

ОПЫТ КЛАССИФИКАЦИИ РУДОНОСНЫХ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПОРОД ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА

В.Е. Кириллов

*Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 680000,
e-mail: Kirillovve@mail.ru*

Поступила в редакцию 17 декабря 2006 г.

Настоящая работа систематизирует имеющиеся фондовые, литературные данные и полученные автором результаты исследований рудоносных метасоматитов на территории восточной части Алдано-Станового щита с их типизацией по формационной и фациальной принадлежности. Приводятся данные о возрасте, закономерностях структурной локализации, особенностях минерального состава, металлогенической специализации и генезисе рудоносных формаций, рассмотрены закономерности их пространственного размещения.

Ключевые слова: метасоматиты, рудоносность, классификация, Алдано-Становой щит.

ВВЕДЕНИЕ

В ходе последних этапов металлогенических исследований (с 80-х годов прошлого века) с участием многих производственных и научных организаций России был накоплен обширный материал по результатам изучения гидротермально-метасоматических пород (ГМП) Алдано-Станового щита (АСЩ), значительно уточняющий и дополняющий данные проведенных ранее исследований. Так, были выявлены новые типы гидротермальных изменений (например, аргиллизиты и березиты докембрия, инфильтрационные скарны, эйситы, гумбеиты), установлен возраст образования ГМП, уточнены их формационная и фациальная принадлежность, особенности локализации, структурного положения и геохимическая специализация.

Согласно минерагеническому районированию [3], район входит в Восточно-Алданскую и Становую области Алдано-Становой минерагенической провинции.

Исследуемый материал по району отбирался из рудных месторождений и проявлений Au и Ag (Кет-Капская, Джугджурская, Северо- и Южно-Становая структурно-минерагенические зоны), урана (весь рассматриваемый регион), редкоземельно-редкометалльных месторождений (Улканский, Арбарастахский, Ингилийский рудные районы), рудопроявлений бора, полиметаллов и меди (Джугджурская зона), месторождений бария и меди (Учурский прогиб). Таким образом, была использована информация по всем наиболее значимым рудным объектам востока

АСЩ (20 месторождений различного ранга, более 30 крупных рудопроявлений, множество проявлений).

Из аналитических методов изучения ГМП автором привлекались рентгеновские исследования (в том числе глинистых) минералов, изучение шлифов прозрачных, комбинированных; количественный и полуколичественный анализ содержаний элементов. Для решения частных вопросов привлекались данные микронзондового анализа, определения температур образования минералов и состава микровключений, состава стабильных изотопов, петрохимический и другие виды анализов. Для исследования возраста руд привлекались изотопно-свинцовые методы, в меньшей степени К/Ar и Rb/Sr.

Целью настоящей работы является систематизация ГМП региона, что является актуальной задачей, решение которой существенно увеличивает эффективность поисковых, разведочных и прогнозных работ. Определяющее значение имеет обоснованное выделение метасоматических формаций, концентрирующих рудные элементы, и установление факта их геохимической специализации для района.

Под метасоматической формацией, вслед за Б.И. Омеляненко [36], автор понимает “совокупность метасоматических пород, характеризующихся рядом статистически устойчивых признаков, которые выдерживаются в пределах крупных рудоносных провинций и повторяются в сходных геологических условиях в других районах”. К устойчивым признакам относятся: 1) минеральный и химический состав; 2) место в истории геологического развития

района; 3) связь с определенным типом магматизма; 4) ассоциация с тем или иным типом оруденения; 5) условия локализации и закономерности строения метасоматических тел.

Фации метасоматитов и рудные формации [26, 28, 38, 43 и др.] выделены на основе первого доминантного признака, исходя из определяющей роли минеральных ассоциаций и условий их развития, с учетом остальных вышеперечисленных признаков.

Как результат исследований измененных пород, учитывающих типизационные признаки формационной принадлежности, ниже предлагается классификация ГМП юго-востока АСЦ (табл.), где рассмотрены основные формации и фации ГМП и связанные с ними рудные формации.

ФОРМАЦИИ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ И ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД

Геологическое строение и тектоника района рассматривается в ряде обобщающих работ [5, 12, 15, 40, 45 и др.].

Алдано-Становой щит является основным структурным элементом фундамента юго-востока Сибирской платформы. В пределах рассматриваемого района он подразделяется на несколько структурных единиц: Алданскую гранулит-гнейсовую область (ГГО) (Восточно-Алданский блок) и Батомгскую и Становую гранит-зеленокаменные области (ГЗО).

Среди распространенных на востоке АСЦ метасоматических формаций выделяется несколько групп, проявившихся в ряде минерагенических эпох: 1) AR и PR₁ возраста (3400–3200, 2200–1700 млн лет), связанные с гранитоидным магматизмом глубоких зон ультраметаморфизма (скарны, кремне-щелочные метасоматиты) и сопряженными с ними зонами стресс-метаморфизма (диафториты). Образование этого возраста ассоциированы с геодинамическими процессами, сопровождающими амальгамацию раннедокембрийских террейнов в единый крупный континентальный блок [40, 45]; 2) PR₁ возраста (1670–1720 млн лет), связанные с гранитоидным магматизмом (пегматиты, кварц-полевошпатовые метасоматиты, грейзены); 3) PR₂ возраста (1050–1300 млн лет) вне видимой связи с магматическими образованиями (эйситы, березиты и аргиллизиты), проявившиеся преимущественно в наложенных структурах (протерозойские терригенные и вулканогенные впадины); 4) позднерифейского возраста (760–800 млн лет), связанные с интрузиями сиенитов-щелочных ультрабазитов (фениты, карбонаты). Перечисленные образования протерозойского

возраста PR₁-PR₂ связаны с рифтогенными процессами на территории Восточно-Алданского блока; 5) MZ возраста (110–130 млн лет), ассоциированные с вулканизмом и магматизмом зон активных континентальных окраин (скарны, вторичные кварциты, березиты, аргиллизиты, кварц-полевошпатовые метасоматиты) [6, 12, 40, 45 и др.]. Зоны проявления метасоматоза различного типа показаны на рисунке.

Формации архейского и архей-протерозойского возраста, связанные с гранитоидным магматизмом глубоких зон ультраметаморфизма

Из наиболее древних формаций района, связанных с гранитоидным магматизмом, отмечаются скарны, кремне-щелочные метасоматиты и, предположительно, диафториты, проявленные в метаморфических образованиях. Относительно центров гранитизации проявлена следующая зональность: скарны в непосредственной близости от гранитоидов, кварц-полевошпатовые метасоматиты в близости и на некотором удалении (первые километры), диафториты на периферии. Удаленность диафторитовых метасоматитов объясняется отгоном изменяющих гидротерм термоаномалиями в области объемно проявляющейся гранитизации [29].

Формация скарнов архейского возраста встречается на востоке АСЦ редко. На Хайканском проявлении (Идюмо-Хайканский блок) эндоскарнирование проявилось в аляскитовых гнейсо-гранитах нюкелинского комплекса; экзоскарнирование – в пироксеновых кристаллосланцах с горизонтами мраморов и кальцифиров.

В эндоскарновых зонах апатитовой фации главным минералом является фторapatит (80–90 %), к второстепенным относятся микроклин, плагиоклаз, кварц, гидрогоматит, ортит, циркон, сфен, диопсид, флюорит.

Для экзоскарнов диопсид-apatит-кальцитовая фации характерны диопсид (45–50 %), фторapatит, кальцит; к второстепенным минералам относятся гематит, биотит, ортит; к аксессуарным – андрадит, флюорит, хлорит, пирит, магнетит и гидрогоматит.

Оба типа скарнов характеризуются отсутствием макрозоональности.

С апатитом эндоскарнов связаны высокие концентрации Th, Ce, La, Y, Gd (0.n–n %). В экзоскарнах в аномальных, но несколько меньших концентрациях, отмечаются те же элементы. Для них же характерны высокие содержания Pt (0.3 г/т), Cr и Ni. Апатит скарнов обогащен стронцием.

Существенно диопсидовые скарноиды PR₁ с неустановленными перспективами рудоносности

Таблица. Рудоносные гидротермально-метасоматические формации востока Алдано-Станового щита.

