

УДК 553.411.(571.6+7)

О МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ РОЛИ КРАТОННЫХ ТЕРРЕЙНОВ В ОКРАИННОМОРСКОЙ ЛИТОСФЕРЕ (НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ)

© 2010 г. Член-корреспондент РАН А. А. Сидоров, А. В. Волков, А. Д. Чехов, В. Ю. Алексеев

Поступило 25.05.2009 г.

Окраинноморская (переходная от континентальной к океанической) литосфера характерна для Тихоокеанского тектоно-магматического пояса [1]. Важнейшими особенностями этой литосферы на северо-востоке Азии представляются остаточные кратонные террейны (типа Охотского и Омолонского массивов) и обилие погруженных микрократонов, именуемых “блоками пологих дислокаций” (рис. 1) [2]. Размеры и границы этих микрократонов плохо изучены. Однако к их ограничениям и секущим зонам тектоно-магматической активизации приурочены крупнейшие золотые, серебряные, сурьмяные, ртутные и полиметаллические месторождения (Дукат, Майское, группа Западно-Верхоянских серебряных гигантов, золото-сурьмяные месторождения Якутии и др., рис. 1). Естественно, что при изучении металлогении этого региона необходим анализ общих представлений об эволюции рудообразования от докембрия до позднего фанерозоя [3], результаты которого приведены ниже.

Первая группа докембрийских рудных формаций является магматической; она представлена стратиформными кумулятами с хромсодержащими шпинелями и сульфидно-никелевыми скоплениями в коматиитовых лавах и расслоенных интрузиях в основании разрезов архейских зеленокаменных толщ. Эти образования свидетельствуют, что гравитационное осаждение кристаллов в магматических расплавах – древнейший рудообразующий процесс в истории развития земной коры; первоначальное и максимальное его проявление характерно для коры океанического типа. Базит-ультрабазитовые расслоенные интрузии наиболее консервативны во времени и широко проявлены также в

фанерозое. Рудные формации расслоенных интрузий сопровождаются, как известно, многочисленными жильными, порфировыми и сульфидно-вкрапленными образованиями, отражающими в разной мере вещественный состав базовых (хромитовых и сульфидно-никелевых) праформаций. Наиболее отчетливо эта эволюция проявлена в пределах Омолонского кратонного террейна (табл. 1). Развитие этой группы рудных формаций прогнозируется также в Яно-Колымских погруженных микрократонах (рис. 1). Прогноз основывается на достаточно широком развитии Ni–Co-минерализации в породах верхоянского комплекса [4] и металлов платиновой группы в рудах крупнейших месторождений золота Северо-Востока России – Неждановского и Наталкинского [5].

Вторую группу рудных формаций с глобальными скоплениями рудного вещества, которые могут именоваться большеобъемными (крупными, уникальными) месторождениями, составляют залежи железистых кварцитов – самых древних и самых распространенных хемогенных осадков загадочной, но, по всей вероятности, биогенной природы. Основная масса континентальной коры также возникла в архее, и ее последующая история выражалась в виде взламывания, переработки, раздвижения и сдвигения сиалических блоков при определенном латеральном наращивании.

Минеральное вещество земной коры за обозримое геологическое время (около 3.5 млрд. лет) повсеместно и неоднократно реювенировалось [6]. Особенности железистокварцитовых залежей показаны также на примере Омолонского кратонного террейна (табл. 1).

Эти две группы рудных формаций кратонных террейнов, определившие соответствующие эволюционные линии рудообразования, имеют не только принципиально различное генетическое содержание. Первая группа связана с развитием земной коры опосредованно, хотя ее месторождения в дальнейшем развивались на протяжении всей геологической истории. Вторая группа тесно

*Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии
Российской Академии наук, Москва
Северо-Восточный комплексный
научно-исследовательский институт
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук, Магадан*

