

О МЕТАЛЛОГЕНИИ КРАТОННЫХ ТЕРРЕЙНОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

А.А. Сидоров, А.В. Волков

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

Рассмотрены наиболее перспективные на открытие новых месторождений кратонные террейны северо-востока России, которые слабо опоискованы или даже не опоискованы вообще. Кратко охарактеризована накопленная информация и богатства всего лишь одного еще не достаточно изученного, но уникального региона. Из приведенных данных нетрудно сделать вывод о высочайших перспективах кратонных террейнов и структур их обрамления не только северо-востока, но и других регионов России. Особенно тесно эти перспективы связаны с проблемой прогнозирования золотого оруденения, которое характеризуется отчетливо сквозным развитием в структурах северо-востока России — от докембрия до кайнозоя.

Кратонные террейны, металлогения, рудные формации, золото.

METALLOGENY OF CRATONIC TERRANES IN NORTHEASTERN RUSSIA

A.A. Sidorov and A.V. Volkov

We investigate cratonic terranes in northeastern Russia which have the highest mineral potential but remain poorly explored or not explored at all. The suggested synthesis of the available data from an underexplored but exceptionally rich province provides evidence of high metallogenic prospects of cratonic terranes and their surroundings in northeastern Russia as well as in other regions. Especially good prospects are expected for gold mineralization, which shows continuous development from Precambrian to Cenozoic structures of northeastern Russia.

Cratonic terranes, metallogeny, ore formations, gold

ВВЕДЕНИЕ

Щиты и другие менее значительные выходы докембрийских толщ — важнейший источник многих видов минерального сырья для горно-добывающей промышленности в мире. В их пределах расположены крупнейшие месторождения железа, золота, хрома, алмазов, платиноидов, никеля, меди, полиметаллов, ванадия и урана. Следовательно, они могут рассматриваться в качестве наиболее перспективных провинций на открытие новых крупных месторождений.

На северо-востоке России выходы пород докембрийского фундамента известны в пределах Омолонского и Охотского кратонных террейнов, а также на п-ове Тайгонос и Восточной Чукотке (рис. 1).

В конце 70—начале 80-х гг. геолого-поисковые службы мира и в особенности Советского Союза испытывали небывалый ренессанс. В Мингео СССР и в ряде академических институтов создавались высокообоснованные проекты оперативного опоискования новых рудных районов Сибири и Дальнего Востока. В частности, в ЦНИГРИ, где авторы в это время работали, в результате трехлетних аэрогеофизических и наземных геолого-геохимических работ на Омолонском кратоне и в его окрестностях предполагалось выявить несколько новых золоторудных районов. “Перестройка” 90-х годов приостановила проведение поисковых работ в этом регионе.

В последние годы на северо-востоке России возобновились поисковые работы, однако основной их объем в Магаданской области вновь сосредоточен в хорошо изученном Яно-Колымском поясе.

Авторы настоящей статьи хотели бы привлечь внимание руководителей геологической службы и научных учреждений к возобновлению программы поисковых и научно-исследовательских работ на Омолонском и Охотском кратонных террейнах и выходах докембрийских пород как северо-востока, так и в других регионах России. Здесь могут быть открыты уникальные по богатству месторождения.

О МЕТАЛЛОГЕНИИ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЩИТОВ

Крупнейшие рудные районы в пределах щитов известны в Канаде, Бразилии, Феноскандии, Западной, Восточной и Южной Африке, Индии, Западной Австралии, России и Северном и Восточном Китае. Периферийные части щитов, как правило, подвергались последующей террейновой аккреции, приведшей к росту кратонов и в ряде случаев к унаследованному развитию минерализации. Убедительный пример такого аккреционного орогена — Западно-Африканский кратон, который на рубеже 2 млрд лет превратился в стабильный блок, включающий архейские ядра, ограниченные на востоке вулканогенно-осадочными поясами и гранитоидами биримианского возраста [Leahy et al., 2003].

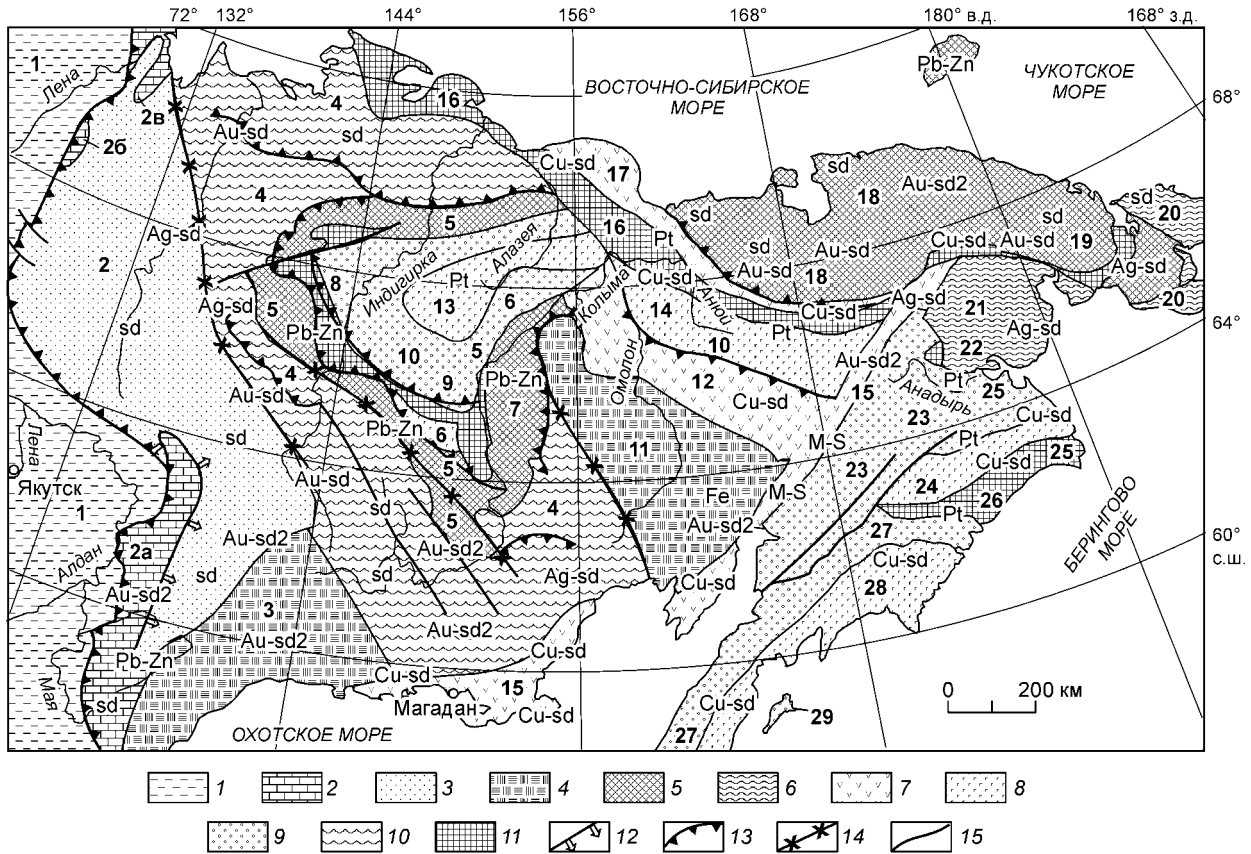


Рис. 1. Рудно-формационные ряды окраины кратона и террейнов северо-востока России (на схеме В.И.Шпикермана [1998]).

1 — платформенный чехол; 2, 3 — комплексы погруженной окраины кратона: 2 — карбонатный шельфовый, 3 — терригенный проградационный; 4–11 — террейны различных геодинамических типов: 4 — кратонные, 5 — пассивной континентальной окраины, 6 — метаморфизованной континентальной окраины, 7 — энсиалической островной дуги, 8 — энсиматической островной дуги, 9 — аккреционной призмы, 10 — эпиконтинентального флишеидного бассейна (микроокеана), 11 — океанические; 12 — границы горст-антиклинорий; 13 — надвиги; 14 — сдвиги; 15 — недифференцированные разломы. **Структурные элементы:** 1, 2 — Северо-Азиатский кратон: 1 — Сибирская платформа, 2 — Верхоянский миеогеоклинальный складчатый пояс, в том числе горст-антиклинорий: Сетте-Дабанский (2а), Джарджанский (2б), Хара-Улахский (2в); 3–30 — стратиграфические террейны: 3 — Охотский, 4 — Яно-Колымский, 5, 6 — Омулеский сложный террейн, в том числе Рассошинский палеотеррейн (6), 7 — Приколымский, 8 — Мунилканский, 9 — Аргатаско-Поповкинский, 10 — Момский, 11 — Омолонский, 12 — Олойско-Березовский, 13 — Алазейский, 14 — Хетачанский, 15 — Кони-Мургалский, 16 — Южно-Аноийский, 17 — Нутесынский, 18 — Чукотский, 19 — Вельмейский, 20 — Сьюардский, 21 — Золотогорский, 22 — Пекульнейский, 23 — Пенжинско-Анадырский, 24 — Таловский, 25 — Майницкий, 26 — Алькатваамский, 27 — Эконайский, 28 — Западно-Камчатский, 29 — Олоторско-Камчатский. **Полихронные рудно-формационные ряды:** Fe — железисто-кварцитовый (с золото-кварцевыми, золото-серебряными и редкометалльными месторождениями); M-S — колчеданный (с медно-порфировыми, полиметаллическими, золото-сульфидными и золото-серебряными месторождениями); sd — нерасчлененные сульфидно-вкрапленных руд (с вероятными месторождениями золота, олова, вольфрама и др.); Au-sd — золото-сульфидный(пиритовый) (с золото-кварцевыми, золото-редкометалльными, золото-порфировыми, золото-серебряными, олово-порфировыми, сурьмяными месторождениями); Au-sd2 — золото-сульфидный полный (с золото-пиритовыми, золото-редкометалльными, олово-вольфрамовыми, порфировыми и золото-серебряными, сурьмяными и ртутными месторождениями); Cu-sd — медно-сульфидный (с медно- и медно-молибден-порфировыми, золото-порфировыми месторождениями); Ag-sd — серебро-сульфидный (с полиметаллическими, золото-серебряными, существенно серебряными, олово-серебро-порфировыми и сурьмяными месторождениями); Pt — базит-ультрабазитовые (с платиновыми, хромитовыми, медно-никелевыми, золото-теллуридными, вольфрам-ртутными месторождениями).