Геологический возраст (в млн лет)	Генетически (парагенетически) родственный магматич. комплекс	Генетический тип продуцирующей системы	Гидротермально-метасоматическая формация	Фации гидротермально-измененных пород и сопровождающая жильная минерализация	Металлогеническая специализация	Рудная формация	Пример (рудный объект)	
1	2	3	4	5	6	7	8	
<i>Восточно-Алданская минерагеническая область, Джугджурская зона</i>								
K ₂ (96–64)	Джугджурский	Плутоногенный	Магнетит-суанит-ссайбелиитовая			Боратовая суанитовая	Алдома, Нагданья	
			Магнезиальных бороносных скарнов	Людвиговитовая		B (Cu, Fe, Zn, Pb,	Боратовая магнетит-людвиговитовая	Людвиговитовое Верхнее
				Котоит-людвиговитовая		Sn, Ge, Mo, Co)	Боратовая котоитовая	Гоночан
				Аксинит-датолитовая			Боросиликатная аксинит-датолитовая	Малокомуйское рудное поле
			Скарнов	Гранатовая, гранат-пироксеновая		Cu (Zn, Pb)	Меднорудная скарновая	Малокомуйское
			Березитов	Кварц-серицит-гидрослюдистая (кварц-флюоритовые, кварцевые, кварц-сульфидные жилы)		Cu (Au)	Медно-порфировая	Челасин, Ньюку
Au, Ag (Cu)	Золото-серебряная	Авлякан, Аркай, Овланжа, Мал. Сектали						
Грейзенов	Кварц-мусковитовая		Mo	Молибденит-кварцевая	Проявления в гранитах			
K ₂ (76–70)	Тунумский	Вулканогенно-плутоноген.	Вторичных кварцитов	Серицитовая, андалузит-серицитовая, адуляровая, диаспор-диккитовая	Al	Глиноземистых вторичных кварцитов	Киранкан, Наледный, Малыш, Бургале	
K ₂ (96–64)	Джугджурский		Пропилитов	Эпидот-хлоритовая, хлорит-карбонатная	Cu (Au, Zn, Pb, Ag)	Медно-порфировая	Бургале, Кума, Кундumi	
<i>Восточно-Алданская минерагеническая область, Кет-Капская зона</i>								
J ₃ -K ₁ (137–100)	Алданский	Вулканогенно-плутоногенный	Кварц-полевошпатовых метасоматитов	Кварц-альбитовая		Au	Полевошпат-золоторудная	Догуйан, Аляска, Кварцевое
				Эгирин-авгит-полевошпатовая		Th, TR	Редкоземельно-редкометаллическая	Безымянка
			Скарнов	Эпидот-пироксен-гранатовая		Au (Cu, Ag, Zn, Pb)	Золото-сульфидная скарновая, скарново-золото-халькопиритовая	Клин, Виктория, Скарновое
				Диопсид-волластонитовая		Au (Cu)	Сульфидно-флюоритовая	Рябиновое
			Березитов	Кварцевые жилы		Au	Кварцево-золоторудная	Крутое, Виктория
			Аргиллизитов	Каолинитовая		Au (Cu)	Золото-сульфидная	Комсомольская залежь
Кварц-гематитовых гидротемалитов	Кварц-гематит-гетитовая		Au	Золоторудная кварц-гематитовая	Улахан, Оленек, Холболух			
PR ₂ (1324–1050)	Гарындинский (?)	Полигенный	Аргиллизитов	Гематит-иллитовая Флюоритовые, кварц-флюорит-бертрандитовые жилы	Ta, Nb, TR, (U, Th)	Уран-редкометаллическо-редкоземельная	Красная Горка	

Таблица. (Продолжение).

1	2	3	4	5	6	7	8		
PR ₂ (1324–1050)	Гарындинский (?)	Политенный	Аргиллизитов	Иллит-смешаннослойная	Be (F)	Флюорит-берtrandитовая	Берtrandитовое		
				Гидросерицитовая	Ba (Cu, Mn)	Кальцит-баритовая	Адаргай		
				Гидросерицитовая, серицит-роскоэлитовая	U (Mo, Ag)	Уран-молибденовая	Элгэгэ		
			U (Mo, Ag)		Уран-молибденовая	Топорикан			
			Au (Ag)		Кварцево-золоторудная				
			Березитов	Гидросерицитовая, серицит-роскоэлитовая, альбит-апатитовая	U (Mo, Ag)	Уран-молибденовая	Месторождения зоны Широтной		
Au (Ag)	Кварцево-золоторудная	Конкули							
U, V, Zn	Уран-ванадиевая								
U, TR	Уран-редкометалльная	Тангукта, Боковое							
		Кварц-адуляровая	TR, Ta, Nb	Редкоземельно-редкометалльная	Проявления зоны Южно-Учурского разлома				
		Альбитит-рибекит-эгириновая, альбит-калишпатовая, калишпатовая. Кварц-хлорит-гематит-сульфидные, гельвиндиопсид-пироксмангитовая жильные стадии.	TR, Zr, Nb, Ta, Hf, Be, Zn, (U, Th, Li, F)	Редкометалльная альбититовая, редкоземельно-бериллиевая, цинк-бериллиевая, бериллий-сульфидная	Бириндя, Бугундя, Улкан, Гельвиновое, Южное, Эталон, Сев. Ныгваган, Сфалеритовое Эвклазовое				
PR ₁ (?)	Элгэгэйский (?)	Плутоногенный (?)	Гумбеитов	Кварц-альбит-рибекит-эгириновые	TR, Ta, Nb	Редкоземельно-редкометалльная	Эталон, Малое		
PR ₁ (1670–1728)	Ныгваганский	Плутоногенный	Кварц-полевошпатовых метасоматитов (фельдшпатитов)	Микроклин-альбит-рибекит-эгириновая	Be, Zr, Y, Hf	Бериллий-цирконий-тантал-ниобиевая (редкометалльных пегматитов)	Бириндинское рудное поле		
							Щелочных гидротермалитов	Астрофиллит-рибекитовая, эгирин-альбит-микроклиновая	Be, Zr, Nb, Ta
			Фенитов	Кварц-(топаз)-биотитовая	Nb, Sn, W		Перевальное, Извилистое, Грейзеновое		
			Щелочногранитных пегматитов и штокшайдеров	Кварц-протолитионитовая	Li, F	Литиевая	Слюдяное, Ключ		
			Лейкограниты улканского комплекса	Грейзенов		Биотит-графитовая	C	Графитовая	Топорикан
						Биотит-графитовая	C	Графитовая	Топорикан
PR ₁	Идюмский (?)	Метаморфогенно-гидротермальный	Диафторитов	Альбититовая	Nb, Ta, U	Редкометалльная альбититовая	Арбарастах		

Опыт классификации рудоносных метасоматических

Таблица. (Окончение).

1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Восточно-Алданская минерагеническая область, Батомгский блок</i>							
PR ₂ (728)	Ингилийский	Плутоногенный	Карбонатитов Фенитов Альбититов	Кальцит-доломит-кобейтовая Апатит-канкринитовая Альбититовая	Zr, Nb, Ta, Ce, U, Th	Редкоземельно-редкометаллическая карбонатитовая	Ингили
PR ₁	(?)	Метаморфогенно-гидротермальный	Диафторитов	Серицит-хлоритовая, кварц-эпидот-актинолитовая, кварц-силлиманитовая	Au	Золото-кварцевая диафторитовая	Проявления Батомгского блока
<i>Становая минерагеническая область</i>							
K ₂	Ираканский	Вулканогенно-плутоногенный	Кварц-полевошпатовых метасоматитов	Барит-кварц-полевошпатовая	Ag (Au, Pb, Zn)	Барит-сульфидная	Моготское
K ₁ (130–80)	Сэгангринский		Аргиллизитов	Иллит-монтмориллонитовая, каолинит-монтмориллонитовая	U (Mo, As)	Уран-молибденовая	Сутамское
K ₁ (135–100)	Бомнский		Вторичных кварцитов	Алунитовая, диаспоровая	Al	Глиноземистых кварцитов	Эджаму
K ₁ (137–94)	Ираканский, токсико-сиваканский, бомнакский		Березитов	Серицитовая, альбит-карбонат-серицитовая, карбонат-серицит-кварцевая. Кварцевые, кварц-сульфидные, кварц-баритовые, магнетит-кварцевые, кварц-флюоритовые жилы	Au (Ag, Mo, Pb, Bi, Cu, W, Fe, Zn)	Золото-кварц-сульфидная, золото-серебро-сульфидно-кварцевая, золото-кварц-халцедоновая	Колчеданный Утес, Гарган, Дельберга, Садаракское, Приискский, Промежуточное, Геофизическое
				Серицит-гидрослюдистая. Цеолитовые жилы	U	Урановая	Пакчи, Унин
PR ₁ , PR ₂	Древнестановой, позднестановой	Метаморфогенно-гидротермальный	Диафторитов и связанных с ними метасоматитов	Эпидотовая	U	Урановая	Июньское, Береговое
				Хлорит-серицит-альбит-карбонатная. Кварц-сульфидные, кварц-карбонатные жилы	Au (Ag, Mo, Pb)	Золото-кварцевая диафторитовая, молибденовая	Лапри, Золотая Гора, Западное, Курбатовское, Новая Аляска
				Графит-хлорит-серицитовая	U (Au, As)	Урановая	Сугджар
PR ₁ (2000–1700)		Плутогенный	Кремне-щелочных метасоматитов	Гранат-магнетитовая, магнетит-куммингтонитовая	Fe (Au)	Железорудная диафторитовая	Ландыш, Сугджарское
				Кварц-альбитовая	U, Th, (TR)	Торий-уран-редкоземельная	Проявления Джелтулакской зоны
				Кварц-микроклин-альбитовая			Джелтулакское, Кавли
				Кварц-плагноклаз-ортоклазовая			Джигда

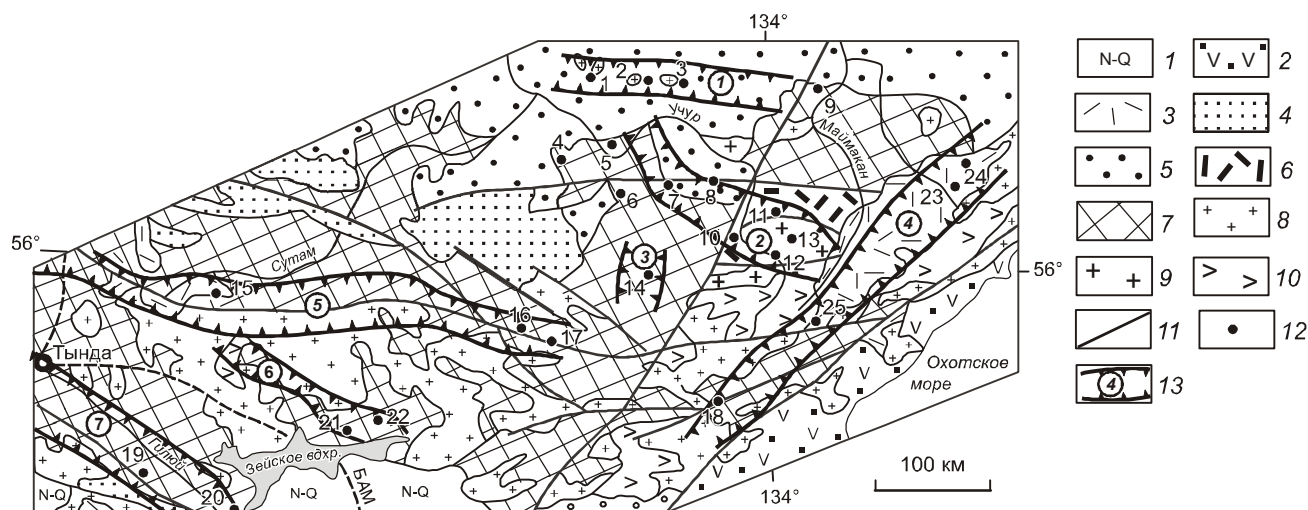


Рис. Схематическая карта размещения основных структурно-минералогических зон на востоке АСЦ.