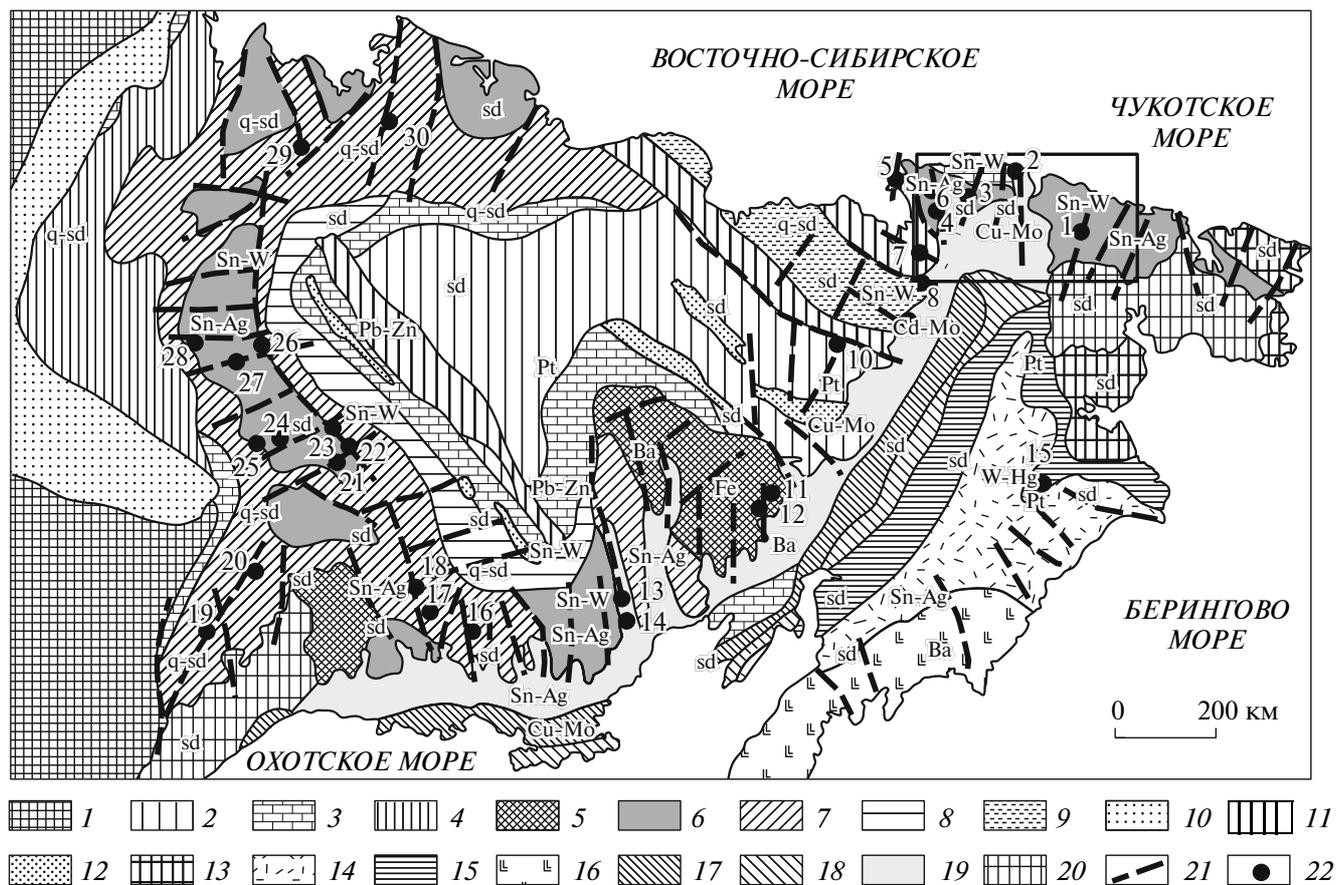


Рис. 1. Схема геологического строения Северо-Востока России (составлена с использованием материалов разных лет Ю.М. Пушаровского, С.М. Тильмана, В.М. Кузнецова, В. Ф. Белого и др.). 1 – Северо-Азиатский кратон (Сибирская платформа). 2–13 – Верхояно-Чукотская группа террейнов различных геодинамических типов, кроющие комплексы и структурные элементы (2 – Алазейско-Олойские островодужные и океанические террейны; 3–10 – Кольмо-Омолонский “супертеррейн” и связанные с ним структурные элементы: 3 – краевые и внутренние поднятия, сложенные докембрийскими и палеозойскими породами, 4 – Верхоянская зона коробчатой линейной складчатости, 5 – микрократоны с обнаженным фундаментом (Охотский, Омолонский), 6 – районы пологого залегания пород верхоянского комплекса (погруженные микрократоны, по С.М. Тильману), 7 – структуры обрамления микрократонов, 8 – Иньяли-Дебинская зона изоклиальной коллизионной складчатости, 9 – Анюйская зона коллизионной складчатости, 10–12 – сшивающие и кроющие структуры: 10 – перикратонный прогиб, 11 – регенерированный прогиб, 12 – вулканогенные зоны островодужных террейнов, 13 – фрагмент Эскимосского кратона); 14–16 – Корякско-Камчатская группа террейнов и сшивающих структур: 14 – террейны аккреционной призмы, 15 – Пенжино-Анадырская сшивающая структура, 16 – Олюторско-Камчатский островодужный террейн; 17–20 – Охотско-Чукотский постацкреционный вулканогенный пояс: 17, 18 – внутренняя зона (17 – унаследованная, 18 – новообразованная), 19 – внешняя зона, 20 – фланги пояса, перекрывшие кратоны; 21 – зоны тектоно-магматической активизации (ТМА); 22 – рудные месторождения, связанные с зонами ТМА: 1 – Туманное, 