

УДК 553.411:571.65

ЗОЛОТО-СЕРЕБРОНОСНЫЙ ОХОТСКО-ЧУКОТСКИЙ ВУЛКАНОГЕННЫЙ ПОЯС

© 2009 г. А. А. Сидоров*, А. В. Волков*, В. Ф. Белый**, В. Ю. Алексеев*, Е. Е. Колова**

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
119017, Москва, Ж-17, Старомонетный пер., 35

**Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН
685010, г Магадан, ул. Портовая, 16

Поступила в редакцию 10.06.2009 г.

Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОЧВП) формировался в течение 25 млн. лет (со среднего альба до сеномана) на границе континентального Верхояно-Чукотского и Корякско-Камчатского коллажа террейнов и представляет собой самостоятельную структуру земной коры, сложенную субаэральными вулканическими породами, протягивающуюся на 3000 км. В составе ОЧВП по отношению к океанической окраине выделяются: внутренняя, внешняя и фланговые зоны. Сложное строение террейнов фундамента и ОЧВП обусловили большое разнообразие типов эпитермальных месторождений. Во внутренней зоне пояса чаще всего концентрируются месторождения медно-молибден-порфировой формации. Для внешней зоны характерно оруденение золото-серебряной формации и разнообразные оловорудные формации. Серебро-полиметаллические месторождения (Дукат, Лунный, Арылах и др.) приурочены к рифтогенному вулканопрогибу, осложняющему ОЧВП между Яно-Колымским и Омолонским террейнами.

ВВЕДЕНИЕ

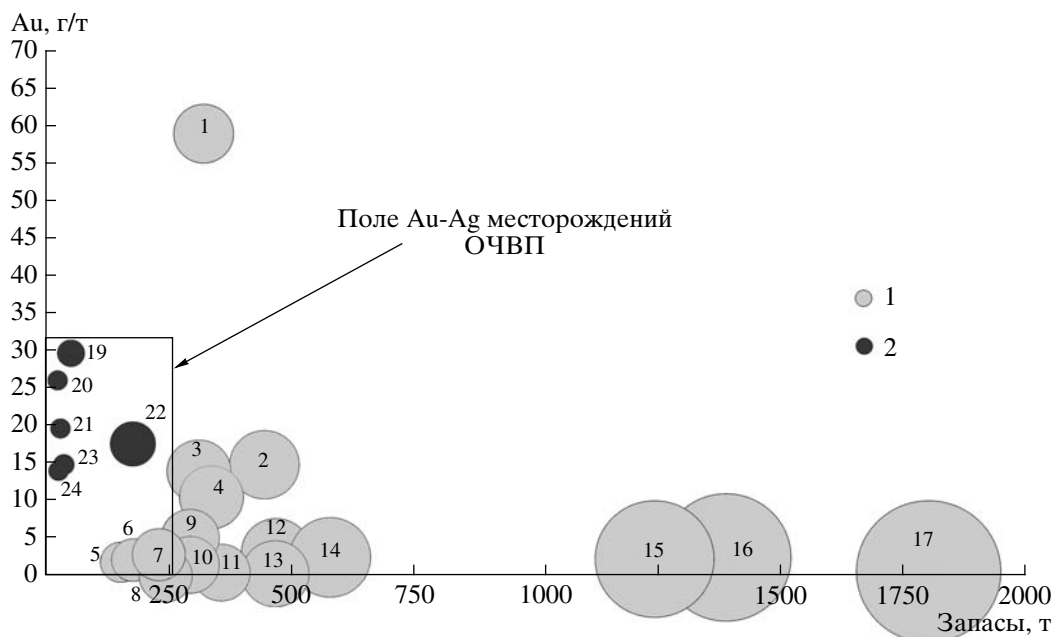
Охотско-Чукотский вулканоогенный пояс – золото-сереброносный пояс мирового значения – ничем не уступает Андийскому и Балкано-Карпатскому металлогеническому поясам. Несмотря на 50-летнюю историю, разведка и оценка подавляющего большинства обнаруженных золото-серебряных месторождений и проявлений ОЧВП находится в самой начальной стадии. Обширная территория ОЧВП (протяженность более 3000 км), по-прежнему, слабо изучена. Большинство установленных проявлений и геохимических аномалий не заверены на глубину, в их пределах не проведены качественные геофизические исследования, направленные на выявление рудных тел, не выходящих на поверхность; не изучена проблема “корней” эпитермального оруденения, их связи с медно-порфириновым оруденением.