1 – неоген-четвертичные отложения, 2 – вулканогенно-осадочные образования, К; 3 – вулканиты кислого и среднего состава, К; 4 – терригенные образования, J; 5 – терригенные и карбонатные образования, PR₂; 6 – вулканиты, PR₁; 7 – метаморфические образования, AR; 8 – гранитоиды, К; 9 – гранитоиды, PR₁; 10 – анортозиты, PR₁; 11 – наиболее крупные разломы; 12 – месторождения и рудопроявления; 13 – структурно-минералогические зоны: 1 – Кет-Капская, 2 – Учуро-Улканская, 3 – Тырканская, 4 – Преддзугджурская, 5 – Северо-Становая, 6 – Брянтино-Сугджарская, 7 – Желтулакская. Месторождения: 1 – Комсомольская залежь, 2 – Крутое, 3 – Рябиновое, 4 – Арбарастах, 5 – Сынньяр, 6 – Хайкан, 7 – Конкули, 8 – Адаргай, 9 – Элгэтэ, 10 – Топорикан, 11 – Широшный, 12 – Тангукта, 13 – Бугундя, 14 – Тавитчак, 15 – Сутамское, 16 – Пакчи, 17 – Унин, 18 – Колчеданный утёс, 19 – Кавли, 20 – Дзигда, 21 – Береговой, 22 – Гарган, 23 – Овланжа, 24 – Алдома, 25 – Авлаякан.

встречаются в юго-восточной части Становой ГЗО. Аналогичные вышеописанным, существенно диопсидовые апатитсодержащие скарны широко встречаются в центральной части Алданского щита, где с ними связаны месторождения железа и флогопита [32].

Формация кремне-щелочных метасоматитов генетически связана с субщелочными гранитоидами завершающих фаз PR₁ гранитизации (поздне-становой, идюмский комплексы). Метасоматиты PR₁ распространены на всей территории АСЦ, контролируются крупными зонами разломов AR-PR₁ времени заложения: в Зее-Бургалинской (Желтулакской) зоне – запад-северо-западного простирания (месторождения урана Дзигда, Кавли и др. [39]), Сугджарской зоне – северо-западного простирания (рудопроявления урана Береговое и Сугджарское), в пределах Идюмо-Хайканского и Тырканского блоков АСЦ (U-TR рудопроявление Сынньяр, Хайкан и др.) в ареалах гранитизации – северо-западного, северо-восточного и субширотного простираний.

Возраст кремне-щелочных метасоматитов уран-свинцовым методом оценен в 1.9–2.2 млрд лет (материалы Таежного ПГО).

В типовой парагенезис кремне-щелочных метасоматитов входят кварц и полевые шпаты, в качестве

второстепенных присутствуют биотит, мусковит, апатит, роговая обманка, рудных – циркон, уранинит, давидит, браннерит, ураноторит, торит, оранжит, торугуммит, периклаз, ксенотим, чевкинит, монацит, церианит, ортит, тугариновит. Состав метасоматитов невыдержанный, вариации в количестве минералов значительны. Существует зависимость состава метасоматитов от типа вмещающих пород. Так, в основных породах развиваются существенно плагиоклазовые разновидности, в кислых – существенно кварцевые и микроклиниты.

Кремне-щелочные метасоматиты подразделены на несколько фаций (табл.). Характеризуются преимущественно урановой (до нескольких десятков %), Th и TR специализацией (Y, Yb, Be, La – 0.п %), а также повышенными содержаниями Mo, Pb и Cu.

Диафторитовая формация в пределах востока АСЦ изучалась многочисленными исследователями, однако вопросы, связанные с ее генезисом и рудоносностью, до сих пор являются слабоизученными.

Диафториты распространены преимущественно в пределах Становой и Батомгской ГЗО, реже в центральной части щита. Особенно широко они встречаются в пределах центральной и восточной частей Станового мегаблока, где образуют протяженные (сотни километров) линейные ареалы, контролируемые глу-

бинными тектоническими нарушениями – Становым разломом, Джелтулакской и Сугдjarской зонами разломов и смятия в “троговых” комплексах PR_1 .

С диафторитами связаны многочисленные проявления Au (Одолго, Ледяное, Золотая Гора и др.), полиметаллов (Курбатовское) и U (Июньское, Береговое и др.).

Диафториты формируются в режиме смятия и стресс-метаморфизма в зонах с меняющимся тектоническим режимом, на границах крупных блоков. Зоны смятия могут быть как крутопадающими (Моготский район, Становой разлом), так и пологими, шарьяжно-надвигового типа (Сугдjarский район и Чогарский блок). Часто диафториты контролируются теми же зонами разломов, что и кремне-щелочные метасоматиты. Судя по минеральным парагенезисам, они образовались при кислотном выщелачивании, которое сменило щелочную стадию изменений.

К настоящему времени принято считать, что диафторез проходил в два этапа: средне- до низкотемпературных диафториты (актинолит-биотитовые, мусковитовые, углеродистые, часть хлорит-эпидотовых, серицитовых) связаны с PR регрессивным метаморфизмом и ультраметаморфизмом (2200–1900 млн лет), а более низкотемпературные кварц-серицитовые, хлоритовые – с мезозойским прогрессивным метаморфизмом (160–125 млн лет), ассоциированным со становлением гранитоидных интрузий наиболее объемного в СГЗО тындинско-бакаранского комплекса [24, 25, 28].

Среди диафторитов выделяется несколько фаций, к основным из которых относятся: 1) метасоматиты “зеленосланцевого” типа, состоящие из серицита, хлорита, актинолита, карбоната, эпидота, кварца, альбита (с уранинитом, настураном, пентландитом, халькопиритом, молибденитом и др.); 2) кварц-серицитовые диафториты с кордиеритом, силлиманитом, дистеном по породам повышенной глиноземистости (с золотом, настураном, молибденитом, халькопиритом, галенитом). Как фациальные разновидности диафторитов рассматриваются: 1) магнетитовые, гранат-магнетитовые кварциты; 2) тремолитовые, актинолитовые, антофиллитовые, с примесью кварца и граната, реже ставролита, дистена, шпинели; 3) дистеновые, рутил-мусковит-дистеновые; 4) эпидотовые, карбонатные метасоматиты, 5) графитовые кварциты, графитовые метасоматиты с тунгстенинитом, рутилом, ильменитом, самородным свинцом, платиноидами. В.Д. Мельников [28] включает в формацию ассоциирующиеся с ней гидротермалиты (кварцевые, кварц-полевошпатовые, сульфидно-кварцевые, кварц-дистеновые и крокидолит-асбестовые жилы).

Состав диафторитов заметно зависит от состава эдуктов. Изменения протерозойского возраста про-

изводились метаморфогенными гидротермальными растворами, поступающими из нижнепротерозойских терригенных пород, мезозойские изменения вызывались постмагматическими растворами. Диафторитовые метасоматиты отличаются латеральной неоднородностью, что отражает их дифференциацию по термодинамическим режимам.

Рудная минерализация, которая находится или в рассеянном состоянии, или ассоциируется с кварцевыми жилами, сопутствует только зеленосланцевой, графит- и магнетитсодержащим фациям диафторитов. Геохимическая специализация зеленосланцевых диафторитов – Au, Mo, U и халькофильные элементы, углеродистых метасоматитов – Ni, Cu, Pb, Mo, As, Ag, Au, U, элементы платиновой группы [21, 28].

Диафториты востока АСЦ по условиям локализации, минеральному составу и геохимической специализации аналогичны измененным породам Северного Забайкалья, США (Колорадо) и района месторождения Колар в Индии [28].

Формации, связанные с магматогенными системами ранне- и позднепротерозойского возраста

Формации фенитов, кварц-полевошпатовых метасоматитов (фельдшпатитов), щелочных гидротермалитов, щелочных пегматитов широко развиты в пределах Улканского вулканогенного прогиба PR_1 , где генетически связаны с интрузиями гранитоидов повышенной щелочности и особенно со щелочными рибекит-астрофиллитовыми гранитами [13, 35]. Щелочные пегматиты и фениты образуют ареалы в экзоконтактных зонах массивов гранитов. Фельдшпатиты и щелочные гидротермалиты встречаются в ареалах развития щелочных гранитоидов или непосредственно в последних. Перечисленные метасоматиты, сопровождающие их кварц-хлорит-гематит-сульфидные, гельвин-диопсид-пироксмангитовые жилы и грейзены образуют единый генетический ряд связанных между собой образований, контролирующихся крутопадающими зонами нарушений северо-восточного, ортогонального и северо-западного направлений. Наиболее крупной структурой, определяющей размещение большей части ореолов метасоматитов, является Улканский разлом северо-западного простирания в центральной части Улканского плутона на отрезке протяженностью около 40 км, шириной 3–6 км.