В биримианском стиле развивались орогенные и аккреционные пояса южного обрамления Сибирского кратона, периферии кратонов Северного и Восточного Китая [Miller et al., 1998; Leahy et al., 2003], а также Омолонского и Охотского кратонных террейнов на северо-востоке России; на то указывает унаследованная металлогения золота этих регионов.

Таким образом, не только сами кратоны, но и их периферия весьма перспективны на обнаружение крупных месторождений, имеющих близкую металлогеническую специализацию.

Докембрийские породы составляют только 14 % от континентальной коры [Goodwin, 1991]; тем не менее они содержат приблизительно 50 % крупных (>100 т), а также огромное количество средних (>30 т)

и мелких, но промышленно значимых месторождений золота [Leahy et al., 2003]; важнейшие месторождения никеля в коматиитах (Норсмен-Вилуна в Австралии, Абитиби в Канаде); Большая дайка — ЭПГ-гигант в Зимбабве; важнейшие месторождения типа VMS (Кид-Крик и Норанда в Абитиби; Вхим-Крик и Норсмен-Вилуне в Австралии); главные кимберлитовые алмазоносные трубки и лампроитовые тела в Южной Африке, Сибири (Якутская группа), Карелии (Архангельская группа) и Китае. Возобновление поисков в прошедшие два десятилетия привели к новым открытиям алмазов в пределах районов Слав и Супериор (Канада), Амазонском (Бразилия) и Бханда (Индия) [Leahy et al., 2003].

Однако независимо от широкого спектра минеральных богатств, исторически именно золото остается главной целью для геологических исследований этих древнейших геологических образований. По-прежнему главные объекты поисковых работ — мезотермальные золото-кварцевые месторождения зеленокаменных поясов и золотоносные конгломераты. К ним добавились золотосодержащие VHMS типа Норанда. Кроме того, большое внимание в последнее время уделяется „Iron-Oxide Cu-Au“ минерализации (IOCG), установленной в районе Караджас Амазонского кратона. К IOCG типу некоторые исследователи относят также комплексное оруденение крупнейшего месторождения Олимпик-Дэм в Австралии [Groves, 2005]. Новым толчком к проведению поисковых работ в Феноскандии послужило открытие крупного месторождения золото-сульфидных вкрапленных руд на Балтийском щите (Суурикусико, Финляндия). Поисками месторождений золота перечисленных выше типов широко охвачены докембрийские кратоны по всему миру, за исключением России.

О МЕТАЛЛОГЕНИИ КРАТОННЫХ ТЕРРЕЙНОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

В геологическом отношении северо-востоком России принято называть северо-западную часть Тихоокеанского пояса, состоящую из колымских и чукотских террейнов пассивных континентальных окраин, из срединных Охотского, Омолонского кратонных террейнов, а также островодужных и океанических террейнов Корякии и Камчатки (см. рис. 1). Каждый из этих террейнов имеет определенную металлогеническую специализацию: пассивных континентальных окраин — золото, серебро, олово, вольфрам, свинец, цинк, сурьма, ртуть, марганец, уран, редкие и рассеянные элементы; кратонные (включая их обрамление) — газ, нефть, железо, медь, молибден, золото, серебро и др.; островодужные — медь, молибден, свинец, цинк, серебро, золото; океанической коры — хром, платина, осмий, иридий, рутений, золото. Однако данный регион России славен не только самым широким разнообразием полезных ископаемых. Это геологическая „Мекка“ с неисчерпаемой информацией о строении Земли. Все слои земных недр (от докембрийских толщ с возрастом более 3,5 млрд лет до современных величественных вулканов Камчатки) обнажены здесь и доступны для самых детальных исследований.

Представления о рудно-формационных рядах и базовых рудных формациях [Сидоров, 1987] создавались при изучении конкретных металлогенических провинций, зон и районов. Однако наиболее корректным оказалось применение этих представлений при металлогенической характеристике тектоностратиграфических террейнов (см. рис. 1, табл. 1). Рудно-формационный анализ геологических провинций Тихоокеанского пояса показал, что металлогеническая специализация террейнов обычно определяется доаккреционным оруденением [Сидоров, 1998]. Элементы однородности протяженных аккреционных и постаккреционных рудоносных поясов и зон связаны, как правило, не с характером источника рудного вещества, а с физико-химическими условиями минералообразования. Однако сколько-нибудь значительные рудные месторождения развиваются унаследованно от доаккреционного оруденения. Вместе с тем син- и постаккреционные зоны регрессивного метаморфизма, а также вулканогенной пропилитизации по минеральным ассоциациям жильных и жильно-вкрапленных образований подобны рудоносным зонам, хотя подавляющее большинство этих образований акцессорно рудоносны или нерудоносны вообще. Иными словами, физико-химические процессы, в особенности гидротермальное минералообразование, маскирует таким образом древние полихронные аномалии рудного вещества. С этим, прежде всего, и связана низкая эффективность существующих минералогических и даже геохимических критериев поисков и оценки месторождений; подобным же образом объясняется и тщетность многочисленных попыток определить металлогеническую специализацию гранитоидных интрузий. Но в пределах каждого террейна существуют возможности выявления иерархических моно- и полихронных рядов рудных формаций. Каждый рудно-формационный ряд связан родственными минерально-геохимическими ассоциациями, которые наиболее полно проявлены в рудах месторождений базовых формаций [Сидоров, 1998]. Как показали наши исследования, начальные этапы развития этих месторождений обычно связаны с доаккреционными рудоносными зонами или даже с соответствующими аномалиями докембрийского фундамента и подкорового основания.

Доаккреционная (доорогенная) металлогения северо-востока России изучена фрагментарно [Significant..., 1996]. Террейновая схема, составленная В.И. Шпикерманом [1998] с использованием материалов большого коллектива геологов, представляется нам наиболее удачной для демонстрации наших результатов рудно-формационного анализа. Нам удалось на основе доаккреционного оруденения выделить

Таблица 1. Рудно-формационная характеристика террейнов северо-востока России

Наименование рудно-формационных рядов*	Типы террейнов	Рудные формации ряда (базовые формации выделены)	Примеры месторождений
а) платинометалльный акцессорный, б) хромитовый (Pt)	Океанической коры, офиолитовые	ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНАЯ, ХРОМИТОВАЯ, вольфрам-ртутная, золото-редкометалльная (теллуридная)	Пекульнейский р-н, Тамватней (W, Hg)
Кварц-сульфидный вкрапленных руд (Q-sd). Золотоносный (Au-sd)	Флишевых бассейнов окраин континентальных блоков и окраинных морей (доаккреционные и коллизионные этапы)	ЗОЛОТО-КВАРЦ-СУЛЬФИДНАЯ ВКРАПЛЕННЫХ РУД, золото-кварцевая; касситерит-кварцевая, касситерит-силикатная, касситерит-сульфидная, вольфрамит-касситерит-кварцевая, урановая, сурьмяная	Дегдекан, Токичан, Штурмовское, Утинское (Au), Пыркакай (Sn), Иульгин (W, Sn), Бутыгычаг (U, Sn)
Золото-сульфидный вкрапленных руд (Au-sd2)	Флишевых бассейнов окраин континентальных блоков, континентального шельфа (до-, пост- и аккреционный этапы)	ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНАЯ ВКРАПЛЕННЫХ РУД, золото-кварцевая, золото-редкометалльная, золото-серебряная, золото-полиметаллическая, сурьмяно-ртутная	Майское, Наталкинское, Нежданинское, Школьное (Au), Сопка Рудная (Au, Ag), Паляинское, Пламенное (Hg, Sb)
Серебро-сульфидный (Ag-sd)	Флишевых бассейнов окраинных морей и окраин континентальных блоков (до-, пост- и аккреционный этапы)	СЕРЕБРО-СУЛЬФИДНАЯ, ОЛОВО-ПОРФИРОВАЯ, касситерит-силикатно-сульфидная, золото-серебряная (существенно серебряная), золото-редкометалльная	Западное Верхоянье: Мангазейское, Прогноз (Ag, Pb, Zn). Омсукчанский р-н: Дукат (Ag), Подгорное (Au, Co), Хета (Sn, Ag)
Медно-сульфидный (Cu-sd)	Островных дуг, континентальных рифтов, офиолитовые	МЕДНО-(МОЛИБДЕН)-ПОРФИРОВАЯ, золото-редкометалльная, полиметаллическая, золото-серебряная, золото-теллуридная, ртутная	Баимский р-н: Песчанка (Cu, Mo), Весеннее (Au, Ag), Чимчеме-Мель (Hg). Кони-Мургальский р-н: Лора, Викинг и др. (Cu, Mo)
Колчеданный (M-S). Свинцово-цинковый (стратиформный) (Pb-Zn)	Островных дуг, континентального шельфа	СВИНЦОВО-ЦИНКОВАЯ, шеелит-сульфидно-кварцевая, золото-серебряная, золото-сульфидно-кварцевая	Омулевский р-н: Битум-Сдвиг (Pb, Zn)
Железистых кварцитов (Fe)	Кратонный	ЖЕЛЕЗИСТЫЕ КВАРЦИТЫ, кварц-магнетитовая, кварц-гематитовая, золото-сульфидно-кварцевая, золото-серебряная	Южно-Омолонский р-н: Верхнеомолонское (Fe), Кубака (Au, Ag)

* В скобках символы рудно-формационных рядов на схеме (см. рис. 1).

