сидерофильных элементов (марганца, кобальта, титана, хрома) [44].

Главным минералом золотоаргиллизитовых руд на месторождении Обман является пирит. Он представлен преимущественно кристаллическими выделениями размерами от долей миллиметра до 1 см. Среди кристаллов пирита по форме преобладают пентагондодекаэдры и октаэдры. Статистический индекс форм пирита, рассчитанный по [19] изменяется от +15 до +32, что указывает на малый эрозивный срез месторождения.

В составе окисленных руд месторождения, по данным пробирных анализов бороздовых и керновых проб ( $n = 22$ ), отобранных в приповерхностной зоне (до глубины 12 м), по содержанию золота преобладают бедные руды (73%) при ограниченном распространении рядовых руд (27%). Сходным качеством руд характеризуется Гранитное рудопроявление, расположенное к северу от месторождения Обман. Проведенным на его площади (100 × 60 м) штупным и бороздовым опробованием ( $n = 43$ ) окисленных пирит-кварцевых руд установлено резкое преобладание в их составе бедных руд (91%) при подчиненном развитии – рядовых (9%). Самородное золото из окисленных руд аргиллизитовой формации характеризуется значительными вариациями пробы и широким развитием уплощенных линзовидных, пластинчатых и игольчатых индивидов (табл. 2, 3), что указывает, по [30], на мало-глубинные условия рудоотложения.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Золоторудные метасоматические формации Центрально-Алданского района (гумбеитовая, серицит-микроклиновых метасоматитов, джаспероидная и аргиллизитовая) сформировались в эпоху мезозойской тектоно-магматической активизации Алданского щита. Среди них наиболее ранними по возрасту (150–130 млн. лет) являются пирит-карбонат-калишпатовые метасоматиты гумбеитовой формации, с которыми связаны основные золото-урановые месторождения федоровского и эльконского типов. Они размещаются в протяженных узких крутопадающих зонах (Федоровская, Звездная, Северная, Южная и др.) среди архейских гранитов, гнейсов и кристаллических сланцев. С формацией серицит-микроклиновых метасоматитов (возраст 134–120 млн. лет) в районе ассоциирует золотопорфировый (рябиновский) тип оруденения в щелочных вулcano-плутонических комплексах (Рябиновском, Якокутском, Ыллымахском, Томотском, Мрачном). Апокарбонатные метасоматиты джаспероидной формации (возраст 108–98 млн. лет) вмещают золоторудные месторождения, образовавшиеся в контактовых зонах мезозойских щелочных и субщелочных интрузий с мраморизованными карбонатными породами венда (самолазовский подтип), в зонах послышной и секущей трещиноватости в венд-нижнекембрийских доломитах (лебединский подтип) и на контактах известняков нижнего кембрия с юрскими песчаниками (куранахский подтип). Метасоматиты аргиллизитовой формации по возрасту сопоставимы с джаспероидами. Золотоаргиллизитовое оруденение нимгерканского типа (месторождения Обман, рудопроявления Гранитное и Победа) пространственно приурочено к интрузиям сиенит-порфиров мелового возраста и сопряжено с хрусталеносной и аметистоносной минерализацией. Среди рассмотренных мезозойских золоторудных месторождений Центрально-Алданского района по условиям образования выделены две группы: 1) среднеглубинные (1.8–4.5 км) месторождения федоровского, эльконского и рябиновского типов, самолазовского и лебединского подтипов; 2) малоглубинные (до 1.8 км) месторождения нимгерканского типа и куранахского подтипа.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балакирев В.Г., Киевленко Е.Я., Никольская Л.В. и др. Минералогия и кристаллофизика ювелирных разновидностей кремнезема. М.: Недра, 1979. 149 с.