Редкоземельно-редкометалльная рудная минерализация отмечается во всех типах метасоматитов, пегматитов и гидротермалитов [9, 13, 14, 33, 34, 35].

Формация фенитов в вулканитах PR_1 отмечается в экзоконтактах Улканского плутона и в останках вулканитов в его центральной части. Изменения выразились в образовании альбита, калишпата, рибекит-

та и эгирина и связаны с повышенными, но без рудных концентраций, содержаниями редких элементов.

Формация щелочногранитных пегматитов.

Поля редкометалльных щелочногранитных пегматитов приурочены к экзоконтактам Ныгваганского интрузива. По условиям локализации и морфологии тел пегматиты соответствуют двум типам: пегматитам внутриинтрузивной зоны в экзо- и эндокинетических трещинах материнских гранитов и пегматитам надинтрузивной зоны в линейных трещинах скола. Пегматиты сложены полевыми шпатами, кварцем, темноцветами (рибекит, астрофиллит, эгирин). Рудные минералы, образовавшиеся в метасоматическую стадию, представлены цирконом, пироксолом, фенакитом, монацитом и др. [35].

Околопегматитовые метасоматиты встречаются в апикальной зоне Ныгваганского штока гранитов в контакте с пегматитовыми телами. Они сложены эгирин-кварц-альбитовым агрегатом с рудными минералами (колумбит, гематит, крокидолит, циркон, флюорит, протолитионит).

Пегматиты и околопегматитовые метасоматиты содержат бериллиевое и тантал-нибиевое оруденение, в повышенных концентрациях отмечаются Li, Sn, Y, La, U, Ce.

Формация щелочных гидротермалитов. Щелочные гидротермалиты, специализированные на Ta, Nb, Th, Be и Zr, слагают преимущественно жильные, иногда сложноветвящиеся, полого-и крутопадающие тела. Породообразующие минералы в них идентичны таковым в пегматитах. Рудные минералы представлены цирконом, пироксолом, гагаринитом, гентгельвином, бертрандитом, бастнезитом, колумбитом, торитом, касситеритом и др.

Формация фельдшпатитов. Оруденение в связи с щелочными метасоматитами (фельдшпатитами) отмечается в гранитоидах и вулканитах Улканского прогиба, где с ними связано более десяти крупных рудопроявлений и месторождений (Бугундя, Бириндя, Эталон, Улкан, Южное и др.).

В вулканитах (месторождение Бириндя) жильные тела метасоматитов контролируются разломами субширотного и северо-западного простирания и контактами вулканических и интрузивных пород. Основными минералами метасоматитов являются альбит, микроклин, рибекит, эгирин, в меньшей степени – кварц, астрофиллит, биотит. Рудные минералы представлены цирконом, монацитом, пироксолом, гагаринитом, колумбитом, магнетитом, касситеритом, бастнезитом и др.

Из интрузивных образований, фельдшпатиты приурочены преимущественно к гранитоидам и сиенитам. Они контролируются крутопадающими разло-

мами и образуют линейно-крестообразные рудоносные тела с постепенными переходами в неизменные породы. К их основным минералам относятся альбит, альбит-олигоклаз, микроклин, щелочные темноцветы (рибекит, озанит, эгирин), в меньшей степени характерны кварц и биотит. Зональность выражена в преобладании калиевого полевого шпата в периферийных зонах, альбита – в центральных. К второстепенным и аксессуарным относятся астрофиллит, флюорит, циркон, монацит, пироксолом, гагаринит, бастнезит, колумбит, паризит, гентгельвин, сульфиды и др.

На последних стадиях фельдшпатизации проявились ассоциирующиеся с ней кварц-хлорит-гематит-сульфидные метасоматиты с родонитом, сидеритом, биотитом и гентгельвином и гелвин-диопсид-пироксмангитовые метасоматиты со сфалеритом, касситеритом, гентгельвином, диопсидом и магнетитом.

В фельдшпатитах отмечаются рудные концентрации редких элементов и металлов: Ta, Nb, Y, Gd, Lu, Zr, Be, Th, Yb, Hf, Li, La, Ce; в гидротермалитах жильной стадии – Be и Zn.

Температура начальных стадий фельдшпатитового процесса оценена в 550 °С, конечных – 250–270 °С, калишпатовых разностей – 580–600 °С, гелвин-диопсид-пироксмангитовых метасоматитов – 530–570 °С [16, 35].

Рассмотренное оруденение в щелочных метасоматитах и пегматитах аналогично редкометалльно-редкоземельным объектам в связи с щелочногранитовой формацией, развитой на древних щитах и кристаллических массивах. Объекты подобного рода известны за рубежом (Египет, Канада, Австралия и Нигерия) и в России на Алтае и Забайкалье [41, 42].

Формация грейзенов. Грейзены PR_1 встречаются в центральной части Улканского плутона. Они несут Sn-W минерализацию (рудопроявления Биотитовое, Грейзеновое). Биотитовые грейзены связаны со штоками субщелочных лейкогранитов, соответствующих геохимическому типу редкометалльных агапитовых гранитов. Мусковитовые литийсодержащие и протолитионитовые грейзены ассоциированы со щелочными гранитами.

Грейзены слагают крутопадающие тела жильной формы протяженностью от десятков метров до 1.5 км. Среди биотитовых грейзенов выделяются две морфологические разновидности – кварцевожильные и ареального распространения. Жильные содержат вкрапленность касситерита, вольфрамита, молибденита, колумбита и характеризуются зональным строением: в центральных частях жил развит кварц или топаз, в зальбандовых – кварц-топаз-флюорит-биотитовый агрегат. Грейзены ареального распро-

странения сложены кварцем, биотитом, топазом, флюоритом и рудными минералами (касситеритом, вольфрамитом, молибденитом, базовисмутитом, пироксолом, бериллом, торитом, бастнезитом и сульфидами).

Отмечается пространственная ассоциация грейзенов и минералов последних фаз фельдшпатизации [16]. Альбитизация аноклаза протекала в интервале температур 500–300 °С и рН = 9–8, а грейзенизация – 480–120 °С и рН среды 7–6 [35], т.е. процесс эволюционировал от высоких температур к низким и от умеренно-щелочной рН к нейтральной.

Биотитовые грейзены специализированы на W, Sn (до 3 %) и Mo (0.1 %), литиевые характеризуются содержаниями Li до 3.96 %.

Формация гумбеитовых метасоматитов. Гумбеитоподобные метасоматиты предположительно PR₁ возраста образуют крутопадающие узкие (1–2 м) и протяженные (до 1.5 км) зоны, оперяющие Южно-Учурский разлом [16]. Они приурочены к куполообразным выходам PR₁ кислых субвулканических пород повышенной щелочности, состоят из адуляра (до 90 %), кварца, магнетита, гематита, специализированы на Ta (0.1 %) и Nb (0.15 %), содержащийся в гематите. Гумбеиты подобного типа описаны на Украинском щите в гранитоидах калиевого ряда [48].

Формация карбонатитов. Проявления редкоземельно-редкометалльных карбонатитов в ассоциации с фенитами и альбититами отмечаются в восточной части Алданской ГГО, где связаны с концентрически-зонально построенными интрузиями щелочно-ультраосновных пород рифейского магматического цикла (Ингилийский и Арбарастахский массивы центрального типа [1, 7, 47]).

В пределах Арбарастахского массива по карбонатитам магматического этапа сформировались пироксен-апатит-флогопит-магнетит-кальцитовые карбонатиты метасоматического этапа, по пироксенитам – карбонат-флогопит-апатит-магнетитовые метасоматиты. Концентрические тела оруденелых карбонатитов на 80–85 % сложены кальцитом, содержат гнезда тремолита, актинолита, титаномагнетита, феррифлогопита и хондродита. Редкометалльные метасоматиты среди пироксенитов представлены линзами и линейными штокверками карбонатно-апатит-титаномагнетитовых пород, среди которых выделяются более древние форстеритсодержащие (камафориты) и поздние карбонатно-апатитовые разновидности.

К рудным минералам относятся пироксолом, бадделейт, перовскит, дизаналит, цирконолит, бастнезит и др. Содержания Nb – до 1.2 %, Ta – до 0.1 %, U – до 0.3 %, TR – 0.п-п %. В аномальных концентрациях отмечаются Sg и P.

В пределах Ингилийского массива кольцевые тела оруденелых канкринит-апатитовых метасоматитов с пироксолом (тералитов) и карбонатитов сформировались вокруг йолитов-мельтейгитов. Наиболее рудоносными являются жильные кальцитовые карбонатиты метасоматического этапа, развивавшиеся по фенитам и карбонатитам магматической стадии и по интрузивным породам.

В метасоматических карбонатитах присутствуют биотит и кобейт по 5 %, циркон, апатит, титаномагнетит по 3 %, а также пироксолом, бадделейт, торит, паризит, перовскит и сульфидные минералы. Геохимически тералиты и карбонатиты специализированы на Zr (до 17 кг/т), Nb, Ta, Ce, U и Th.