восемь полихронных рудно-формационных рядов, характеризующих металлогению региона (см. табл. 1). Наиболее хорошо изучены месторождения золото- и серебро-сульфидных рядов. Золото-сульфидные ряды разделены на полные и неполные (см. рис. 1, подпись). Полные ряды характеризуются месторождениями, руды и метасоматиты которых были ремобилизованы син- и постаккреционными процессами. В пределах этих рядов выявлены наиболее крупные месторождения (Нежданинское, Наталкинское, Майское) жильно-вкрапленных руд. При этом вкрапленные золото-пиритовые (пирротиновые) и золото-пирит-арсенопиритовые руды формировались главным образом в до- и постаккреционные периоды; жильные руды — преимущественно в связи с синаккреционным региональным метаморфизмом. В неполных рядах отсутствует постаккреционная золото-сульфидная минерализация. Небольшие, но многочисленные месторождения и рудопроявления этих рядов представляют основную россыпеобразующую формацию Центральной Колымы.

Срединные или жесткие массивы, именуемые ныне кратонными террейнами, академик А. Д. Щеглов [1971] называл островами сокровищ еще в те времена, когда в пределах наших кратонных террейнов не было открыто ни одного крупного месторождения, хотя их перспективы, по мнению ряда исследователей, представлялись значительными. В пределах региона известны Охотский, Омолонский кратонные террейны; выходы докембрийского фундамента установлены также в пределах п-ова Тайгонос и Восточной Чукотки. Если два первых представляются сравнительно изученными и характеризуются значительным количеством разнообразных месторождений и рудопоявлений, то два последних почти полностью перекрыты постаккреционными вулканогенными образованиями. Фундамент этих террейнов сформировался к началу позднего протерозоя; в его строении участвуют метаморфический комплекс архея, образующий выступы в куполовидных структурах кратонов. Эти структуры расчленены на приподнятые и опущенные блоки. Последние погребены под чехлом толщ различного возраста — от верхнепротеро-

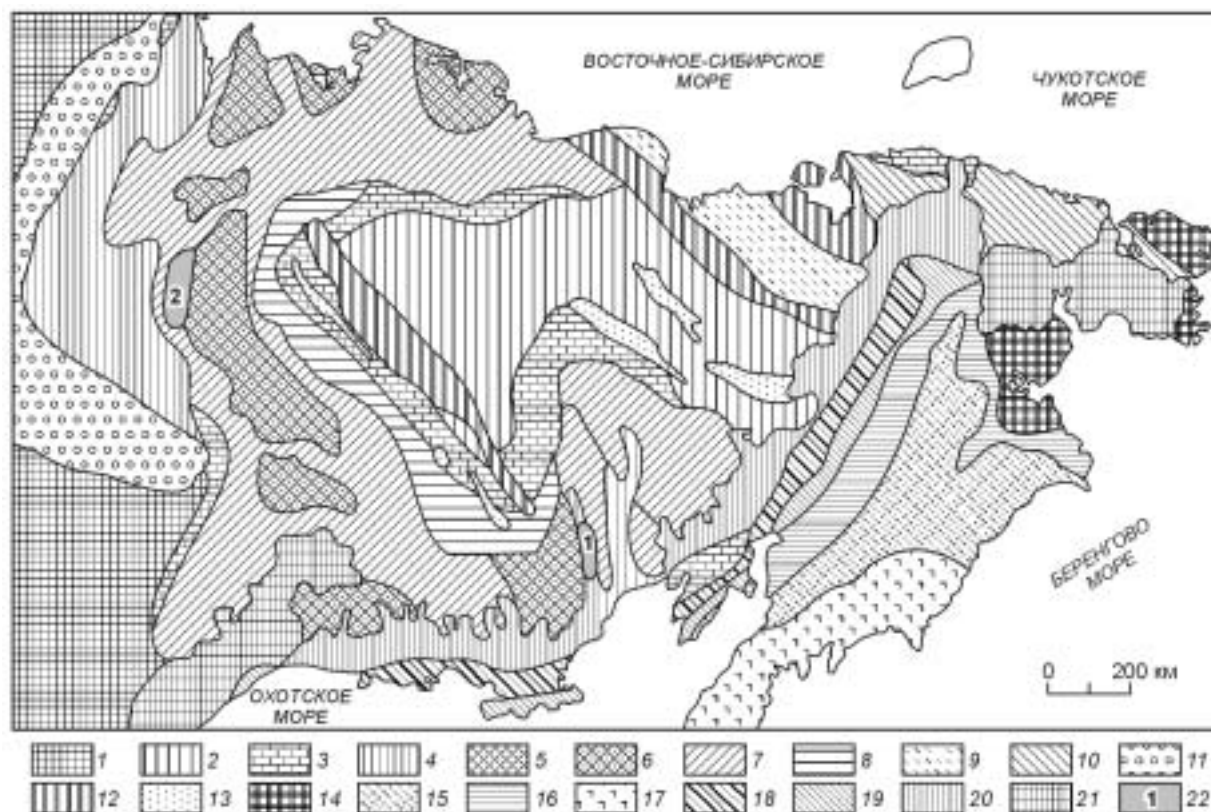


Рис. 2. Схема геологического строения северо-востока России (составлена с использованием сведений разных лет).

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 — Колымские и Чукотские супертеррейны и связанные с ними 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, 7 — Яно-Сугуйская зона глыбовой складчатости; 6 — районы пологого залегания пород верхоянского комплекса (микрократоны с погруженным фундаментом, по С.М. Тильману [1973]), 7 — структуры обрамления микрократонов; 8 — Иньяли-Дебинская зона изоклиальной коллизионной складчатости, 9 — Анюйская зона коллизионной складчатости, 10 — Чаунская складчатая зона; 11—13 — сшивающие и кроющие структуры: 11 — перикратонный прогиб, 12 — регенерированный прогиб, 13 — вулканогенные зоны островодужных террейнов; 14 — восточно-чукотский выход пород докембрийского фундамента (Эскимосский кратон); 15, 16 — Корякско-Камчатская группа террейнов и сшивающих структур: 15 — террейны аккреционной призмы, 16 — Пенжино-Анадырская сшивающая структура; 17 — Олюторско-Камчатский островодужный террейн; 18—21 — Охотско-Чукотский постаккреционный вулканогенный пояс: 18, 19 — внутренняя зона (18 — унаследованная, 19 — новообразованная подзоны), 20 — внешняя зона, 21 — фланги; 22 — районы уникальных серебряно-сульфидных месторождений: 1 — Дукатский рудный район, 2 — Мангазейский и Улахан-Чайдахский (месторождение Прогноз) рудные районы (Западное Верхоянье).

зойских и палеозойских до триасовых, юрских и верхнемеловых вулканогенных. Мощность чехла редко превышает 2000 м в опущенных блоках. Верхнемезозойские гранитоиды и вулканы размещены вдоль разломов фундамента и в приразломных более поздних структурах — зонах активизации. Мощные проявления кислого вулканизма отмечены в среднем девоне—раннем карбоне. От протерозоя до мела и кайнозоя отмечены многочисленные вспышки базальтового и щелочно-базальтового вулканизма.

Металлогения кратонных террейнов на данном этапе их изученности представляется родственной колымским и чукотским террейнам пассивных континентальных окраин, в особенности районам так называемых „пологих дислокаций“ (рис. 2). Эти районы характеризуются глубоко погруженными блоками дорифейского кристаллического фундамента, т.е. являются кратонами, захороненными под мощными толщами верхоянского комплекса. Факторами пологих дислокаций (препятствием для линейной складчатости) могли служить также значительные мощности существенно-карбонатных пород палеозоя, наиболее монолитных и наименее вязких в пределах верхоянского комплекса [Тильман, 1973]. В ряде рудных районов это подтверждается не только ксенолитами известняков в дайках и гранитоидных массивах, но и марганцевой, в том числе родонит-родохрозитовой, минерализацией, унаследованной, по-видимому, от высокой марганценосности пермокарбонатов пород [Шпикерман, 1998]. Для рудо-

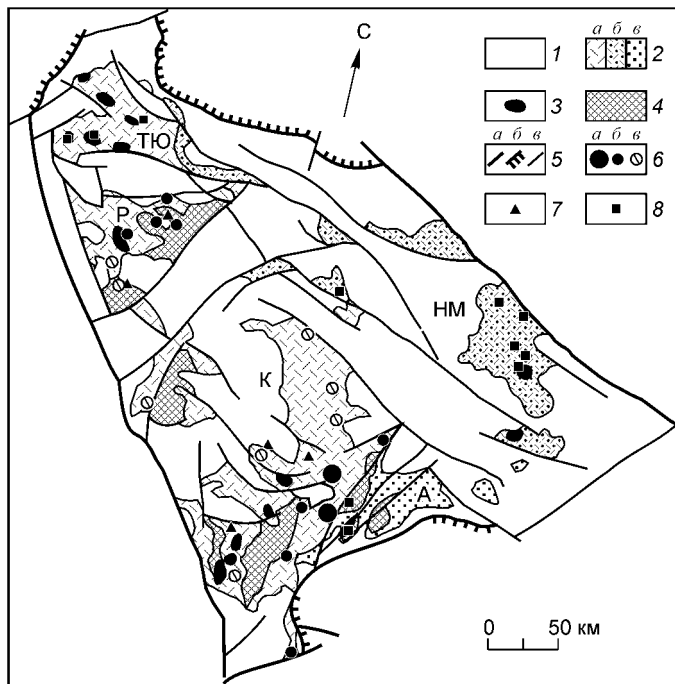
носных зон различного возраста в кратонных террейнах не характерна оловянная минерализация, что свойственно большинству уникальных золоторудных провинций Тихоокеанского пояса. Однако погруженные блоки кратонов нередко характеризуются сочетанием золотой, оловянной и урановой минерализаций (например, рудные районы Чукотки).