3 – Майское, 7 – Эльвинское, 20 – Нежданское, 23 – Мало-Тарынское, 29 – Ключ (золото-сульфидные вкрапленные руды), 22 – Сарылах, 26 – Сентачан (золото-сурьмяные), 8 – Двойной, 9 – Купол, 11 – Биркачан, 12 – Кубака, 13 – Дукач, 14 – Гольбовый, 24 – Хакчан, 25 – Заря, 27 – Прогноз (золото-серебряные и серебряные эпитегрмальные), 4 – Западно-Палаянское, 15 – Тамватнейское (ртутные), 2 – Совиное, 19 – Дуэт, 17 – Наталкинское, 18 – Дегдекан (золото-кварцевые), 10 – Песчанка (медно-порфировое), 5 – Валькумей, 6 – Пыркакай, 30 – Чурпунья (касситерит-силикатные).

Рудноформационные ряды (буквы на схеме): qFe – железистокварцитовый (с золото-кварцевыми, золото-серебряными и редкометальными месторождениями); sd – нерасчлененный сульфидно-вкрапленный (с вероятными золотыми, оловянными, вольфрамовыми и другими месторождениями); q-sd – золото-сульфидный полный (с золото-пиритовыми, золото-редкометальными, олово-вольфрамовыми, порфировыми и золото-серебряными, сурьмяными и ртутными месторождениями); Cu-Mo – медно-сульфидный (с медно- и медно-молибден-порфировыми, золото-порфировыми месторождениями), Sn-W – олово-вольфрам-силикатно-кварц-сульфидный гранитоидный; Sn-Ag – серебро-сульфидный (с полиметаллическими, золото-серебряными, преимущественно серебряными, олово-серебро-порфировыми и сурьмяными месторождениями); Pt – базит-ультрабазитовый (с платиновыми, хромитовыми, медно-никелевыми, золото-теллуридными, вольфрамо-ртутными месторождениями); W-Hg – вольфрамо-ртутный; Ba – барит-полиметаллический неустановленного генезиса. Прямоугольник – контур схемы, приведенной на рис. 2.

Таблица 1. Металлогенические линии и рудноформационные ряды Омолонского кратонного террейна