Возраст формирования оруденения составляет 728 млн лет для Ингилийского массива, 792–761 – для Арбарастахского [6].

Формации, связанные с гидротермальными системами полигенного происхождения позднепротерозойского возраста

В пределах Восточно-Алданского блока широко распространены метасоматические формации PR₂ возраста предположительно полигенного происхождения. К ним относятся формации эйситов с U и TR оруденением, а также березитов и аргиллизитов с U и Au специализацией [10, 11, 16, 31 и др.].

Формация эйситов. Эйситовые метасоматиты (1250 млн лет) образуют линейные ореолы в метаморфических породах (Тырканский блок, месторождение U Тавитчак, рудопроявления Удюма, Снежное и др.), в интрузивных породах Улканского плутона (месторождение U Боковое) и в вулканических образованиях в южной части Улканского прогиба (месторождение U-TR Тангукта). Положение эйситов определяется крутопадающими разломными зонами северо-западного, субширотного (Улканский прогиб) и субмеридионального (Тырканский блок) простирания.

В эйситах, развивающихся по метаморфическим породам, метасоматическая зональность выражена неотчетливо. В их состав входят альбит, олигоклаз-альбит, фтороапатит, рипидолит, прохлорит; в качестве второстепенных присутствуют корундофиллит, сидерит, анкерит, кальцит, рудных – золото, торит, уранинит, настуран, браннерит, молибденит, циркон, пироксолом, хромпикотит, буланжерит, сульфиды и др.

Эйситы, развивающиеся по гранитоидам Улканского плутона, в краевых частях состоят из кварца и альбита, в центральных – из апатита и альбита с примесью карбоната и гематита. Из рудных минералов характерны циркон, ксенотим, торит, бастнезит, торит, настуран и сульфиды [8, 10]. Эйситы в вулканиках характеризуются альбитизацией в краевых частях зон,

апатитовыми центральными зонами, к которым приурочено уран-редкоземельное оруденение с браннеритом, синхизитом, монацитом, ксенотимом, торитом.

Рудная специализация эйситов во всех случаях – U и TR. Для оруденения в метаморфических породах характерны Zr, Th, TR и повышенные содержания Au, в вулканитах – Zr, Ce и элементы цериевой группы (в сумме 0.8 %) и особенно иттрия и элементов иттриевой группы (в сумме более 1 %).

Описываемая метасоматическая зональность могла сформироваться при градиенте кислотности-щелочности от величины $pH = 4$ в апатитовой зоне до $pH = 7.5-8$ на флангах. Эйситовые метасоматиты представляют собой, вероятно, результат взаимодействия кислых растворов с эффузивами повышенной щелочности [17]. По аналогии с подобными околорудными изменениями известных месторождений (Эйс, Гуннар в Канаде) предполагается относительно низкотемпературный генезис эйситов.

Формации березитов и аргиллизитов. Светлослюдистые (березитовые, березит-аргиллизитовые) и глинистые (аргиллизитовые) метасоматиты PR_2 возраста на востоке АСЩ распространены в пределах Алгоминского, Учурского платформенных и Улканского протовулканогенного прогибов. Ореолы метасоматитов встречаются в бортовых или наиболее погруженных частях впадин, где контролируются зонами структурно-стратиграфических несогласий (СН), крутопадающими и пологопадающими нарушениями и зонами пологих надвигов. Магматические комплексы, с которыми могли бы быть ассоциированы метасоматиты, отсутствуют.

С березитами связано U-Mo (рудопоявления Топорикан), U-V (рудопоявление Конкули) и Au (месторождения Широкой зоны) оруденение, с аргиллизитами – Ta-Nb (месторождение Красная Горка), U-Mo и Be (рудопоявления Элгэтэйского рудного поля), Ва и Си (месторождение Адаргай) оруденение [9, 11]. Возраст оруденелых метасоматитов составляет 1324–1050 млн лет [6].

Околорудные изменения березитового типа ниже зоны СН развивались по метаморфическим породам (доломитизированные мраморы, гравелиты, гнейсы), выше – по вулканическим (трахириодациты, диабазы PR_1), осадочным (песчаники и гравелиты) породам PR_1 и PR_2 возраста.

Березиты серицитовые, гидросерицитовые и аргиллизиты образуют единый ряд метасоматитов, постепенно сменяющих друг друга по вертикали и по горизонтали по мере удаления от контролирующей флюиды разломов.

Березиты представлены серицитовой или чаще гидрослюдистой фацией. На U-V рудопоявлении

Конкули присутствует серицит-роскоэлитовая фация. К второстепенным минералам относятся кальцит, доломит, графит, альбит, пирит; к редким и рудным – бассетит, тюямунит, сепиолит, герсдорфит, стивенсит, бассанит, халькопирит, сфалерит, галенит, деклуазит, карнотит и др. Наиболее распространенный минерал березитов – гидрослюда политипов 1Md, 1M, 2M₁ (рудопоявление Топорикан), 2M (Конкули), 1M, 2M (Адаргай). Изменения и рудообразование часто сопровождалось процессами локального привноса или выноса углеродистого вещества в виде новообразованного графита или бесструктурных твердых битумов.

Рудные минералы непосредственно приурочены к метасоматитам или к сопровождающим их кварцевым жилам (месторождения зоны Широкой).

Аргиллизиты разделяются на гематит-иллитовую, иллит-смешаннослойную и гидрослюдистомонтмориллонитовую фации. К основным минералам аргиллизитов относятся иллит, смешаннослойные минералы (ректорит, иллит-монтмориллонит), кварц; к второстепенным – селадонит, сидерит, к рудным – халькопирит, сфалерит, настуран, самородная медь, золото, эвксенит и др. Жильная стадия в аргиллизитах представлена кварцевыми, баритовыми, флюоритовыми, бертрандит-флюоритовыми и гематитовыми гидротермалитами.

Температуры образования рудоносных березитов Улканского прогиба оценены в 210–260 °С, аргиллизитов – 50–290 °С; аргиллизитов Учурского прогиба – 110–120 °С. В составе микровключений преобладают хлориды Ca, Mg, K и Li [16, 19, 35].

Березиты и аргиллизиты докембрия специализированы на широкий круг элементов халькофильной (Pb, Cu, Zn, Ag), сидерофильной (V, Mn, Ni, Co) и литофильной (Au, Mo, U, Ta, Nb, Be) групп.

По ряду основных признаков (условиям локализации, возрасту образования, по типу околорудных изменений и рудной специализации) рудные проявления района аналогичны Канадским месторождениям “типа несогласия” [51, 52]. Березиты и аргиллизиты докембрия, несмотря на некоторое подобие в минеральном составе с аналогичными породами фанерозойского возраста, по другим признакам (отсутствие связи с магматическими породами, многопрофильная геохимическая специализация) заметно отличаются от последних, в связи с чем предложено их выделение в формации аргиллизитов и березитов докембрия [20].

Формации, связанные с магматогенными системами мезозойского возраста

Формация скарнов мезозойского возраста распространена в пределах Кет-Капского и Джугджурс-

кого тектоно-магматических поднятий, где контролируются участками контактов интрузий среднего и кислого состава повышенной щелочности с карбонатсодержащими породами платформенного чехла [18, 23]. Скарны связаны с магматическими образованиями алданского (третья фаза, монцониты, сиениты) и джугджурского (последняя фаза, субщелочные аляскитовые граниты) комплексов. В пределах Кет-Капского поднятия со скарнами связано Au, Fe, Cu и F оруденение (Улахан-Чайдахский, Буор-Тасский рудные узлы, месторождения Скарновое, Рябиновое, Клин, рудопроявления Виктория, Орочен и др.), Джугджурской зоны – Cu и бороносное оруденение (Алдомо-Челасинский рудный район, месторождение Cu Малокомуйское, бора – Алдоминское, рудопроявления Людвигитовое, Гоночан и др.).

По условиям залегания, скарны могут быть отнесены к фронтальным и межпластовым; пластовая форма особенно характерна для волластонитовых инфильтрационных образований.

Скарны, за исключением волластонитовых, отличаются значительным разнообразием минерального состава.

К главным минералам золотоносных скарнов “пестрого” состава Кет-Капской зоны относятся гранат, диопсид, эпидот; местами заметную роль играют флогопит, везувиан, тремолит, полевой шпат, флогопит, шпинель, геденбергит и магнетит, к аксессуарным и рудным относятся золото, клиногумит, мелантерит, биссолит, клинохлор, пушкит, санидин, форстерит, волластонит, пиррофиллит, брошантит.

Для меднорудных, с полиметаллами, скарнов Джугджурской зоны главными являются гранат, диопсид, эпидот, рудными – халькопирит, галенит, арсенипирит, сфалерит, киноварь, электрум, золото.

Зональность в скарнах “пестрого” состава выражена неотчетливо, что является следствием их последующего известково-скарнового замещения и наложенных рудогенных процессов. Как правило, от интрузивного контакта к периферии следуют гранатовая, геденбергитовая, диопсидовая, эпидотовая и бруситовая зоны.

В золотоносных (месторождение Рябиновое, рудопроявления Пограничное, Залетное) и флюоритносных (месторождение Тас) волластонитовых скарнах главным минералом является волластонит, второстепенными – диопсид, кальцит, актинолит, геденбергит, везувиан, тремолит, клейофан, виттерит, стронцианит, флюорит. Из рудных минералов, кроме золота, отмечается в небольшом количестве халькопирит, пирит и магнетит [18, 37]. Зональность для волластонитовых скарнов не характерна.