На северо-востоке России выявлены сереборудные гиганты, ресурсы которых сопоставимы с ресурсами серебра в крупнейших месторождениях мира, таких как Потоси в Боливии и Гуанохуато в Мексике. Один из этих гигантов (месторождение Дукат) приурочен к внешней краевой зоне центральной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, другой „потенциальный“ (Мангазейское месторождение) расположен среди палеозойских толщ, а третий (Прогноз) находится в мезозойских породах Западного Верхоянья. Наряду с принципиально различным геологическим положением и строением рудных районов этих разновозрастных месторождений отмечается следующий важный элемент их родства: серебро-сульфидные зоны приурочены к краевым частям погруженных блоках кратонного типа (см. рис. 2). Предполагается, что толщи верхоянского комплекса (Т-Р-С) в этих структурах представляют своеобразный кратонный чехол [Тильман, 1973]. Кроме того, удивительным сходством обладают руды этих месторождений по набору минеральных ассоциаций [Сидоров, Волков, 2003].

Омолонский кратонный террейн (см. рис. 1—3) представляет собой структуру дорифейской консолидации и на протяжении большей части фанерозоя существовал как жесткий приподнятый блок земной коры [Терехов и др., 1984]. В его составе выделяется архейско-раннепротерозойский фундамент и трехъярусный чехол. Фундамент массива неоднороден по составу, сформирован разнообразными гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами, метаморфизованными в гранулитовой и амфиболитовой фациях и в различной степени гранитизированными. Наиболее гранитизирован фундамент в центральной части Кедонского поднятия, наименее — в Рассошинском поднятии и Ауланджинской зоне, для остальной части массива характерна средняя степень гранитизации фундамента. Нижний структурный ярус чехла представлен слабометаморфизованными отложениями рифея и ордовика, составляющими пестроцветную терригенно-карбонатную формацию [Терехов и др., 1984]. Средний ярус сложен преимущественно среднепалеозойскими красноцветными вулканитами и комагматичными им интрузивами разнообразного состава. В пределах Юкагирской глыбы П.П. Лычагиным и др. [1989] выделяются андезит-риолитовая, трахириолитовая, трахиандезитовая вулканические и диорит-гранодиоритовая интрузивная формации, в краевой Намындыкано-Моланджинской зоне — трахириолит-трахибазальтовая вулканическая и граносиенит-аляскитовая интрузивная формации. Верхний ярус включает в себя отложения верхней карбона—нижней части верхней юры, представленные преимущественно терригенными, терригенно-карбонатными и, в меньшей степени, вулканогенно-терригенными формациями. В конце поздней юры и раннем мелу в наложенных впадинах развивается угленосная моласса и осадочно-вулканогенные формации, которые относятся к орогенному комплексу. Этап поздне меловой тектономагматической активизации (ТМА) на Омолонском массиве проявился в формировании полей вулканитов и интрузивных массивов вдоль зон глубинных разломов. В пределах Юкагирской глыбы выделяются конгинская андезитовая и диорит-гранодиоритовая формации [Дылевский и др., 1980], отложения которых с угловым несогласием залегают на всех более древних образованиях.

Рис. 3. Тектонометаллогеническая схематическая карта Омолонского кратонного террейна (по [Егоров, 2004], с изменениями).

1 — позднепалеозойские и мезозойские образования; 2 — покровные вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы среднего палеозоя: *a* — субаэральные вулканиты кедонского комплекса Юкагирской глыбы (К — Кедонское, Р — Рассошинское, ТЮ — Токур-Юряхское поднятия), *б* — субаквальные терригенно-вулканогенные комплексы Намындыкано-Моланджинской зоны (НМ), *в* — морские молассовые и удаленно-кремнистые формации Ауланджинской зоны (А); 3 — интрузивные массивы среднего палеозоя; 4 — досреднепалеозойские образования фундамента и нижнего структурного яруса чехла Омолонского кратонного террейна; 5 — разломы главные, ограничивающие террейн (*a* — сбросы, взбрососдвиги, *б* — надвиги), второстепенные, разделяющие террейн на блоки (*в*); 6 — месторождения (*a*), проявления золотого (*б*) и золото-серебряного (*в*) подтипов; 7 — проявления золотоносных джаспероидов; 8 — проявления медно-молибден-порфировой минерализации.



В размещении магматических комплексов террейна устанавливается определенная приуроченность к крупным тектоническим структурам. Выделяются следующие магматические этапы: ранне-, средне- и позднепалеозойские, ранне-, средне- и позднемезозойские и кайнозойский.

По особенностям тектоники с учетом глубинного строения и истории развития в составе Омолонского террейна различаются две равновеликие части (см. рис. 3): Юкагирская глыба (на юго-западе) и краевая Намындкано-Моланджинская зона (на северо-востоке). Краевая зона — более подвижная часть массива с увеличенными мощностями осадков среднего и верхнего структурных ярусов чехла. На востоке в краевой части массива обособляется Ауланджинская складчато-блоковая зона. Юкагирская глыба — наиболее устойчивая часть Омолонского массива с общей тенденцией относительного воздымания на протяжении почти всей геологической истории. Она обладает северо-западным удлинением и с запада ограничена Тебанинским глубинным разломом. Серией поперечных разломов глыба расчленена на Токур-Юряхский, Рассошинский и Кедонский блоки (поднятия), сложенные в основном палеозойскими образованиями (см. рис. 3). К разделам блоков обычно приурочиваются впадины (грабен-синклинали), выполненные мезозойскими толщами.

В пределах Омолонского кратона известны докембрийские железистые кварциты, палеозойские молибден-медно-порфировые, полиметаллические, золотые, золото-теллуридные и золото-серебряные, в том числе и скарновые, месторождения и рудопроявления. На периферии и по обрамлению кратона развиты также медно-порфировые и золото-серебряные месторождения, но уже позднемезозойского возраста. Металлогенические эпохи, характерные для кратонных террейнов северо-востока (на примере Омолонского супертеррейна), приведены в табл. 2.

Аккреция околоомолонского ансамбля террейнов, колымских пассивной континентальной окраины на западе и чукотских островодужных на северо-востоке, завершилась в послеготеривское—предальбское время. Фрагменты докембрийского фундамента обнажены преимущественно в палеозойских интрузивно-купольных поднятиях-выступах с месторождениями железистых кварцитов и магнетитовых скарновых залежей, ассоциирующихся с рядом других рудопроявлений. В частности, на Коаргычанском выступе в докембрийских катаклазитах среди очковых гнейсов и диафоритов отмечены амфиболиты и магнетитовые кварциты с гематитизированным кварцем, в штучной пробе из которого обнаружено 40,1 г/т золота и 306 г/т серебра; в магнетитовых кварцитах содержания золота достигают 2,4 и серебра — 30 г/т. Неоднократно отмечалась также золотоносность сульфидизированных докембрийских амфиболитов, гнейсов и мигматитов в пределах Абкитского поднятия. Геологическая ситуация и минеральные ассоциации рудопроявлений позволили сопоставить их с оруденением типа Калгурли (Западно-Австралийский щит) [Сидоров, 1998].

Многочисленные обширные районы распространения ранне- и среднепалеозойских преимущественно кислых магматических пород характеризуются железорудными скарновыми, медно-порфировыми, эпитермальными золото-серебряными и другими месторождениями окраинно-континентальных магматических дуг.

Золотоносность, по данным В.Д. Аксеновой и В.М. Шевченко [1997], представлена золото-кварцевыми прожилками в гранитах и сиенитах раннепалеозойского абкитского и анмандыканского интрузивных комплексов; в кварце с вкрапленностью пирита и галенита зафиксировано до 42,5 г/т золота и 92,5 г/т серебра. Среди пропилитизированных базальтов раннекембрийской сезамской толщи отмечено большое количество кварцевых, кварц-полевошпатовых, кварц-магнетитовых, кварц-эпидот-хлоритовых, кварц-кальцитовых жил и прожилков с повышенными содержаниями марганца, ванадия, серебра и золота.