2. Балицкий В.С., Хетчиков Л.Н., Дороговин Б.А. Некоторые особенности условий образования аметистов // Тр. ВНИИСИМС. Т. XIII. Синтез и экспериментальные исследования. Геология месторождений пьезооптического сырья. 1970. С. 75–82.
3. Бойцов В.Е., Пилипенко Г.Н., Дорожкина Л.А. Модель формирования комплексных золото-урановых месторождений Центрально-Алданского рудного района // Изв. вузов. Геология и разведка. 2006. № 2. С. 23–31.
4. Бойцов В.Е., Пилипенко Г.Н., Солодов Н.А. Месторождения благородных, радиоактивных и редких металлов / Под ред. Л.В. Оганесяна. М.: НИИ-ПРИРОДА, 1999. 220 с.
5. Ветлужских В.Г., Казанский В.И., Кочетков А.Я., Яновский В.М. Золоторудные месторождения Центрального Алдана // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44, № 6. С. 467–499.
6. Гадиятов В.Г., Маршинцев В.К. Цветные камни Якутии и их месторождения. Екатеринбург: Банк культурной информации, 2000. 328 с.
7. Дворник Г.П. Типоморфизм золота из кварц-сульфидных руд золото-джаспероидного месторождения // Геология, поиски и разведка рудных и нерудных месторождений полезных ископаемых: Межвуз. науч.-тема. сб. Свердловск: СГИ, 1989. С. 57–60.
8. Дворник Г.П. Серицит-микроклиновые метасоматиты и золото-меднопорфировое оруденение в калиевых щелочных массивах // Геология метаморфических комплексов. Екатеринбург: УГИ, 1992. С. 108–120.
9. Дворник Г.П. Серицит-микроклиновые метасоматиты и золоторудная минерализация Мрачного щелочного массива (Алданский щит) // Научные основы и практика разведки и переработки руд и техногенного сырья с извлечением благородных металлов: тр. Междунар. научно-техн. конф. Ч. 1. Екатеринбург: УГГА, 2002. С. 31–38.
10. Дворник Г.П. Метасоматиты и золоторудная минерализация Томотского щелочного массива и его ближайшего обрамления (Алданский щит) // Изв. УГГУ. Сер. Геология и геофизика. Вып. 19. Екатеринбург. 2004. С. 119–127.
11. Дворник Г.П. Метасоматические формации и золотое оруденение Центрально-Алданского района // Эндеогенное оруденение в подвижных поясах (XIII Чтения памяти А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 125–128.
12. Дворник Г.П. Серицит-микроклиновые метасоматиты и золотопорфировое оруденение Нового месторождения (Алданский щит) // Вестник Уральского отделения РМО. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. № 5. С. 15–27.
13. Дворник Г.П. Распределение содержания золота, серебра и урана в рудах Лунного месторождения (Алданский щит) // Научные основы и практика переработки руд и техногенного сырья: мат-лы Междунар. научно-техн. конф. Екатеринбург: Форм Диалог-Исеть, 2008. С. 328–333.
14. Дворник Г.П. Серицит-микроклиновые метасоматиты и золотое оруденение Рябиновского рудного поля (Алданский щит) // Литосфера. 2009. № 2. С. 56–66.
15. Дворник Г.П. Морфометрическая характеристика золоторудных тел и изменчивость качества руд Рябиновского поля (Алданский щит) // Изв. вузов. Геология и разведка. 2010. № 2. С. 36–40.
16. Дворник Г.П. Метасоматические процессы и золото-джаспероидное оруденение в карбонатных породах Центрально-Алданского района // Современные технологии освоения минеральных ресурсов. Вып. 8. Мат-лы 8-й Междунар. науч.-техн. конф. / Под общ.