Рудные формации (базовые, в т.ч. предполагаемые)	Сателлитные рудные формации (вероятные)	Примеры рудных районов или месторождений и рудопроявлений
Линия расслоенных мафит-ультрамафитовых комплексов		
Медно-никелевая в расслоенных интрузивах (докембрий)	Медно-порфировая, титано-магнетитовая (платинометальная, золото-теллуридная)	Амфиболиты Коаргычанского выступа
Медно-колчеданная (палеозой, мезозой)	Медно-порфировая, золото-серебряная (золото-сульфидное)	Таборное, Щельнинское, Ледяное, Дубль
Железистокварцитовая линия		
Железистые кварциты	Скарново-магнетитовая, гематитовая, пиритовых сланцев, золото-пиритовая, золото-кварцевая	Верхнеомолонское, Батик, Магнетитовое и др.
Сульфидная (пирит-пирротиновые) вкрапленных руд (палеозой, мезозой)	Золото-пиритовая вкрапленных руд, золото-кварцевая, золото-серебряная (сурьмяная, сурьмяно-ртутная)	Кубака, Ольча, Биркачан, Лабазное, Магнитное, Мышиное, Елочка, Бакчар, Дикое, Выстрел, Мизицец, Сомнительное
Медно-порфировая (поздний мезозой)	Полиметаллическая, золото-сульфидно-кварцевая, золото-серебряная (золото-теллуридная), ртутная	Вечернее, Хрустальное и др. Южно-Омолонского района
Линия раннего рифтогенеза (многометалльная)		
Сульфидная вкрапленных руд в карбонатно-терригенно-вулканогенных толщах (палеозой, мезозой), уран-многометалльная	Колчеданная, золото-сульфидно-кварцевая, золото-серебряная (скарновая, полиметаллическая, золото-сульфидная вкрапленных руд)	Южно-Омолонский рудный район и районы развития кедонского вулканического комплекса и окраин Юкагирской глыбы

связана преимущественно с ранними этапами развития континентальной земной коры.

Железистые кварциты указывают на возможность выявления на Омолонском, Охотском и других кратонных террейнах типичных зеленокаменных поясов — характерных структурных составляющих докембрийских кратонов. Железистые кварциты обычно расположены по обрамлению этих поясов (banded iron stones). Именно в зеленокаменных поясах Австралии, Южной Африки, Бразилии и Канады расположены крупнейшие месторождения золота различных типов. Вполне вероятно выявление подобных месторождений в пределах Южно-Омолонского железорудного района.

Рудноформационный анализ и высокая фанерозойская золотоносность смежных чукотских и колымских террейнов позволяют прогнозировать в пределах железистокварцитового ряда пражформаций — месторождения типа Хомстейк, а в пределах базит-ультрабазитового ряда — типа Калгурли, а также комплексные уран-многометалльные золото-железистые и ИОСГ-месторождения (табл. 1).

Вместе с тем уже первые перемещения литосферных плит и образование активных континентальных окраин сопровождались образованием мощных рифтогенных гематитизированных,

сульфидизированных и колчеданосных осадочных и вулканогенно-осадочных толщ с медистыми и ураносными песчаниками и сланцами. При формировании этих толщ железистокварцитовые залежи и мафит-ультрамафитовые расслоенные массивы с месторождениями первой группы представляются в качестве областей сноса (размыва) и регенерации. Именно поэтому металлогения раннего (докембрийского) рифтогенеза наиболее разнообразна и содержательна. Рудные формации внутриокеанического рифтогенеза наиболее близки или даже идентичны базит-ультрабазитовой группе, хотя рудоносное плюмообразование естественно приобретает все более линейные формы. Впрочем, рифтогенез развивался и на протяжении всего фанерозоя, особенно в окраинноморских бассейнах [7]. С фанерозойским рифтогенезом также связаны крупные рудные месторождения самых разнообразных типов. Однако есть основания полагать, что эти крупные месторождения в большинстве случаев унаследованы от докембрийских рудных формаций [3].

Эту третью группу рудных формаций можно разделить на подгруппы межконтинентального и внутриконтинентального рифтогенеза (умеренной и локальной степени раскрытия рифтов). Рудообразование межконтинентального

рифтогенеза тесно связано не только с рудоносностью базит-ультрабазитовых магм, но и с областями сноса осадков с окраин континентов, а также с формированием колчеданных залежей в островодужных зеленотуфовых провинциях (табл. 1).

Рассмотрим с изложенных выше позиций металлогению Омолонского кратонного террейна с учетом палеозойской, мезозойской и позднемезозойской тектоно-магматических активизаций (ТМА).

В пределах этого террейна известны докембрийские железистые кварциты, палеозойские молибден-медно-порфиновые, полиметаллические, золотые, золото-теллуридные и золото-серебряные, в том числе и скарновые, месторождения и рудопроявления. На периферии в субмеридиональных зонах ТМА и по обрамлению террейна развиты также медно-порфиновые и золото-серебряные месторождения, но уже позднемезозойского возраста. Аккреция околоомолонского ансамбля террейнов, колымских — пассивной континентальной окраины на западе и чукотских — островодужных на северо-востоке, завершилась в послеготеривское—предальбское время.