Среди карбонатных толщ ордовика выявлены золотоносные зоны сульфидизации в джаспероидах. Однако наиболее изучены в настоящее время эпитермальные золото-серебряные месторождения и рудопроявления палеозойских континентальных вулканических зон (месторождения Кубака, Ольча, Инняги, Туманное и др.). Они представлены адуляр-кварцевыми жилами с незначительной вкрапленностью сульфидов (пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит, акантит, фрейбергит), электрума, кюстелита, золота и серебра, с еще более редкой вкрапленностью теллуридов (гессит, алтаит и др.) и сульфосолей (полибазит, стефанит, пираргирит и др.). Именно незначительным содержанием рудных минералов в жилах эти месторождения отличаются от своих позднемеловых аналогов в приомолонских и других золото-сереброносных зонах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

В архейско-раннепротерозойский этап в Южно-Омолонском районе формируются метаморфогенно-метасоматические месторождения и проявления железистых кварцитов (месторождение Верхнеомолонское, рудопроявления Батик, Магнетитовое и др.). Всего выявлены 14 проявлений и месторождений (рис. 4); из них шесть уже в настоящее время представляются перспективными [Гельман, Фадеев, 1983]. Потенциал выявления в регионе новых месторождений значителен. Кроме того, стратиформное гематитовое оруденение установлено в рифейских и нижнепермских песчаниках. В позднемеловое время в ассоциации с гранитоидными интрузиями по карбонатным породам рифея и ордовика образуются магнетитовые скарны (рудопроявление Скарновое). Ресурсы железной руды района составляют 1,5 млрд т при средних содержаниях Fe = 40 % [Гельман, Фадеев, 1983]. В железных рудах отмечены примеси

Таблица 2.

Металлогенические эпохи северо-востока России

Металлогеническая эпоха	Время	Геодинамическая обстановка	Форма и масштаб магматизма		Основные черты металлогении
			базальтового	гранитоидного	
Допозднепротерозойская	AR ₁ —AR ₂	Формирование континентальной земной коры	Дайки и пластовые тела горных пород основного состава, преобразованных в амфиболиты	Мигматизация комплексов основных кристаллических сланцев; проявляется повсеместно, постепенно ослабевая к краю древнего формирующего континента	Метаморфогенное оруденение железа
Позднепротерозойская	PR ₂ —R ₁	Континентального шельфа Окраинно-континентального рифтогенеза	Редкие покровы базальтов среди осадочных пород чехла. К позднему протерозою возможно относится поле габбро-диабазов — гипер-базитов в северной части Приколымского поднятия	Кислый вулканизм вдоль зон межструктурных разломов. Метасоматическая гранитизация в полях основных пород	Месторождения железа, проявления медного оруденения стратиформного типа. Золотая минерализация в зонах глубинных разломов
Раннесреднепалеозойская	O—C ₁	Континентального шельфа (карбонатного) Окраинных морей и островных дуг Окраинно-континентального рифтогенеза	Базальты и трахибазальты в некоторых структурно-формационных зонах	Глубинные гранитоиды и сиениты в зонах гранитизации и в поднятиях кристаллического фундамента (абкитский комплекс Омолонского массива). Гранитоиды и игнимбриты в девонских вулканоплутонических ассоциациях (кедонский комплекс и др.)	Золото-серебряное оруденение в вулканитах кедонской серии (средний—верхний девон). Редкометаллическая минерализация гранитоидов абкитского комплекса
Позднепалеозойско-мезозойская	C ₁ —K ₂	Рифтогенеза, рассеянного спрединга днищ прогибов Океанического бассейна и островных дуг. Субдукционная островных вулканических дуг. Коллизионная	Базальтовый и трахибазальтовый вулканизм на Омолонском массиве, в приокеанической части ОЧВП (в Тауйско-Тайгоносской складчатой зоне)	Становление мезозональных и эпизональных базальтов, вулканоплутонических ассоциаций в ОЧВП и мезозоидах Колымы и Чукотки	Оловянное, вольфрамовое, золотое, серебряное (метаморфогенно-гидротермальные, плутогенные и вулканогенные) и другие типы оруденения. Ртутное оруденение в зонах глубинных разломов. Медно-молибден-порфировое оруденение. Полиметаллическое и сурьмяное гидротермальные оруденения
Мезокайнозойская	K ₁ —N	Субдукционная окраинно-континентальных вулканических дуг Задугового рифтогенеза	Комплекс альпинотипных гипербазитов и габбро-плагиигранитов. Спилитовые формации	Небольшие гранитоидные массивы и субвулканические интрузии мелового и палеогенового возраста. Вулканические покровы неогенового возраста	Собственное магматическое хромитовое, ЭПГ, титановое, железное оруденение. Медно-молибден-порфировое и Au-Ag оруденение. Метаморфогенное золотое, ртутное и вольфрамовое оруденение

Примечание. Таблица взята из [Геология СССР, 1983]; модифицирована и дополнена.

лантана, ниобия, серебра и золота. Содержания последнего в единичных пробах достигают 21,5 г/т. По данным разведки обычно концентрация золота не превышает 0,1—0,5 г/т. Омолонская железорудная провинция сопоставима с таковыми Сибири и Дальнего Востока.

Вместе с тем железистые кварциты указывают на возможность выявления на Омолонском и Охотском террейнах типичных зеленокаменных поясов — характерных структурных составляющих докембрийских кратонов. Железистые кварциты обычно расположены по обрамлению этих поясов („banded iron stones“). А именно в зеленокаменных поясах Австралии, Южной Африки, Бразилии и Канады расположены крупнейшие месторождения золота различных типов. В последние годы непосредственно среди железистых кварцитов в этих поясах разведаны крупные месторождения золото-железистого типа: Белведер, Ленокс (Зимбабве) и Рапосос (Бразилия). Вполне вероятно выявление подобных месторождений в пределах Южно-Омолонского железорудного района.

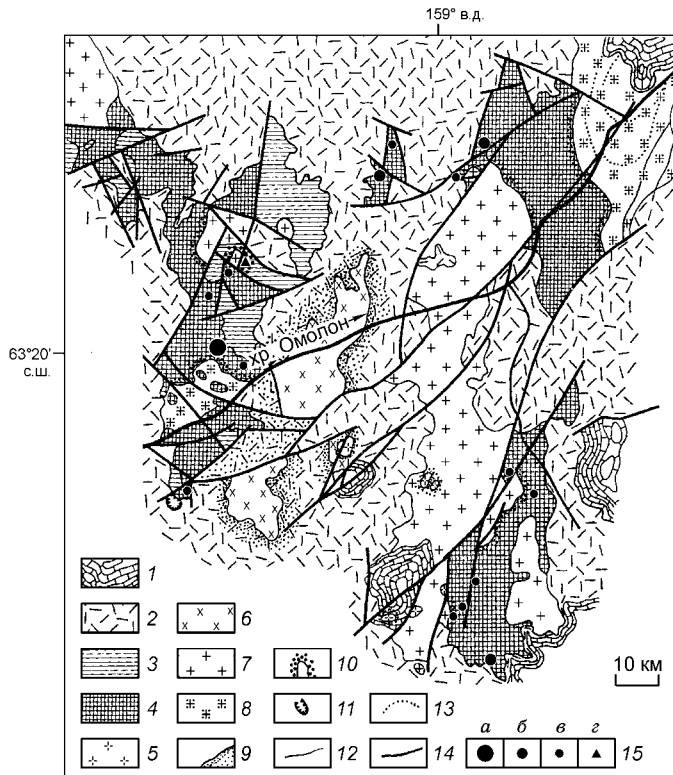


Рис. 4. Схема геологического строения Южно-Омолонского железорудного района, по [Гельман, Фадеев, 1983].

1 — осадочные отложения (P_1-K_2); 2 — вулканогенные образования кедонской свиты ($D_{2,3kd}$); 3 — отложения рифейского комплекса; 4 — кристаллические породы фундамента Омолонского массива (AR?): 5 — меловые диориты; 6 — гранитоиды кедонского комплекса среднего девона; 7, 8 — раннепалеозойские магматические образования абкитского комплекса; 7 — раннепалеозойские граниты; 8 — раннепалеозойские щелочные сиениты; 9 — зоны контактового метаморфизма, мигматизации, фенитизации; 10 — скарны; 11 — вулканическая жерловина; 12, 13 — геологические границы: 12 — нормального стратиграфического контакта, 13 — фациальных переходов; 14 — разломы; 15 — месторождения и рудопроявления: *a-e* — железистые кварциты (*a* — с запасами до 1 млрд т, *b* — выше 100 млн т, *c* — мелкие), *z* — магнетитовые скарны.

Таким образом, уже в самом глубоком докембрии намечаются первые концентрации характерного для металлогении северо-востока России металла. Возможно, золотоносность железистых кварцитов обусловлена поздним воздействием раннепалеозойских гранитоидов Ольдянинского массива, расположенного южнее месторождения.

Многие разновидности метаморфических пород кратонных террейнов могут быть источником рутила и ильменита в россыпях. Миллиметровые и сантиметровые слои циркон-мартитовых песчаников, обнаруженные в рифейских отложениях Омолонского террейна, имеют повышенные содержания железа, титана и циркония и представляют собой ископаемые титан-редкометалльные россыпи, источником которых служат архейские магнетитовые руды и вмещающие их породы. Открытие кор выветривания позднекембрийского возраста, обилие красноцветных осадочных пород среди рифейских, юдомских и нижнекембрийских отложений и наличие в фундаменте этих отложений значительных площадей лейкократовых плагиогнейсов с повышенным содержанием алюминия позволяют поставить вопрос о возможности бокситообразования в позднекембрийскую эпоху [Геология СССР, 1983].

Таким образом, черные металлы характерны для дорифейской металлогенической эпохи кратонных террейнов, но масштабы оруденения требуют уточнения.