Вместе с тем в последние годы открыты многочисленные месторождения золота и серебра эпитермального типа (фиг. 1) в Тихоокеанском рудном поясе (в Индонезии, Перу, Японии, Чили, Аргентине, Папуа Новой Гвинее). Эти месторождения по своему значению для добывающей промышленности в настоящее время выходят на третье место после золотоносных конгломератов и месторождений зеленокаменных поясов (Frimmel, 2007).

В ОЧВП известны следующие золото-серебряные месторождения: Дукат, Лунное, Арылах, Гольцовое, Тидит, Джульетта, Нявленга, Валунистое, Двойной, Купол, Эвенская группа, Карамкен, Хаканджа; медно-молибден-порфириновые с золотом и серебром рудные поля: Вечернее и др., Ольховская группа, Танюерская группа, Эргувеевская группа, Конипгягинская группа (фиг. 2). Кроме того, в ОЧВП выявлено несколько десятков перспективных рудопроявлений и более 2000 точек минерализации. Сравнительно недавно здесь были открыты два крупных месторождения – Купол (Западная Чукотка) и Светлое (Хабаровский край).

На Северо-Востоке России, где изученность старых россыпных приисковых районов достаточно высока, уже давно очевидно, что быстрый рост золотодобычи надо в первую очередь связывать с развитием поисковых работ в новых районах, перспективных на бонанцевое золото-серебряное оруденение. Крупные месторождения Кубака и Купол – неопровержимое подтверждение этого. Развитие добычи золота и серебра из бонанцевых месторождений даже в удаленных районах, как показывают примеры промышленного освоения месторождений: Дукат, Лунное, Кубака, Джульетта, Валунистый, Двойное, Хаканджа и Купол, не требует значительных финансовых затрат и времени. Первые 10 т золота и 100 т серебра из уникального месторождения Купол получены уже в 2008 году. Благодаря этому Чукотский АО выдвинулся в первую тройку по добычи золота в России, как в конце 90-х

Адрес для переписки: А.В. Волков. E-mail: alexandr@igem.ru



Фиг. 1. Зарубежные и российские (ОЧВП) эпitherмальные золото-серебряные месторождения.

1 – зарубежные месторождения (Laznicka, 2006): 1 – Хишикари, 2 – Грас Вaley, 3 – Комшток, 4 – Емперор, 5 – Берегово, 6 – Окампу, 7 – Марта, 8 – Мак Доналд, 9 – Эль-Индиго, 10 – Алто Чикамо, 11 – Метатес, 12 – Веладего, 13 – Рауд Маунтин, 14 – Паскуа Лама, 15 – Пуебло Виехо, 16 – Ладо – Ладолам-Лихир, 17 – Янакоча; 2 – российские месторождения: 19 – Двойной, 20 – Карамкен, 21 – Джульетта, 22 – Купол, 23 – Хаканджа, 24 – Валунистый.

годов Кубка вывела Магаданскую область на первое место.

РАЙОНИРОВАНИЕ ОЧВП

ОЧВП является тектонотипом окраинно-континентальных вулcano-плутонических поясов и самым крупным элементом Восточно-Азиатской системы этих структур (фиг. 2). Вулcano-плутонические окраинно-континентальные пояса представляют собой отрицательные компенсационные структуры. Они сложены исключительно субаэральными вулканитами известково-щелочной и отчасти субщелочной серии (глиноземистые базальты–андезиты–дациты–риолиты) мощностью до 5–7 км, а также родственными им по составу, близкими по возрасту нередко батолитового типа интрузивами, в большинстве многофазными, сложенными габбро, диоритами, преобладающими гранодиоритами (с участием тоналитов и кварцевых монцонитов) и гранитами.

ОЧВП формировался в течение 25 млн. лет (Белый, 1994) на границе континентального Верхояно-Чукотского и Корякско-Камчатского коллажа террейнов (фиг. 2). Протяженность вулcano-плутонического пояса достигает 3000 км, а средняя ширина – 200 км. Он состоит из трех элементов: главной дуговой части, протягивающейся от нижнего течения р. Ульи до побережья Восточно-Сибирского моря (около 2000 км), которая названа Тауйско-Ча-

унской аркоклиналью, а также Западно-Охотской и Восточно-Чукотской фланговых зон (фиг. 2). По существу это самостоятельные структуры, соединенные по типу левостороннего торцового причленения, сформированные в один и тот же интервал геологического времени.