Многочисленные обширные районы распространения ранне-среднепалеозойских преимущественно кислых магматических пород характеризуются железорудными скарновыми, медно-молибден-порфировыми, эпитеpmальными золото-серебряными и другими месторождениями окраинно-континентальных магматических дуг. Среди карбонатных толщ ордовика выявлены золотоносные зоны сульфидизации в джаспероидах. Однако наиболее изучены в настоящее время эпитеpmальные золото-серебряные месторождения и рудопроявления палеозойских континентальных вулканических зон (месторождения Кубака, Ольча, Инняги, Туманное и др.). Они представлены адуляр-кварцевыми жилами с самородным золотом и электрумом (вкрапленные сульфиды, в основном пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит, не превышают 0.1%) [8].

На основе фрагментов сквозного золотого оруденения кратонных террейнов удается проследить эволюцию его источников и формы связей с оруденением других минеральных типов. Данные о наименее радиогенном свинце из руд палеозойских эпитеpmальных и мезотермальных месторождений укладываются на вторичную изохрону с возрастом источника рудного вещества около 2.8—3.0 млрд. лет [9]. Докембрийская золотоносность связана с железистыми кварцитами и альбит-эпидот-амфиболовой фазией метаморфизма. Палеозойская доаккреционная и мезозойская син- и постаккреционная золотоносность представлены мезо- и эпитеpmальными месторождениями близких минеральных типов. Определение возраста рудоносных адуляр-кварцевых

жил месторождения Ольча калий-аргоновым методом показало 251—275 млн. лет; подобные же определения руд месторождения Кубаки и Биркачан в южной золото-сереброносной зоне обнаружили разброс от 88—113 и до 312 млн. лет. Эти месторождения находятся уже в пределах активной зоны мезозойской активизации.

Возраст золотого и серебряного оруденения на массиве постоянно дискутируется, чему способствует разброс радиологических датировок — от раннего карбона до раннего мела. Для среднепалеозойской эпохи характерны эпитеpmальный золото-серебряный, золото- и сереброносных джаспероидов, золото-сульфидно-кварцевый, медно-молибден-порфиновый формационные типы оруденения. Таким образом, в среднепалеозойский этап истории Омолонского массива формировалось оруденение, свойственное окраинно-континентальным вулcano-плутоническим поясам.

Медно-порфиоровое оруденение развивалось как в среднем палеозое (рудные поля Таборное, Шельненское, Ледяное, Дубль), так и в позднем мелу (рудные поля Вечернее, Хрустальное и др.). Наиболее изучены к настоящему времени эпитеpmальные золото-серебряные месторождения (Кубака, Ольча, Биркачан, Инняги и многие другие), а также сложное “базовое” оруденение Джугаджакского купола, отнесенное к золото-редкометальной формации [10]. Минеральные ассоциации этого полихронного оруденения предположительно разделены на докембрийские (карбонат-полисульфидные парагенезисы) и фанерозойский (золото-теллуридно-кварцевый и карбонатный), связанный с девонским вулcano-плутоническим комплексом.

Учитывая определенные элементы металлогенической близости в фанерозое омолонского террейна с колымскими и чукотскими террейнами пассивных континентальных окраин, можно предположить элементы подобия в металлоносности их оснований. Особенно это относится к районам “пологих дислокаций”, или погруженных микрократонов [11]. Зоны тектоно-магматической активизации от глубинных разломов и микроплюмов до рифтов максимального раскрытия в пределах окраинноморской литосферы представляются важнейшими металлогеническими структурами. Рудные формации, свойственные Омолонскому террейну и структурам его обрамления, получили здесь широкое развитие. А сквозная золотоносность объясняется существенным развитием золотого оруденения уже на этапах формирования докембрийского фундамента и палеозойского чехла; феномен золотоносности и сереброносности самых различных по возрасту и составу магматических комплексов и рудноформационных рядов в значительной степени является следствием регенерации докембрийских и палеозойских образований.