Месторождений алмазов в пределах кратонных террейнов северо-востока России не выявлено. Вместе с тем геологическое строение Омолонского террейна обладает большим сходством с Северо-Китайским кратоном, где разрабатываются ордовикские алмазоносные кимберлитовые трубки, образование которых связывается с архейскими мантийными структурами [Michaud, 2005]. Как и Омолонский террейн, Северо-Китайский кратон состоит из архейских и раннепротерозойских пород фундамента, перекрытых чехлом пород различного возраста (от среднепротерозойских до кайнозойских). Начиная с архея, Северо-Китайский кратон также неоднократно испытывал мощную тектономагматическую активизацию, связанную с многочисленными коллизиями и субдукцией [Michaud, 2005]. В результате породы фундамента кратона, как и на Омолоне, оказались сильно метаморфизованы (от зеленых сланцев до гранулитов), в них широко проявлены мигматиты и гранитизация. В постдокембрийское время периферия кратона претерпела орогенно-коллизийные события в каледонское (600—405 млн лет), варийское (270 млн лет), индосинийское (270—208 млн лет), яншанское (208—90 млн лет) и субдукцию в гималайское (<90 млн лет) время. Коллизийные процессы привели к развитию крупнейшего в Китае линеамента Танлу (протяженностью 4000 км), который был наиболее активизирован в яншанский среднепозднемезозойский орогенез. В результате субдукции Тихоокеанской плиты под Восточный Китай сформировался Яншанский вулканоплутонический пояс и разломы вдоль тихоокеанской окраины кратона, что рассматривается как наиболее важное событие для металлогении Китая. Алмазоносные трубки и дайки формировались на Северо-Китайском кратоне в два периода (480—450 млн лет и в третичный) и связаны с глубинными мантийными структурами, но контролируются коровыми близповерхностными разломами. Большинство трубок и даек встречаются в узлах пересечения западно-северо-западных и северо-северо-восточных разломов вдоль линеамента Танлу. Многочисленные тектономагматические события сильно усложнили геологическое строение кратона и проведение поисковых работ на алмазы в его пределах.

Таким образом, на Омолонском террейне, по аналогии с Северо-Китайским кратоном, можно предполагать наличие алмазоносных трубок и даек, возможно перекрытых фанерозойскими отложениями. Для поисков рудоносных структур можно применить комплекс геологических и геофизических критериев, полученных в результате исследований алмазоносности Северо-Китайского кратона [Michaud, 2005].

Кедонский среднепалеозойский вулканический пояс перекрывает на Омолонском террейне породы архейско-раннепротерозойского фундамента и фанерозойского осадочного чехла (см. рис. 3) состоит из многочисленных обширных полей раннесреднепалеозойских кислых магматических пород и занимает 40 тыс. км². Кедонский вулканический комплекс распространен в пределах Юкагирской глыбы — наиболее жесткой части террейна. Он включает в себя субаэральные покровные образования кедонской серии и синхронные им субвулканические и экструзивные массивы; его возрастной диапазон охватывает девон и низы раннего карбона. Комплекс неоднороден по формационному составу вулканитов. Наблюдается его продольная и поперечная зональность по отношению к окраине палеоокеанического бассейна, располагавшегося к северо-востоку от массива. С юго-востока на северо-запад выделяются три сегмента (вулканических района [Егоров, 2004]): Кедонский, Рассошинский и Токур-Юряхский. Суммарная мощность вулканических покровов наиболее крупного Кедонского сегмента достигает 1,5—2 тыс. м в центральной части, сокращаясь к окраинным до 500—1200 м. Возраст вулканитов кедонского комплекса определен радиологическими методами (Rb-Sr анализ: 334—377 млн лет) и сравнительно редкими находками органических остатков (живетские брахиоподы и конодонты, фаменские и раннекаменноугольные конодонты и флора [Горов, Шерстобитов, 2000]).

В среднепалеозойский этап в пределах Омолонского террейна формировалось оруденение, характерное для окраинно-континентального вулканоплутонического пояса. В его размещении отмечаются элементы латеральной зональности (в современных координатах) от медно-порфирового на востоке, через эпитермальное золото-серебряное к золотоносным джаспероидам на западе.

Медно-порфировые проявления среднего палеозоя распространены в восточной части Омолонского кратонного террейна. Рудные поля контролируются зоной Верхнеомолонского разлома (рис. 5). Оруденение связано с этапом внедрения интрузивов булунского комплекса и чаще всего находится в экзо- и эндоконтактовых зонах среднепалеозойских гранитоидов и субвулканических риолитов, характеризующихся повышенной калиевой щелочностью. Интрузивы булунского комплекса, сложенные кварцевыми диоритами, гранодиоритами, кварцевыми монзонитами, граносиенитами, гранитами и умеренно щелочными гранитами, имеют порфировидный и порфировый облик; широко распространены в Рассошинском и Кедонском сегментах пояса, меньше — в Ауланджинской зоне, причем для первого характерны гранитоиды нормальной щелочности, для других — нормальной и умеренной.

Наиболее изученным является рудопроявление Таборное, приуроченное к восточному контакту массива Орлиный, прорывающего архейские метаморфические породы (см. рис. 5). Гранодиориты массива и вмещающие их породы прорваны дайками и штоками кварцевых диорит-порфиритов булунского комплекса. Кроме того, в рудном поле присутствуют многочисленные дайки среднего и основного составов и небольшие штоки лейкогранитов мелового(?) возраста. Оруденение представлено рассеянной сульфидной минерализацией в эпидот-хлоритовых пропилитах, развитых по гранодиоритам массива Орлиный и кварцевым диорит-порфиритам булунского комплекса. В центральной части рудного поля выделяется субмеридиональная зона интенсивной сульфидизации протяженностью 3200 м при ширине до 500 м, в пределах которой отмечаются зоны „кэпинга“ шириной до 200 м, несущие азуритовую и малахитовую минерализацию. По данным штучного опробования и бороздового опробования канав, в сульфидизированных и окварцованных породах содержания меди достигают 0,7 %, молибдена 0,015 %. Максимальные содержания отмечаются в отдельных кварцевых жилах с видимым молибденитом, меди до 1 %, молибдена до 0,5 %. Кроме того, установлены золото до 0,1 г/т и серебро — 1—4 г/т. Весьма вероятно, что руды золото-серебряного проявления Орлиное, выявленные севернее Таборного (см. рис. 3), являются составной частью общей порфировой системы. Кроме этого, в пределах Верхнеомолонского разлома выделяются также Щельнинское и Ледяное рудные поля, характеризующиеся подобным Таборному оруденением. Предполагается развитие руд медно-порфировой формации на глубоких горизонтах золото-серебряного проявления Дубль (см. рис. 5 [Егоров, 2001]).

Необходимо отметить, что в Южно-Омолонском районе широко развиты также позднемеловые медно-порфировые проявления (Вечернее, Хрустальное и др., см. рис. 4), отчетливо связанные со становлением Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [Пак, 2002].

На основе фрагментов сквозного золотого оруденения Омолона удастся проследить эволюцию его источников и формы связей с оруденением других минеральных типов. Данные о наименее радиогенном свинце из руд палеозойских эпитермальных и мезотермальных месторождений укладываются на вторичную изохрону с возрастом источника рудного вещества около 2,8—3 млрд лет [Горячев и др., 1997]. Докембрийская золотоносность связана с железистыми кварцитами и альбит-эпидот-амфиболовой фацией метаморфизма. Палеозойская доаккреционная и мезозойская син- и постаккреционная золотоносности представлены мезо- и эпитермальными месторождениями близких минеральных типов. Опре-



Рис. 5. Схема металлогенического районирования южной части Омолонского массива (по [Егоров, 2004], с изменениями).

1 — выступы кристаллического фундамента; 2—4 — кедонская структурно-фациальная зона: 2 — амандыканская, 3 — кедон-омолонская, 4 — абкинская подзоны; 5—8 — ауланджинская структурно-фациальная зона: 5 — вулканогенно-молассовая, 6 — молассовая и кремнистая, 7 — терригенные и карбонатные формации позднекаменноугольного—мелового возраста, 8 — адезитовая формация позднего мела; 9 — разломы: ограничивающие массив (а), разделяющие его на блоки (б), предполагаемые (в); 10 — месторождения (а) и проявления эпитермального типа (б — Au-Ag, в — Ag-Au), медно-молибден-порфирового (с) и джаспероидного (д) типов; 11 — границы металлогенических зон. Месторождение: 1 — Биркачан, 2 — Кубака. Рудопроявление: 3 — Дубль, 4 — Елочка, 5 — Вечернее, 6 — Хрустальное, 7 — Таборное, 8 — Орлиное.

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

ряного оруденения на массиве постоянно дискутируется, чему способствуют данные варьирующих радиологических датировок — от раннего карбона до раннего мела [Горяев и др., 1997; Егоров, 2001; Котляр и др., 2001; Наталенко, 2002]. Между тем о среднепалеозойском (раннекаменноугольном) возрасте основного этапа золото-серебряного оруденения свидетельствуют следующие геологические факторы [Егоров, 2001]:

- наличие галек рудоносного кварца (в том числе и эпитермального) в конгломератах основания корбинской свиты раннекаменноугольного возраста;
- пересечение рудных тел месторождения Кубака дайками долеритов раннеюрского малоауланджинского комплекса, по которым К-Аг методом получены даты 155 ± 2 млн лет [Котляр и др., 2001];
- четкая ассоциация оруденения с вулканическими комплексами и вулканотектоническими структурами среднепалеозойского этапа;
- отсутствие оруденения в перекрывающих отложениях корбинской свиты раннекаменноугольного серпуховского возраста.

Для среднепалеозойской эпохи характерны эпитермальный золото-серебряный, золото- и сереброносных джаспероидов, золото-сульфидно-кварцевый, медно-молибден-порфировый формационные типы оруденения.

Выявлена слабая золотоносность рифейских конгломератов Омолонского террейна [Геология СССР, 1983]. Не установлено, присутствует ли золото в циркон-мартитовых песчаниках, но само существование их доказывает, что в позднем докембрии северо-востока России происходили процессы образования россыпей.