В бороносных скарнах отмечено более 60 различных минералов, включая золото. Боросодержащие минералы представлены боратами (людвигит, котоит, суанит, флюоборит) и реже боросиликатами (аксинит, данбурит, датолит). Главными минералами являются серпентин, эпидот, ссайбелиит, суанит, людвигит, везувиан, брусит; к второстепенным относятся магнетит, форстерит, шпинель, котоит.

Для бороносных скарнов различаются два основных типа колонок, от контакта к периферии: 1) тремолит, актинолит, магнетит, людвигит – эпидот, клинохлор – серпентин-бруситовые кальцифиры; 2) шпинель, пироксен – шпинель, форстерит-шпинель, котоит, суанит, магнетит – форстеритовые кальцифиры.

Из халькофильных элементов в скарнах “пестрого” состава в повышенных концентрациях встречаются Ag, Cu, Zn и Pb. Содержания золота в скарнах “пестрого” состава – 2–60 г/т, в волластонитовых скарнах – 3–90 г/т, иногда до 300 г/т и более (до 89 кг/т на месторождении Рябиновое).

Бороносные скарны специализированы на Cu, Pb, Ge, Zn, Mo. В людвигитовых рудах содержание борного ангидрида достигает 10 %, в суанит-ссайбелиитовых – 29 %.

Описанные выше скарны принадлежат формации магнезиальных скарнов магматического этапа, сформировавшихся в гипабиссальных условиях. Температура образования золотоносных скарнов Кет-Капской зоны составляет более 500 °С. Бороносные скарны образовались при высоких (более 700 °С) температурах [50].

Формация кварц-полевошпатовых метасоматитов имеет ограниченное распространение, связана с интрузивными породами повышенной щелочности (субщелочными гранитами, сиенитами), развиваясь в контактовых зонах интрузий ираканского комплекса в пределах центральной части Становой ГЗО (Моготское месторождение Ag) и алданского комплекса Кет-Капской зоны (торий-редкометалльное проявление Безымянка, Юньско-Даньский рудный узел; золотое месторождение Скарновое, рудопроявления Догуян, Кварцевое Улахан-Чайдахского узла). Особенно значительно она проявляется на участках, ослабленных тектоническими нарушениями.

Кварц-полевошпатовые метасоматиты развиваются как в эндо-, так и в экзоконтактных зонах интрузий, образуют жиллообразные или линзообразные тела. Падение тел метасоматитов зависит от форм контактов интрузивных тел и может быть как пологим, так и крутым. Вмещающими являются метаморфические породы (Моготское месторождение), терригенные образования и эффузивы среднего состава (Кет-Капская зона).

В пределах Кет-Капской зоны метасоматиты по интрузивным породам состоят из кварца, альбита, калишпата, по терригенным породам – кварца, альбита, актинолита, кальцита, с примесью адуляра, диопсида и андрагита, из рудных отмечаются пирротин, халькопирит, висмутин и золото; содержания Au достигают нескольких сот г/т.

Метасоматиты Моготского месторождения отличаются наличием барита. Зональность метасоматитов от граносиенитов к гнейсам выглядит следующим образом: 1) зона окремнения в эндоконтакте граносиенитов; 2) кварцевый метасоматит с сульфидной минерализацией; 3) кварц-микроклиновидная порода с кальцитом и сульфидами; 4) гнейсы биотитовые. Из рудных минералов отмечаются самородное серебро, золото, аргентит, блеклая руда, халькопирит, молибденит, галенит, сфалерит, клейофан, англезит, кинноварь; из второстепенных минералов – кальцит, апатит, цеолит.

Содержание Ag в рудах достигает 7305 г/т, Au – 2 г/т, Zn – 5 %, Pb – 12 %, Cd – 0.01 %, Ba – более 5 %, Sr – 1%.

Кристаллизации рудных минералов способствовало понижение температуры растворов от 295° до 175°, сопровождающееся резким уменьшением их концентрации и изменением геохимической специализации растворов с хлоридной на сульфидную [22].

Формации березитов, грейzenов, вторичных кварцитов, аргиллизитов и пропилитов МЗ возраста широко развиты на востоке АСЦ, где приурочены к зонам проявленности кислого и среднего повышенной щелочности магматизма, включая 1) участки вулканотектонических структур (ВТС) “ареального” развития и интрузивных образований гипабиссальной фации (Кет-Капская зона, Становая ГЗО), 2) крупные вулканические депрессионные структуры (Преддзугджурский прогиб). В пределах ВТС ореолы метасоматитов контролируются крутопадающими разнопорядковыми нарушениями, тяготея к участкам выходов экстрезивных и субвулканических пород.

Рассматриваемые изменения образуют генетически связанный ряд, где формации последовательно меняются сверху вниз и от периферии к центру метасоматических систем следующим образом: пропилиты–аргиллизиты–гидрослюдистые березиты–березиты и (или) вторичные кварциты–грейzenы.

В зависимости от уровня эрозионного среза в пределах каждой из зон преобладают метасоматиты того или иного типа. Так, в относительно слабо эродированном Преддзугджурском прогибе широкое развитие получили пропилиты и березиты, в Становой зоне – березиты гидрослюдистой фации, в наи-

более эродированной Кет-Капской – редуцированно проявленные березиты.

Формация аргиллизитов встречается в двух обстановках: 1) в ВТС с проявленным кислым или контрастным вулканизмом (Сутамская, Мультмугинская ВТС Становой области), 2) на сводах магматических поднятий в терригенно-карбонатных образованиях чехла платформы (Кет-Капская зона).

В пределах Сутамской структуры кальдерного типа с ними связано Сосновое месторождение урана и ряд его рудопроявлений. Ореолы аргиллизитов контролируются разломными зонами и имеют эллипсообразную форму. В кислую стадию процесса образовались диоктаэдрические слоистые силикаты, в позднещелочную – триоктаэдрические. К минералам рудной стадии относятся настуран, иордизит, сульфиды, сидерит, анкерит, каолинит, диккит, бертьерин, диоктаэдрические слюды и смешаннослойные минералы: бейделлит-каолинит, бейделлит-иллит, алюмомагниевого тосудит. Телескопированная латеральная зональность имеет следующий вид, от периферии к центру: неизменный вулканический-бейделлитовый зона – бейделлит-каолинитовый или бейделлит-иллитовый – бертьерин-мусковит-фенгитовый зона [44].

Кроме урана, в повышенных концентрациях отмечаются Mo, As, Pb и Ag.

С аргиллизитовой формацией связываются проявления Au и Mo (с Ag, Pb, Zn, Bi) Мультмугинской ВТС. Рудная минерализация приурочена к кварцевым и халцедоновым, с адуляром, реже карбонатно-кварцевым жилам, завершающим аргиллизитовый процесс.

Предположительно к аргиллизитовой формации относится месторождение Au Комсомольская залежь (Кет-Капская зона), локализованное в доломитах тектонически ослабленной зоны. К основным минералам относятся кварц, каолинит, гетит и лимонит, к рудным – сульфиды и золото. Кроме Au, в повышенных концентрациях в рудах отмечаются Cu, Pb, Zn.

Аналогом урановорудных объектов в аргиллизитах являются месторождения Кордильер [4], золотых – вулканогенно-плутоногенные месторождения Камчатки [30], золотых в карбонатных толщах – Курнахского рудного поля в Южной Якутии [49].

Формация березитов мезозойского возраста является одной из наиболее распространенных в регионе. Объекты ее известны во всех основных геотектонических сооружениях Становой ГЗО, в Преддзугджурском прогибе и несут преимущественно халькофильное (Cu, Pb, Zn, As, Bi, Ag), литофильное (U, Mo) и Au оруденение [2, 9].

В пределах Становой ГЗО с березитовой формацией связано золоторудное месторождение Колчеданный Утес и многочисленные проявления – Гарган, Приисковский и др., в Кет-Капской ГЗО – месторождение Крутое и рудопроявление Виктория, в пределах Преддзугджурской зоны – золото-серебряные рудопроявления Авляякан, Аркай, Овланжа. К урановорудным объектам в березитах относятся рудопроявления Унин и Пакчи (Становая ГЗО), к медным – Челасин в Преддзугджурской зоне.

Березитизация связана с заключительными фазами становления близповерхностных интрузий кислого состава повышенной щелочности (в пределах Становой ГЗО – токсско-сиваканского, бомнакского и ираканского комплексов (110–90 млн лет), Преддзугджурской зоны – тунумского (76–70 млн лет) и дзугджурского (второй и третьей фаз, около 76–64 млн лет) комплексов. Вытянутые и изометричные ореолы березитов контролируются крупными разрывными нарушениями. К типоморфным минералам березитов внутренних частей зон относятся кварц, серицит; для наиболее распространенной в районе гидрослюдистой фации основным минералом является гидросерицит. Рудная минерализация или непосредственно находится в метасоматитах, или чаще в жилах (кварцевых, реже карбонатно-кварцевых с кальцитом, мангокальцитом, баритом, родохрозитом), завершающих образование березитов. Из рудных минералов отмечены золото, молибденит, галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, арсенопирит, блеклые руды, аргентит, пироморфит, базовисмутин, киноварь, пираргерит, полибазит и др.

В связи с березитами развиваются несколько золоторудных формаций. Самая низкотемпературная (адуляр-гидрослюдистая, гидрослюдистая фации метасоматитов) золото-серебряная формация характерна для рудопроявлений Дзугджурской зоны, золото-серебряно-сульфидно-кварцевая формация в связи с серицитовой и серицит-гидросерицитовой фациями распространена в центральной и восточной частях Становой ГЗО, полиметалльно-золото-халькофильная – в восточной части Становой ГЗО (Колчеданный утес).