- ред. В.Е. Кислякова. Красноярск: ИПК СФУ, 2010. С. 4–11.
17. Дворник Г.П., Кискин В.А. Минеральные ассоциации, морфология и состав самородного золота из окисленных руд месторождений Нижнеякоитского поля (Алданский щит) // Южная Якутия – новый этап индустриального развития: мат-лы Междунар. научно-практ. конф. Ч. 1. Нерюнгри: Изд-во Технического института, 2007. С. 127–132.
  18. Дворник Г.П., Угрюмов А.Н., Балахонов В.С. Геологическое строение, метасоматиты и золотоджаспероидное оруденение Томмотского месторождения // Научные основы и практика разведки и переработки руд и техногенного сырья с извлечением благородных металлов: тр. Междунар. науч.-практ. конф. Ч. 1. Екатеринбург: УГГГА, 2002. С. 39–48.
  19. Евзикова Н.З. Поисковая кристалломорфология. М.: Недра. 1984. 120 с.
  20. Загрузина И.А., Голубчина М.Н., Кочетков А.Я. и др. Изотопный состав серы сульфидов в щелочном массиве Центрального Алдана // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271, № 2. С. 405–407.
  21. Загрузина И.А., Голубчина М.Н., Миронюк Е.П. и др. Изотопный состав серы сульфидов некоторых золоторудных районов месторождений зоны БАМ // Записки ВМО. 1980. Вып. 3. С. 290–300.
  22. Казанский В.И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М.: Недра, 1972. 240 с.
  23. Казанский В.И. Уникальный Центрально-Алданский золото-урановый рудный район // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46, № 3. С. 195–211.
  24. Ким А.А. Минералого-геохимические особенности оруденения одного из щелочных массивов Центрального Алдана // Минералого-геохимические особенности рудных месторождений Восточной и Южной Якутии. Якутск: Якутский филиал СО АН СССР, 1981. С. 93–108.
  25. Константинов М.М. Золоторудные провинции мира. М.: Научный мир. 2006. 358 с.
  26. Кочетков А.Я. Мезозойские золотоносные рудно-магматические системы Центрального Алдана // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 7. С. 850–864.
  27. Кочетков А.Я., Пахомов В.Н., Попов А.Б. Магматизм и метасоматизм Рябиновского рудоносного щелочного массива (Центральный Алдан) // Магматизм медно-молибденовых рудных узлов. Новосибирск: Наука, 1989. С. 79–110.
  28. Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование (геохимические аспекты). М.: Наука, 1979. 264 с.
  29. Николаева Л.А., Яблокова С.В. Типоморфные особенности самородного золота и их использование при геологоразведочных работах // Руды и металлы. 2007. № 6. С. 41–57.
  30. Петровская Н.В. Самородное золото (общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса). М.: Наука, 1973. 347 с.
  31. Петросян Л.В., Фирсова О.П. Особенности гидротермального изменения вмещающих пород в зонах с золотосульфидной минерализацией на Центральном Алдане // Минеральное сырье. Вып. 22. М.: Недра. 1970. С. 156–172.
  32. Попов Н.В., Шапорина М.Н., Амузинский В.А. и др. Металлогения золота Алданского щита // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 5. С. 716–728.
  33. Прокофьев В.Ю. Геохимические особенности рудообразующих флюидов гидротермальных месторождений золота различных генетических типов (по данным исследования флюидных включений). Новосибирск: Наука, 2000. 192 с.
  34. Сазонов В.Н., Коротеев В.А. Основные золотопродуктивные и сопутствующие метасоматические формации Урала (геологическая позиция, зональность, минералогическая, химическая и текстурно-структурная трансформация эдуктов и прогностическое значение). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. 161 с.
  35. Таланцев А.С., Рябков В.Н. Генезис аметистовой минерализации на месторождении Ватиха (Средний Урал). Свердловск: УрО АН СССР, 1989. 58 с.
  36. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республика Саха (Якутия). М.: Наука, 2001. 571 с.
  37. Угрюмов А.Н. Джаспероидные месторождения золота (геология, условия размещения и формирования). Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Т. 1. Екатеринбург: УГИ, 1993. 620 с.
  38. Угрюмов А.Н., Дворник Г.П. Щелочные рудоносные метасоматиты Рябинового массива (Алданский щит) // Советская геология. 1984. № 9. С. 84–94.
  39. Угрюмов А.Н., Дворник Г.П. Серичит-микроклиновые метасоматиты Рябинового массива (Алданский щит) // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280, № 1. С. 191–193.
  40. Угрюмов А.Н., Дворник Г.П. Поисковое значение минеральных и текстурно-структурных особенностей золотоносных джаспероидов // Геология, поиски и разведка рудных и нерудных месторождений полезных ископаемых Урала: Межвузовский научный тематический сборник. Свердловск: СГИ, 1986. С. 13–19.
  41. Угрюмов А.Н., Дворник Г.П. Рудоносные водородно-калиевые метасоматиты в мезозойских щелочных массивах Центрального Алдана // Геология и геохимия рудоносных магматических и метасоматических формаций зоны Малого БАМа. Якутск: Якутский филиал СО АН СССР, 1986. С. 31–48.
  42. Угрюмов А.Н., Дворник Г.П. Метасоматические формации и золотая минерализация в рудном районе мезозойской тектоно-магматической активизации // Известия УГГГА. Серия: Геология и геофизика. Вып. 10. Екатеринбург, 2000. С. 119–128.
  43. Угрюмов А.Н., Дворник Г.П., Балахонов В.С. Метасоматическая зональность и золотое оруденение Колтыконского рудного поля (Алданский щит) // Геология метаморфических комплексов: Межвуз. науч.-темат. сб. / Отв. редактор Г.А. Кейльман. Екатеринбург: УГИ, 1991. С. 67–75.
  44. Угрюмов А.Н., Дворник Г.П., Балахонов В.С. Позднемезозойские метасоматиты и золотое оруденение Нимгерканского рудного узла (Алданский щит) // Изв. УГГГА. Сер. Геология и геофизика. Вып. 8. Екатеринбург, 1998. С. 99–104.
  45. Угрюмов А.Н., Дворник Г.П., Балахонов В.С. О поисках золоторудных месторождений, сопряженных с аргиллизитами, хрусталеносными и аметистоносными зонами // Проблемы разведки, добычи и обогащения руд благородных металлов и техногенного сырья: тр. Междунар. науч.-техн. конф. Екатеринбург: УГГГА, 2000. С. 75–77.
  46. Угрюмов А.Н., Угрюмов А.Н., Минигулов И.М. Первичная зональность одного из золоторудных месторождений Центрального Алдана // Геология, поиски и разведка рудных месторождений: Межвуз. сб. Иркутск: ИГУ, 1979. С. 142–156.
  47. Четвериков Л.И. Основы геокинематики // Тр. НИИ геологии Воронежского госуниверситета. Вып. 22. Воронеж: ВГУ, 2004. 120 с.