Золото-серебряное эпитермальное оруденение широко проявлено на Омолонском массиве (см. рис. 3, 5). Оно представлено двумя подтипами: золотым (отношение золота к серебру как 1:1—1:5) и собственно золото-серебряным (отношение золота к серебру 1:10—20 до 1:50). Месторождения и рудопроявления первого подтипа характерны для Амандыканской подзоны (Кубака, Биркачан, Магнитное, Елочка, Бургали и др.), объекты второго подтипа распространены преимущественно в Кедон-Омолонской или Абкитской подзоне (Юное, Инняга, Рыжик). Типичные жилы и прожилково-жильные зоны обычно сопровождаются ореолами рудоносных метасоматитов различной мощности. Рудные тела располагаются в пределах выходов вулканитов кедонской серии или субвулканических тел, чаще всего в покровах или экструзиях и субвулканах риолитовой фазы (Кубака, Биркачан, Юное, Бургали) или в подстилающих их вулканитах трахиандезитовой фазы (Магнитное, Елочка, Мышиное, Инняга). Месторождения приурочены к краевым частям крупных вулканических депрессий или просядок, осложненных экструзивно-купольными поднятиями или вулканическими куполами, в ядерной части которых обнажаются субвулканические тела кислого состава (Кубака, Биркачан, Юное, Бургали, Магнитное и др.).

Золото-сереброносные джаспероиды. На наличие золотоносных джаспероидов на Омолонском массиве впервые указали В.П. Показаньев, А.Н. Угрюмов [1986]. Повышенные концентрации золота и серебра отмечаются в окварцованных и сульфидизированных терригенно-карбонатных породах рифея и ордовика, прорванных интрузивами альпюряхского или булунского комплексов (см. рис. 3). Установлены они только в пределах Кедон-Омолонской подзоны, причем приурочены в основном к ее краевым частям, где имеются выступы пород нижнего структурного яруса.

Джаспероиды обычно характеризуются невысокими (первые г/т) содержаниями золота и резко аномальными (сотни г/т до 1 кг/т) содержаниями серебра, что отличает их от „карлинского типа“ золотоносных джаспероидов. Лишь в пределах Ущельнинского рудного поля в метасоматически окварцованных карбонатных породах ордовика В.В. Бурзайкиным в 1991 г. установлено содержание золота до 15,9 г/т (устное сообщение). Подобный формационный тип проявления прогнозируется в пределах Ягельнинского, Маякского и Ущельнинского выступов.

Важную роль в локализации рудопроявлений золота и серебра играли палеовулканоструктуры. Отчетливо наблюдается приуроченность золото-серебряного оруденения к периферии депрессий, сформировавшихся в риолитовую фазу кедонского вулканизма (месторождения Кубака и Биркачан, рудопроявления Лабазное, Магнитное, Мышиное — Гурникская депрессия; проявления Елочка, Бакчар, Дикое — Экальская депрессия). По краю Гурникской депрессии концентрируются и россыпные месторождения золота (Магнитное, Выстрел, Мизинец, Сомнительное). Депрессии выполнены вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями риолитовой фазы кедонского комплекса, обычно имеющими центриклинальное залегание. К краевым частям депрессий приурочены экстрезивные и субвулканические купола трахириолитов или трахириодацитов, комагматичные вулканитам риолитовой фазы. Они сопровождаются полями метасоматитов с золото-серебряной минерализацией и гидротермальными адуляр-кварцевыми рудоносными жилами.

Таким образом, в среднепалеозойский этап истории Омолонского массива формировалось оруденение, характерное для окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов. В его размещении отмечаются элементы поперечной горизонтальной зональности — от медно-порфирирового на востоке, через эпитепмальное золото-серебряное золотого типа к золотоносным джаспероидам и золото-серебряному оруденению сереброносного типа на западе [Егоров, 2001]. Близкая металлогеническая зональность установлена для Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [Умитбаев, 1986].

Учитывая определенные элементы металлогенической близости в фанерозое Омолонского террейна с колымскими и чукотскими террейнами пассивных континентальных окраин, можно сделать предположение об элементах подобия в металлонности их докембрийских фундаментов. В этом случае сквозная золотоносность объясняется существенным развитием золотого оруденения в большинстве тектоностратиграфических террейнов региона уже на этапах формирования докембрийского фундамента, а феномен золотоносности самых различных по возрасту и составу магматических комплексов и рудно-формационных рядов в значительной степени является следствием регенераций (реювенаций) докембрийских и палеозойских образований.

В *позднемезозойскую эпоху* глубинные разломы Омолонского кратонного террейна испытали интенсивную тектономагматическую активизацию (ТМА). Выделяются Конгинская, Коркодонская и другие зоны ТМА (рис. 6).

Конгинская зона ТМА в региональном плане представляется линейной вулканотектонической структурой, объединяющей в своем составе ряд последовательно сменяющих друг друга вулканоструктур [Дылевский, 1980]. Среди них различаются сложные депрессии и относительно простые просадки, наряду с ними распространены интрузивно-эффузивные комплексы, представляющие структуры корневых зон.

Конгинской зоне позднемезозойской ТМА отвечает самостоятельная металлогеническая зона, характеризующаяся золото-серебряной и серебро-полиметаллической минерализацией. В различных частях зоны имеются россыпные месторождения и проявления золота. Золото россыпей получено из проявлений золото-серебряной формации. Оно мелкое, в основном низкопробное (проба 525—570), среди золотин преобладают пластинки, комочки, реже палочки и дендриты [Степанов и др., 1989]. Часто отмечаются сростки с кварцем, „рубашки“ из гидроксидов железа. По результатам химического анализа золоту присущи высокие содержания меди (до 3—4 %) и железа (1,5—2 %), в шлихах кроме золота присутствуют гематит, магнетит, ильменит, галенит, пирит, халькопирит.

В составе Конгинской зоны выделяются Левовизуальненский рудно-россыпной узел на севере, Стрелокский — на юге и ряд потенциальных узлов: Верхнебургагчанский, Бодринский и Горный в средней ее части. В этих узлах необходимо проведение детальных поисковых работ.

Охотский кратонный террейн изучен значительно слабее. Он представляет собой систему горстов и грабенов; в Кухтуйском и Юровском выступах известны архейские породы. Позднемезозойские гранитоиды и вулканогенные толщи связаны с разломами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Разломы прослежены на десятки и сотни километров в северо-западном субмеридиональном и северо-восточном направлениях. Северо-западные разломы представляются унаследованными, так как согла-

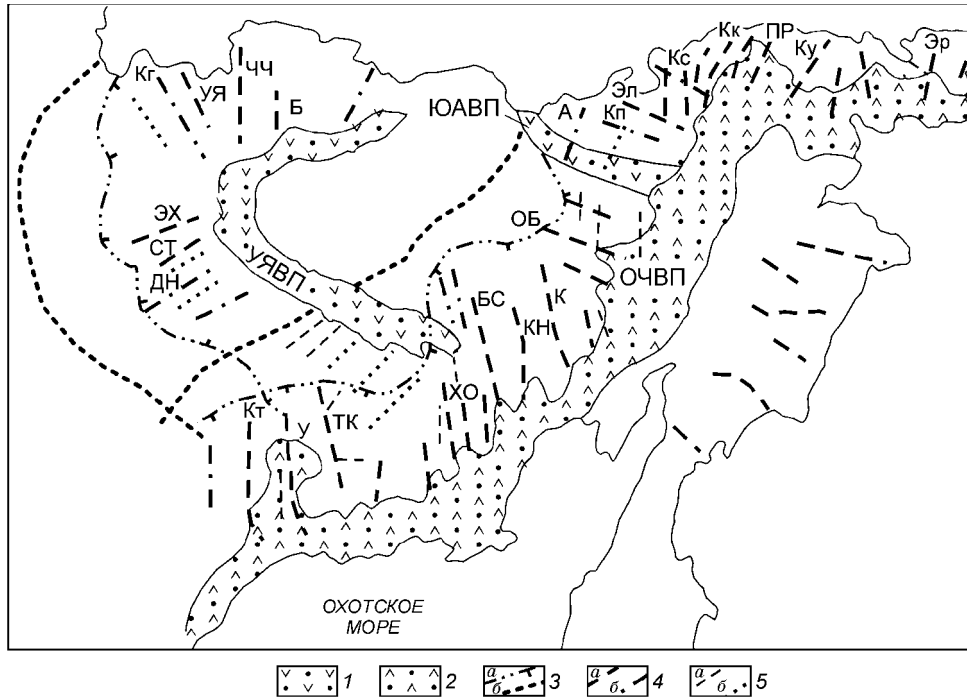


Рис. 6. Схема распределения проявлений позднемезозойской ТМА на северо-востоке Азии (по [Кузнецов, 2002], с дополнениями).

1, 2 — вулканоплутонические пояса: 1 — позднеюрско-меловой Уяндино-Ясаченский (УЯВП) и меловой Южно-Аннойский (ЮАВП), 2 — раннепозднемеловой Охотско-Чукотский (ОЧВП); 3 — условные границы: а — областей более интенсивно проявленной активизации, б — внешних частей перивулканических областей с учетом геофизических данных; 4 — линейные зоны ТМА I порядка: а — прослеженные, б — предполагаемые. Основные зоны ТМА перивулканической области ОЧВП и ЮАВП: Кт — Кетандинская, У — Ульбейская, ТК — Тас-Кыстабытская, ХО — Хурчан-Оротуканская, БС — Балыгычано-Сугойская, КН — Коркодон-Наяханская, К — Конгинская, ОБ — Олойско-Березовская, А — Атыквеемская, Кп — Кепервеемская, Эл — Эльвенеи-кая, Кс — Кусьвеемская, Кк — Кукенейская, ПР — Пильхинкуль-Рывеемская, Ку — Куэвуньская, Эр — Эргувеемская; зоны ТМА перивулканической области УЯВП: ДН — Дербек-Нельгехинская, СТ — Северо-Тирехтянская, ЭХ — Эге-Хайская, Кг — Куйгинская, УЯ — Усть-Янская, ЧЧ — Чохчуро-Чокурдахская, Б — Берелехская; 5 — более мелкие зоны ТМА II порядка (а), скрытые разломы фундамента без явно выраженных признаков ТМА (б).