Аналогом вышеописанных золоторудных объектов в березитах являются Бамское (Становая ГЗО), золото-серебряной рудной формации – месторождения Эвенское, Ойринское на Северо-Востоке России [30].

Образование золотоносных кварцевых жил в березитах проходило в интервале температур от 465° до 220°. В большинстве случаев микровключения содержат водный раствор хлорида калия [50].

Для урановорудных объектов, сформировавшихся в березитах, характерна их приуроченность к мезозойским гранитоидам. На рудопроявлении Унин

отмечаются следующие стадии формирования метасоматитов: 1) карбонат-гидробиотит-апатит-хлоритовая; 2) серицит-гидрослюдистая; 3) цеолит-кварцевая, на рудопроявлении Пакчи – 1) гидробиотит-пренит-хлорит-карбонатная; 2) кварц-серицитовая; 3) рудная стадия; 4) образование прожилков ломонита и выделений флюорита. Рудные минералы представлены настураном и самиреситом.

К медно-порфировой рудной формации относится рудопроявление Челасин, связанное со штокверком кварцевых и кварц-сульфидных жил в березитах серицит-гидрослюдистой фации. Штокверк приурочен к центральной части ВТС, выполненной субвулканическими, покровными и жерловыми образованиями кислого и среднего состава. Оруденение генетически связано с субвулканическими монцогранодиоритами. Основным рудным минералом является халькопирит, из других распространены самородная медь, галенит, сфалерит, золото, аргентит, кераргерит, блеклые руды и др., обильно развиваются вторичные минералы меди зоны окисления.

Формация вторичных кварцитов характерна для ряда вулканоструктур Становой ГЗО (Эджамунской, Бомнакской и Улакской ВТС) и распространена в вулканитах Преддзугджурского прогиба (проявления Малыш, Наледный, Бургале и др.). Метасоматиты развиваются преимущественно в породах кислого состава, связаны с эманационно-гидротермальной поствулканической деятельностью. Вторичные кварциты ассоциированы с аргиллизитами и березитами гидрослюдистой фации, контролируются тектоническими нарушениями или узлами их пересечения, образуют вытянутые или изометричные тела, иногда субполюгие залежи. В Становой ГЗО преобладают кварциты серицитовой, диаспоровой, алунитовой фаций, в Преддзугджурском прогибе – андалузит-серицитовой и диаспор-диккитовой.

Ведущим полезным ископаемым алюмокремниевых метасоматитов является алунит, иногда содержащийся в промышленных концентрациях. Метасоматическая зональность характеризуется последовательной сменой от периферии к центру серицитовых, алунитовых, диаспоровых и мономинеральных кварцитов.

Формация пропилитов широко развита в пределах всех ВТС восточной части АСЦ, реже – в метаморфических породах их основания. Большая часть проявлений и ореолов пропилитов относится к региональным, не связана со сколько-нибудь заметным повышением содержаний рудных элементов. Но ряд проявлений южной части Преддзугджурского прогиба с интенсивно проявленной пропилитизацией несет

халькофильную минерализацию в значительных масштабах с рудными концентрациями Au, Cu, Zn и Ag.

Оруденелые пропилиты по вулканитам (в основном, среднего состава) разделяются на две основных фации – эпидот-хлоритовую (проявления Бургаля, Кундумы) и карбонат-хлоритовую (Кума). Пропилиты первой фации представлены эпидотом (до 80–100 %), кальцитом (до 55 %), хлоритом (5–40 %), альбитом (до 35 %), кварцем (до 40 %), серицитом (до 5 %). Пропилиты карбонат-хлоритовой фации распространены как по гнейсам, так и по скарнированным гнейсам. Во втором случае отмечается более богатая рудная минерализация. Пропилиты карбонат-хлоритовой фации состоят из кальцита (до 30 %), эпидота (до 25 %), хлорита (20–30 %), серицита (до 20 %) и цеолита (1 %). Рудные минералы представлены магнетитом, гематитом, сульфидами (преобладают сульфиды меди) и золотом.

Оруденелые пропилиты контролируются разломами диагональной и субширотной систем и часто тяготеют к экзоконтактовым зонам с интрузиями умеренно-кислого состава мезозойского возраста, с которыми они связаны генетически.

Формация грейзенов в породах востока АСЦ проявлена редуцированно. В Преддзугджурском прогибе ее проявления связаны с субщелочными гранитами. Метасоматиты представлены кварц-мусковитовой фацией с топазом и цирконом, с непромышленной молибденитовой и халькофильной минерализацией [46].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В пределах востока АСЦ широко распространены рудоносные ГМП, относящиеся к нескольким минерагеническим эпохам: архей-раннепротерозойской, раннепротерозойской, позднепротерозойской и мезозойской. Изменения группируются в формационно-генетические ряды формаций, объединяющие продукты гидротермальных циклов, связанных с периодами повышенной тектонической и магматической активности: 1) раннепротерозойский фельдшпатит-диафторитовый ряд, 2) раннепротерозойский фельдшпатит-грейзеновый; 3) позднепротерозойский эйсит-березит-аргиллизитовый; 4) рифейский фенит-карбонатит-альбитовый; 5) мезозойский скарнофельдшпатитовый и грейзен-березит-аргиллизит-пропилит-вторичнокварцитовый.

Большая часть месторождений связана с определенными металлогеническими этапами перечисленных выше эпох: позднекарельским (TR элементы), гренвильским (Au, U, Ba, TR, халькофильные и сидерофильные элементы), киммерийским (Au, U, Ag, Cu).

Главной особенностью метасоматитов карельского этапа являлась их связь с ультраметаморфизмом, гранитизацией и литофильная металлогеническая специализация “сиалического” профиля. Для метасоматитов гренвильского этапа характерна низкотемпературность, полигенность образования, отчетливая приуроченность к горизонтам повышенной проницаемости пород, а для светлослюдистых метасоматитов – к зонам ССН. Образования этого возраста специализированы на широкий круг элементов сидерофильной, литофильной и халькофильной групп. Рудоносные метасоматиты киммерийского этапа отличаются отчетливой связью с магматическими породами и золото-халькофильной специализацией.

Метасоматиты закономерно объединяются в линейные ареалы, подчиняющиеся главным структурным элементам района (зоны сочленения крупных блоков, линейных шовных прогибов или зоны крупных сближенных разломов ограничения АСЦ). В его пределах выделяется несколько крупных, отчетливо прослеживаемых линейных структурно-минерагенических зон (СМЗ) PR₁ и MZ времени заложения (рис.), ширина которых достигает десятков, протяженность – сотен км. Наиболее древние зоны (PR₁) характеризуются телескопированием образований различных генетических типов и формаций, принадлежащих двум или более минерагеническим эпохам, связанным с тектоническими событиями разного возраста. Все рудные объекты локализованы в пределах СМЗ, причем наиболее значительные месторождения и рудные поля приурочены к самым крупным ареалам, где рудогенные процессы проявились телескопированно и многократно.

В пределах Восточно-Алданского блока выделяются следующие СМЗ: 1) Кет-Капская (скарны, березиты MZ возраста, с золотой и халькофильной специализацией); 2) Учуро-Улканская (пегматиты, кремне-щелочные метасоматиты, фениты, фельдшпатиты, щелочные гидротермалиты PR₁; эйситы, березиты и аргиллизиты рифея) с U, TR, Au, сидеро- и халькофильной металлогенической специализацией; 3) Тырканская (эйситы) с U-TR специализацией; 4) Преддзугджурская (скарны, пропилиты, березиты, аргиллизиты, вторичные кварциты MZ; золото, бор и халькофильные элементы).

В пределах Становой ГЗО отмечаются следующие наиболее крупные СМЗ: 1) Северо-Становая (диафториты PR₁ и MZ, аргиллизиты и березиты MZ) с золото-халькофильной специализацией; 2) Брянтино-Сугджарская (пегматиты, кремне-щелочные метасоматиты PR₁, диафториты PR₁ и MZ, березиты MZ) с U, TR, Au, Fe специализацией; 3) Джелтулакская (кварц-

полевошпатовые метасоматиты, диафториты PR₁) с U, TR, Au специализацией [27]. В пределах Становой области СМЗ имеют субширотное или северо-западное простирание, на Алданском щите – субширотное (Кет-Капская зона), субмеридиональное (Тыркканская), северо-восточное (Преддзугджурская) или северо-западное (Учуро-Улканская зона) [12, 16].

Кроме перечисленных основных, отмечаются более мелкие, ареального или локального развития зоны и ореолы измененных пород (например, связанные с интрузиями щелочных ультрабазитов).

Наиболее масштабная рудоносность АСЩ связана с раннепротерозойским (Улканский прогиб) и рифейским (Улканский, Учурский прогибы) рифтогенезом и с геодинамическими и магматическими процессами мезозойского возраста в активной континентальной окраине Северо-Азиатского кратона (Кет-Капская, Преддзугджурская зоны, Становая ГЗО).