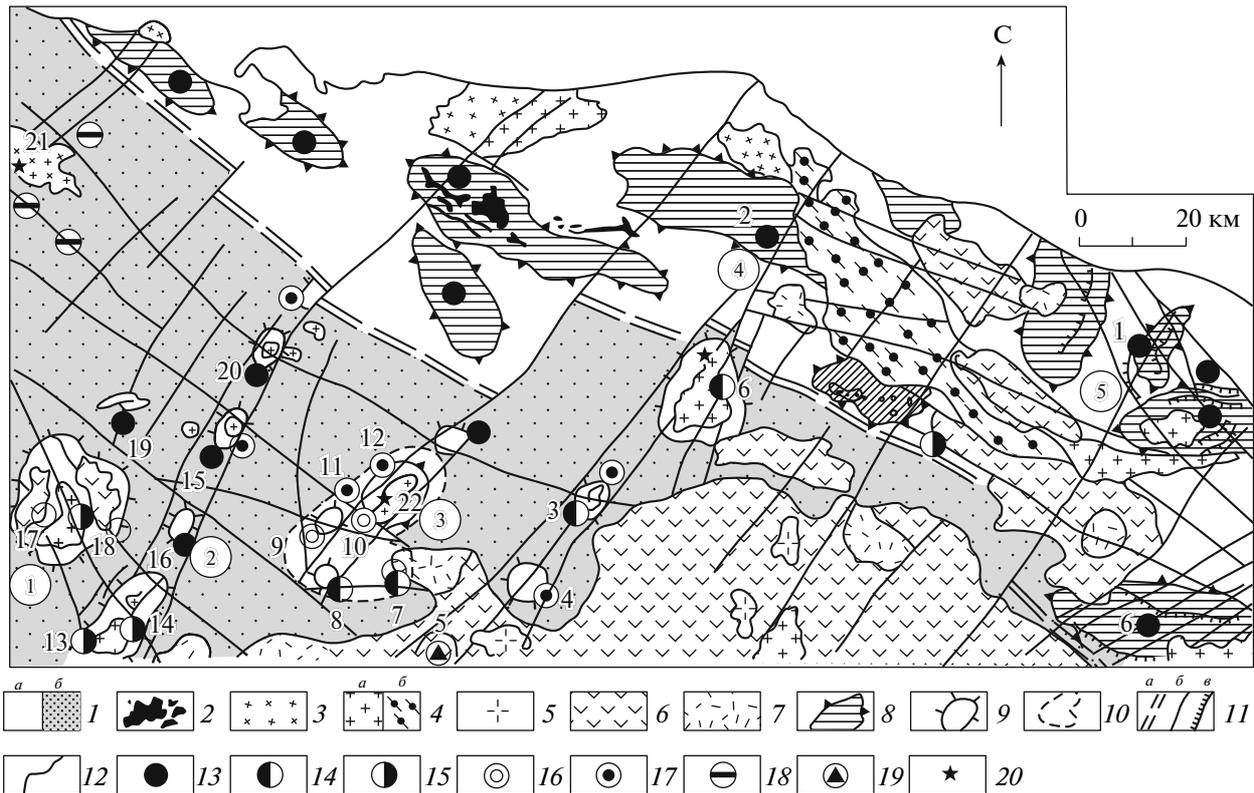


Рис. 2. Схематическая геологическая и структурная карта Центральной Чукотки. 1 – терригенные и терригенно-карбонатные миогеосинклинальные отложения палеозой (а) и мезозой (б); 2 – дайки и силы габбро-диабазов (Т); 3 – гранодиориты; 4 – граниты (а) и гранито-гнейсы (б); 5 – сиениты, риолит-порфиры; 6 – андезитовая формация; 7 – игнимбри-товая формация; 8 – ядерные части палеозойских антиклиналей; 9 – интрузивно-купольные структуры (ИКС) и отдельные купола; 10 – Кукенейская ИКС; 11 – разрывные нарушения: Кукенейская зона разломов (а), сбросо-сдвиги (б), надвиги (в); 12 – геологические и географические границы; 13–21 – месторождения и рудопроявления различных рудных формаций: 13 – золото-кварцевой, 14 – золото-редкометаллической, 15 – золото-серебряной, 16 – золото-сульфидной вкрапленной, 17 – касситерит-сульфидной, 18 – касситерит-кварцевой, 19 – медно-порфировой, 20 – ураноносных метасоматитов.