Рецензент О.Н. Грязнов

## Gold ores metasomatic formation in Central Aldan region

G. P. Dvornik

*Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS*

Four Mesozoic gold ores metasomatic formation: gumbaites, sericite-microcline metasomatites, jasperoides and argillizites are spread over Central Aldan region. Gumbaites formation is the carbonate-K-feldspar metasomatites, contained gold-uranium mineralization of fedorovskii and elkonskii types, forms lengthy narrow steep zones (Fedorovskaya, Star, Northern, Southern and others) in the eastern part of the region among Archean granites, gneisses and crystalline shales. Sericite-microcline metasomatites with associated gold porphyry ore mineralization of ryabinovskii type are located inside alkaline volcano-plutonic complexes (Ryabinovskii, Yakokutskii, Ylymakhskii, Tommotskii, Mrachny). Gold ores deposit of jasperoid formation are presented by piles and veins, formed in the contact zones of alkaline and subalkaline intrusions with Vendian marbleized carbonates (samolazovskii subtype), in the fissuring zones of Vendian–Low Cambrian dolomites (lebedinskii subtype) and on the contact Jurassic sandstone with Low Cambrian limestone (kuranakhskii subtype). Metasomatites of gold-argillizite formation are developed in the western part region within Nimgerkanskii ores unit. Gold mineralization nimgerkanskii type is timed for argillized syenite-porphyry intrusions and associated with crystal and amethyst mineralization.

*Key words: Aldan shield, Mesozoic, gumbaites, sericite-microcline metasomatites, jasperoids, argillizites, gold mineralization.*