ЛИТЕРАТУРА

- Багдасаров Ю.И. Ингилийско-Алгоминский узел Восточного Алдана // Отеч. геология. 1994. № 1. С. 18–29.
- Благонадежин Б.И., Ляховкин Ю.С. Мезозойский рудный комплекс Станового хребта. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1990. 120 с.
- Вольский А.С., Шатков Г.А. и др. Тектоника, глубинное строение и минерагения Приамурья и сопредельных территорий. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 190 с.
- Вольфсон Ф.И., Величкин В.И., Жаркова О.В. и др. Гидротермальные месторождения урана. М.: Недра, 1978. 446 с.
- Геология зоны БАМ. Геологическое строение / Ред. Е.А. Козловский. Т. 1. Л.: Недра, 1988. 443 с.
- Горошко М.В., Кириллов В.Е. Новые данные по абсолютному возрасту редкометального оруденения юго-восточной части Алданского щита. Хабаровск: Дальнедра, 1992. Вып. 2. С. 66–69.
- Горошко М.В., Соломатин Г.Б., Николаев В.В. Новые геолого-геофизические данные о структуре и рудоносности Арбарастахского массива // Тихоокеан. геология. 1994. № 2. С. 54–63.
- Горошко М.В., Осипов А.Л., Кириллов В.Е., Соломатин Г.Б. Предпосылки выявления новых видов полезных ископаемых в юго-восточной части Алданского щита // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 15, № 2. С. 111–118.
- Горошко М.В., Гурьянов В.А., Кириллов В.Е. Минералого-геохимические типы урановых проявлений юго-восточной части Сибирской платформы // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 1. С. 90–102.
- Гурьянов В.А. Ураноносные альбититы в одном из районов Хабаровского края. Хабаровск: Дальнедра, 1992. Вып. 2. С. 70–75.
- Гурьянов В.А. Золотое оруденение Улканского вулкано-генного прогиба // Геология и полезные ископаемые Приамурья. Хабаровск: Магеллан, 1999. С. 139–146.
- Гурьянов В.А. Объяснительная записка к легенде Учуро-Майской серии листов Государственной геологической карты РФ м-ба 1:200 000. Изд-е второе. Хабаровск, 1999. 87 с.
- Гурьянов В.А. Геология и особенности металлогении Улканского вулкано-генного прогиба (юго-восток Сибирской платформы): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск, 2001. 25 с.
- Гурьянов В.А., Горошко М.В. Основные особенности докембрийской металлогении Улканского района // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 6. С. 101–128.
- Карсаков Л.П., Чжао Чуньцзын, Горошко М.В. и др. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Владивосток-Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 264 с.
- Кириллов В.Е. Околорудные изменения в вулканитах Улканского прогиба: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1994. 25 с.
- Кириллов В.Е., Авченко О.В. Апатит-альбитовые метасоматиты в вулканитах Улканского прогиба юго-восточной части Алданского щита // Докл. РАН. 1998. Т. 361, № 4. С. 531–534.
- Кириллов В.Е. Золоторудные проявления восточной части Кет-Капского поднятия // Закономерности строения и эволюции тектоносфер: Тез. докл. Хабаровск, 1998. С. 220–223.
- Кириллов В.Е., Бердников Н.В., Авченко О.В. и др. Баритовое оруденение протоплатформенных прогибов восточной части Алданского щита // Геология и полезные ископаемые Приамурья. Хабаровск: Магеллан, 1999. С. 154–158.
- Кириллов В.Е., Бердников Н.В. О формационной принадлежности докембрийских глинисто-светлослюдистых метасоматитов // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии: Материалы III Косыгинских чтений. Хабаровск, 2001. С. 279–286.
- Кириллов В.Е. Уран в связи с диафторезом (к вопросу о новых генетических типах оруденения и возобновления поисков) // Вопросы геологии, металлогении, поисков и оценки месторождений Дальнего Востока. Хабаровск: Изд-во ДВИМСа, 2002. С. 113–118.
- Кириллов В.Е., Бердников Н.В. Минералогия и флюидный режим рудоносных метасоматитов Моготского месторождения серебра (центральная часть Становой зоны // Геология, минералогия и геохимия месторождений благородных металлов востока России, новые технологии, переработка благороднометаллического сырья: Материалы конференции. Благовещенск, 2005. С. 110–112.
- Компаниченко В.Н. Эволюция магматических и магмато-генно-рудных систем. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. 180 с.
- Кориковский С.П. О возрасте диафторитов Станового глубинного разлома и их связи с региональной гранитизацией // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. № 12. С. 33–41.
- Кориковский С.П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М.: Наука, 1967. 297 с.
- Кузнецов В.А. Рудные формации // Геология и геофизика. 1972. № 6. С. 5–14.
- Лобов А.И. Краткая характеристика комплексных минерагенических провинций, областей и структурно-минерагенических зон Амурской области // Геология и полезные ископаемые Приамурья. Хабаровск: Магеллан, 1999. С. 159–172.
- Мельников В.Д. Золоторудные гидротермалитовые формации. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. 132 с.

29. Мельникова О.И. Аномалии гидротермалитов Гиллойского района // Рудоносность Приамурья. Владивосток: ДВНЦ ФР СССР, 1987. С. 97–104.
30. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.
31. Молчанов А.В. Металлогения урана Алданского и Анабарского щитов: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. СПб., 2004. 42 с.
32. Мурзаев С.П. Петрология флогопитоносных магнезиальных скарнов. Якутск: Кн. изд-во, 1974. 178 с.
33. Недашковский П.Г., Пахомова В.А., Залищак Б.Л. и др. Редкометалльные метасоматиты в гранитоидах Улканского авлакогена (Северо-Учурский плутон, Хабаровский край) // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 5. С. 88–95.
34. Недашковский П.Г., Кириллов В.Е., Гурьянов В.А., Пахомова В.А. Генетические типы редкометалльных месторождений Улканского вулканогенного прогиба (Алданский щит, Россия) // Геология руд. месторождений. 1999. Т. 41, № 4. С. 329–341.
35. Недашковский П.Г., Кириллов В.Е., Гурьянов В.А., Пахомова В.А. Геологическое строение и металлогения Улканского вулканогенного прогиба (юго-восток Алданского щита). Владивосток: Дальнаука, 2000. 68 с.
36. Омеляненко О.Б. Околорудные гидротермальные изменения пород. М.: Недра, 1978. 215 с.
37. Палажченко В.И., Степанов В.А. Онтогенез золота скарнового месторождения Рябиновое (Хабаровский край) // Скарны, их генезис и рудоносность: Материалы междунар. науч. конф. Екатеринбург, 2005. С. 137–145.
38. Плющев Е.В., Шатов В.В. Геохимия и рудоносность гидротермально-метасоматических образований. Л.: Недра, 1985. 247 с.
39. Пятунин Я.Б., Савинков В.И. Ураноносность Зея-Бурпалинской структурно-металлогенической зоны // Материалы по геологии урановых, редких и редкоземельных месторождений. М., 1980. Вып. 65. С. 87–95.
40. Смелов А.П., Тимофеев В.Ф. Террейновый анализ и геодинамическая модель формирования Северо-Азиатского кратона в раннем докембрии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 42–54.
41. Солодов Н.А. Минерагения редкометалльных формаций. М.: Недра, 1985. 225 с.
42. Солодов Н.А., Семенов Е.И., Бурков В.В. Геологический справочник по тяжелым литофильным редким металлам. М.: Недра, 1987. 438 с.
43. Строна П.А. Главные типы рудных формаций. Л.: Недра, 1978. 199 с.
44. Суркова А.Н. Структурный типоморфизм дисперсных минералов из рудоносных зон аргиллизации (на примере вулканотектонических структур Становой складчатой области): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Казань, 1989. 18 с.
45. Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия) / Ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузмин. М.: МАИК "Наука/Интерпериодика", 2001. 415 с.
46. Фролов Н.М. Геология, закономерности размещения и генезис оруденения Преддугдурской вулканической зоны (Охотско-Чукотский вулканический пояс): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1984. 27 с.
47. Шаденков Е.М. Новые данные по геологии Ингилийского массива // Тихоокеан. геология. 1992. № 6. С. 79–89.
48. Щеточкин В.Н., Ткаченко И.И., Дмитриев В.И. Ураноносные гумбеиты в связи с позднепротерозойской активизацией древней платформы // Геология руд. месторождений. 1986. № 2. С. 56–66.
49. Fredericksen R.S., Rodionov S.M., Berdnikov N.V. Geological structure and fluid inclusion study of the Kurankh epithermal gold deposit (Aldan Shield, East Russia) // Low-Temperature Geochemistry. 1999. V. 44. Sup. 2. P. 187–188.
50. Kirillov V.Ye., Berdnikov N.V., Guryanov V.A., Yang Zheng-xi. Geological setting and condition of formation of gold-bearing occurrences in the southeastern part of the Siberian platform // Journal of Chengdu Univ. of Technology. 2002. N 2. P. 119–130.
51. Komninov A., Sverjensky D.A. Geological modelling of the formation of an Unconformity-Type Uranium Deposits // Economic Geology. 1996. V. 91. P. 590–606.
52. Sibbald I.I. Geology and genesis of the Athabaska basin uranium deposits // Recognition of uranium provinces. IAEA. Vienna, 1988. P. 61–105.

Рекомендована к печати О.В. Авченко

V. Ye. Kirillov

Experience in classification of ore-bearing metasomatic and hydrothermal rocks, eastern part of the Aldan-Stanovoy shield

This work systemizes the available fund and literature information, and also the author's results of investigation of ore-bearing metasomatites in the eastern part of the Aldan-Stanovoy shield. It also typifies metasomatites based on the formation they belong to. Data on the age, structure location, mineral composition features, metallogenic specialization, and genesis of the ore-bearing formations is given, and patterns of their spatial distribution are considered.

***Key words:* metasomatites, ore potential, classification, Aldan-Stanovoy shield.**