суются со структурным планом кристаллического основания кратона. Поперечные северо-восточные разломы имеют прерывистый (скрытый) характер. В пределах рассматриваемых зон разломов формировались меловые вулканоплутонические ассоциации пестрого состава: ранние — преимущественно гранодиорит-андезитовые с молибденитовой и сульфидно-полиметаллической минерализацией, средние — гранит-риолит-игнимбритовые и андезит-базальтовые с золото-редкометалльной и молибденитовой минерализацией, поздние — контрастные габбро-гранит-базальт-риолитовые с полиметаллической, золото-серебряной и сурьмяно-ртутной минерализацией. Были обнаружены богатые марганцем эвлизиты, которые могут рассматриваться как потенциально крупное месторождение [Геология СССР, 1983].

В Нетер-Кухтуйской зоне разломов было выявлено и к настоящему времени в значительной мере уже отработано Хакан-

В Нетер-Кухтуйской зоне разломов было выявлено и к настоящему времени в значительной мере уже отработано Хакан-



Рис. 7. Модель формирования крупных месторождений кратонов, связанных с метасоматической мантией (по [Groves, 2005], с изменениями).

джинское золото-серебряное месторождение, при изучении которого впервые был установлен высоко реновируемый (прогрессирующий) характер рудного процесса [Сидоров и др., 1971], распространенный в Охотской ветви вулканогенного пояса. Из других особенностей месторождения следует отметить родонит-родохрозитовые ассоциации в рудах. Позднее подобные ассоциации были обнаружены в рудах гигантского существенно серебряного месторождения Дукал, расположенного в рифтогенном прогибе (Балыгычанском грабен-прогибе) на периферии структуры „слабых дислокаций“ или погруженного микрократона по С.М. Тильману [1973].

Эскимосский и Тайгоносский выходы докембрийского фундамента перекрыты Охотско-Чукотским вулканогенным поясом. Строение и границы этих выходов, в сущности, не выявлены, а металлогения слабо изучена.

В 2005 г. А.К. Константинов [2005] отметил высокие перспективы промышленной ураноносности Восточной Чукотки. В зонах несогласия, расположенных по периферии кратонных террейнов, могут быть выявлены крупные комплексные (типа Олимпик-Дэм, рис. 7) и собственно урановые месторождения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Даже из тех неполных и отрывочных сведений, которыми мы располагаем, нетрудно сделать вывод о высочайших перспективах кратонных террейнов и структур их обрамления. Особенно тесно эти перспективы связаны с проблемой прогнозирования золотого оруденения, которое характеризуется отчетливо сквозным развитием в структурах северо-востока России — от докембрия до кайнозоя. Высокая фанерозойская золотоносность колымских и чукотских террейнов и рудно-формационный анализ позволяют прогнозировать в пределах железисто-кварцитового ряда праформаций месторождения типа Хомстейк, а в пределах базит-ультрабазитового ряда — типа Калгурли, а также комплексные уран-многометалльные золото-железистые и ЮСГ-типа месторождения.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 03-05-64095 и 04-05-64359) и программы ОНЗ РАН № 2.

ЛИТЕРАТУРА

Аксенова В.Д., Шевченко В.М. О полихронности золотого оруденения на Омолонском массиве // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики // Магадан, СВНЦ ДВО РАН, 2000, с. 87—95.

Гельман М.Л., Фадеев А.П. Железо // Геология СССР, Т. XXX (северо-восток СССР: Магаданская область и Охотский район Хабаровского края); Полезные ископаемые. М., Недра, 1983, с. 34—44.

Геология СССР, Т. XXX (северо-восток СССР: Магаданская область и Охотский район Хабаровского края); Полезные ископаемые. М., Недра, 1983, 350 с.

Горячев Н.А., Чарч С.Е., Ньюберри Р.Дж. Контраст в свинцово-изотопных отношениях золото-рудных месторождений северо-востока России и Аляски // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 2000, с. 165—168.

Дылевский Е.Ф., Кузнецов В.М., Усачев Н.А. Меловой вулканизм и вулканоструктуры восточной части Охотско-Колымского водораздела // Тезисы докладов V всесоюзного вулканологического совещания. Тбилиси, 1980, с. 69—70.

Егоров В.Н. Проблемы структурно-формационного районирования среднего палеозоя юга Омолонского массива // Проблемы геологии и металлогении северо-востока Азии на рубеже тысячелетий, Т. 1. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 2001, с. 29—32.

Егоров В.Н. Строение, магматизм и металлогения среднего палеозоя юга Омолонского массива: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 2004, 20 с.

Егоров В.Н., Шерстобитов П.А. Кедонская вулканоплутоническая ассоциация юго-восточной части Омолонского массива // Магматизм и метаморфизм северо-востока Азии (Материалы IV регион. петрограф. совещ. по северо-востоку России). Магадан, Кн. изд-во, 2000, с. 23—29.

Константинов А.К. Урановый потенциал Чукотки. М., ВИМС, 2005, 123 с.

Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов северо-востока России. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 2001, 318 с.

Кузнецов В.М. Делимость земной коры северо-востока Азии: структурно-вещественные комплексы, дизъюнктивные дислокации: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 2002, 36 с.

Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф., Шпикерман В.И., Ликман В.Б. Магматизм центральных районов северо-востока СССР. Владивосток, СВКНИИ ДВО АН СССР, 1989, 119 с.

Наталенко М.В., Стружков С.Ф., Рыжов О.Б., Вакин М.Е., Политов В.К., Ишков Б.И., Корчавец В.П. Геологическое строение и минералогия руд месторождения Биркачан. Магаданская область // Руды и металлы, 2002, № 6, с. 37—52.

Пак А.М. Порфирировое оруденение Южно-Омолонского рудного района // Колыма, 2002, № 4, с. 14—24.

Показаньев В.П., Угрюмов А.Н. О проявлении металлоносных джаспероидов на Омолонском массиве // Тихоокеан. геология, 1986, № 5, с. 68—75.

Сидоров А.А. Рудные формации фанерозойских провинций. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 1987, 84 с.

Сидоров А.А. Рудные формации и эволюционно-исторический анализ благороднометалльного оруденения. Магадан, 1998, 246 с.

Сидоров А.А., Волков А.В. О серебряных гигантах России // Докл. РАН, 1998, т. 390, № 3, с. 374—378.

Сидоров А.А., Гончаров В.И., Найбородин В.И. Термобарогеохимия месторождений золото-серебряной формации (северо-восток) // Труды Международного геохимического конгресса, Т. 1. М., ВИНТИ, 1971, с. 385—387.

Степанов В.А., Сорокин А.Б., Кузнецов В.М., Лушников Л.А. Самородные золото и серебро разнотипных проявлений одного из срединных массивов северо-востока СССР // Самородные элементы рудных месторождений Тихоокеанской окраины Азии. Владивосток, ДВГИ ДВО АН СССР, 1989, с. 117—126.

Терехов М.И., Лычагин П.П., Мерзляков В.М., Дылевский В.И. Объяснительная записка к геологической карте междуречья Сугоя, Коркодона, Омолона, Олоя и Гижиги м-ба 1:500 000. Магадан, СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984, 144 с.

Тильман С.М. Сравнительная тектоника мезозоид севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск, Наука, 1973, 326 с.

Умитбаев Р.Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция (строение, рудоносность, аналоги). М., Наука, 1986, 286 с.

Шпикерман В.И. Домеловая минералогия северо-востока Азии. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 1998, 334 с.

Щеглов А.Д. Металлогения срединных массивов. Л., Недра, 1971, 148 с.

Goodwin A.M. Precambrian geology. San Diego, Academic Press Ltd., 1991, 666 p.

Groves D. The gold potential of Finland: an initial appraisal // V Fennoscandian exploration and mining meeting. Rovaniemi, Finland, 2005, p. 27.

Leahy K., Barnicoat A.C., Foster R.P., Lawrence S.R., Napier R.W. Geodynamic processes that control the global distribution of giant gold deposits // Appl. Earth Sci. (Trans. Inst. Min. Metall. B), 2003, v. 112, B210—B211.

Michaud M. An overview of diamond exploration in the North China Craton // Mineral deposits research: meeting the global challenge (proceedings of the Eighth biennial SGA meeting, Beijing, China, 18—21 August 2005), Berlin, Springer, 2005, v. 2, p. 1547—1551.

Miller L.D., Goldfarb R.J., Nie F.J., Hart C.J.R., Miller M.L., Yang, Yueqing, Liu Y. North China gold — a product of multiple orogens // Soc. Econ. Geol. Newsletter, 1998, № 33, p. 6—12.

Significant Metalliferous and selected non-metalliferous lode deposits and placer districts for Russian Far East, Alaska, and the Canadian Cordillera. Open-File Report 96-513-A. U.S. Department of the Interior U.S. Geological Survey, 1996, p. 386.

*Поступила в редакцию
31 мая 2006 г.*