Цифры на схеме – месторождения и рудопроявления: 1 – Совиное, 2 – Кусьвеем, 3 – Матенвунай, 4 – Лунное, 5 – Шурькан, 6 – Пырканай, 7 – Сопка Рудная, 8 – Промежуточное, 9 – Майское, 10 – Сильное, 11 – Кевеем, 12 – Кукенейское, 13 – Карпунг, 14 – Янро-Карпунг, 15 – Солнечное, 16 – Сыпучая, 17 – Западно-Палянское, 18 – Палянгай, 19 – Ичувеем, 20 – Тампинское, 21 – Северное, 22 – Лагерное; цифры в кружках – зоны тектоно-магматической активизации: 1 – Палянская, 2 – Карпунгская, 3 – Кукенейская, 4 – Матенвунай-Пырканаянская, 5 – Рывеем-Пилькинульская.

Особенности металлогении погруженных микрократонов (районов пологих дислокаций). Районы пологих дислокаций широко распространены в пределах колымских террейнов [11]. Основание чукотских террейнов пассивных континентальных окраин, где широко развиты пологие складчатые дислокации, по нашему мнению, также представлено погруженным микрократоном (см. рис. 1), разделенным на блоки “скрытыми” субмеридиональными и северо-восточными разломами (рис. 2). Эти разломы и антиклинальные поднятия в пределах раздробленных микрократонов контролируют и вмещают большинство золото-кварцевых (Совиное, Ичувеем, Сыпучее), золото-сульфидно-вкрапленных (Майское, Сильное, Туманное), золото-серебряных (Сопка Рудная, Купол и др.),

касситерит-силикатных и касситерит-сульфидных (Валькумей, Кукеней, Пырканай), сурьмяных и ртутных (Палянское) месторождений (рис. 1, 2). В этих же рудных полях выявлены ураноносные гранитоиды (массивы Кукенейский, Северный и др.). Пестрый набор рудных формаций, близкий к таковому в пределах рудных зон по границам колымских погруженных микрократонов (Балагычано-Сугойский рифтогенный прогиб и рудоносные зоны Западного Верхоянья, см. рис. 1), позволяет предположить с высокой долей вероятности, что перечисленные выше месторождения развивались унаследованно от уран-многометаллической линии раннего рифтогенеза (см. табл. 1).

Таким образом, металлогеническая эффективность окраинноморской литосферы северо-востока

Азии связана в значительной мере с рудноформационным разнообразием остаточных кратонов и микрократонов, определивших структурную особенность региона: выступы докембрийского фундамента, брахиформность, антиклинальные поднятия, рифтогенез в периоды ТМА. Эти образования позволяют объяснить не только феномен унаследованности оруденения и условия формирования полихронных рудных месторождений, но и причины уникальной металлоносности окраинноморской литосферы Тихоокеанского рудного пояса.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы ОНЗ № 2 “Эволюция литосферы, металлогенические провинции...” и РФФИ (проект 08–05–00135а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Чехов А.Д., Сидоров А.А. // ДАН. 2009. Т. 424. № 3. С. 369–373.
2. Сидоров А.А., Волков А.В., Алексеев В.Ю. // ДАН. 2008. Т. 423. № 6. С. 692–696.
3. Сидоров А.А. Рудные формации и эволюционно-исторический анализ благороднометалльного оруденения. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 246 с.
4. Волков А.В., Сидоров А.А., Савва Н.Е. и др. В сб.: Тихоокеанский рудный пояс: материалы новых исследований (к 100-летию Е.А. Радкевич). Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 36–51.
5. Гончаров В.И., Ворошин С.В., Сидоров В.А. Наталкинское золоторудное месторождение. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. 250 с.
6. Рундквист Д.В. // Геология руд. месторождений. 1993. Т. 35. № 6. С. 467–480.
7. Чехов А.Д. Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии (окаинноморская модель). М.: Науч. мир, 2000. 204 с.
8. Савва Н.Е., Волков А.В., Сидоров А.А. // ДАН. 2007. Т. 413. № 5. С. 655–660.
9. Горячев Н.А. Происхождение золото-кварцевых жильных поясов Северной Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. 143 с.
10. Волков А.В., Савва Н.Е., Сидоров А.А. // ДАН. 2007. Т. 417. № 1. С. 79–83.
11. Тильман С.М. Сравнительная тектоника мезозойда севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 326 с.