Развитие ОЧВП происходило в две стадии: 1) раннюю (альб–сеноман), когда образовалось около 90% общего объема вулканитов, и 2) позднюю (турон–сантон), связанную с развитием Корякско-Камчатских структур.

Тауйско-Чаунская аркоклиналь построена асимметрично. Она обладает хорошо выраженной структурно-формационной поперечной зональностью и делится на внутреннюю и внешнюю зоны. Во фланговых зонах подобная поперечная зональность не наблюдается.

Внутренняя зона ОЧВП наложена на структуры Тайгоносской вулканической дуги (верхний палеозой–начало альба). Строение и особенности развития внутренней зоны ОЧВП тесно связаны с зональностью Тайгоносской вулканической дуги: выделенные во внутренней зоне ОЧВП подзоны грабен-прогибов и магматогенных поднятий наследуют Ичигем-Вискичунский и Кони-Нейнегский секторы вулканической дуги соответственно. Внутренняя зона ОЧВП как бы “вырастает” из Ичигем-Вискичунского сектора Тайгоносской дуги. Вулканогенные толщи ранней стадии развития сложены преимущественно высокоглиноземистыми базаль-

тами и андезито-базальтами; в подзоне грабен-прогибов их мощность достигает 7.5 км. В Примагаданском районе (полуострова Кони и Пьягина) и в бассейне верхних течений рек Пенжина и Анадырь ширина внутренней зоны примерно одинакова: 100–110 и 90 км соответственно. Но в районе полуострова Тайгонос, на участке протяженностью около 220 км, наблюдается резкое сужение структур Тайгоносской вулканической дуги и соответственно внутренней зоны ОЧВП до 47–25 км, которое именуется Тайгоносским синтаксисом. Территория Тайгоносского синтаксиса, по-видимому, подверглась не только сильному боковому сжатию, но одновременно испытала значительные поднятия и размыв. Так, вулканы ОЧВП здесь сохранились фрагментарно и только в осевой части Ичигем-Вискичунской зоны. Глубина эрозионного среза на отдельных участках Восточно-Тайгоносского интрузивного массива, слагающего ядро одноименного магматогенного поднятия, достигает 8–10 км. Тайгоносский синтаксис представляет собой естественную пограничную зону между охотской и чукотской частями ОЧВП. Важно подчеркнуть, что в чукотской части ОЧВП вулканы поздней стадии развития распространены почти исключительно во внутренней зоне, а в охотской – только во внешней.

Внешняя зона ОЧВП наложена на складчатые структуры террейнов пассивной континентальной окраины, на вулканические дуги и на кратонные террейны. Состав вулканитов ранней стадии существенно меняется по простиранию внешней зоны и отражает особенности развития ее фундамента. На этом основании внешняя зона делится на Охотский, Пенжинский, Анадырский и Центрально-Чукотский секторы, в которых преобладают либо адезито-базальты (Анадырский сектор, наложенный на позднеюрские–раннемеловые структуры Олойского вулканогенного пояса), либо вулканы кислого состава (Центрально-Чукотский сектор наложен на террейны пассивной континентальной окраины, охваченной в раннем мелу мощным гранитоидным магматизмом). Обычной же является смена мощного более раннего андезитового вулканизма крупнообъемными извержениями вулканитов кислого состава (Охотский и Пенжинский, отчасти и Центрально-Чукотский секторы). Мощность вулканических накоплений во внешней зоне ОЧВП в среднем, по-видимому, составляет 3–3.5 км, но в некоторых длительно формировавшихся вулканоструктурах суммарная стратиграфическая мощность вулканитов может достигать 5000 м. Количественное соотношение между вулканитами среднего–основного и кислого состава в целом близко к 6.5 : 3.5.

Фланговые зоны ОЧВП лежат главным образом на структурах с дорифейской континентальной корой (кратонные террейны, Сибирская платформа); доля вулканитов кислого состава достигает здесь 50–55%, характерны контрастные (бимодальные)

вулканические серии. Мощность вулканитов может достигать 3–4 км.

Для внешней и фланговых зон ОЧВП характерны разнообразные изометричные отрицательные вулканоструктуры: кальдерообразные структуры оседания – депрессии и просадки, кальдеры; кольцевые интрузивно-эффузивные сооружения; вулканические грабены и полуграбены, наследующие направление разломов фундамента. Купольные интрузивно-эффузивные и криптоинтрузивные структуры распространены во всех зонах, но роль их относительно невелика, хотя в размещении оруденения они нередко имеют решающее значение.

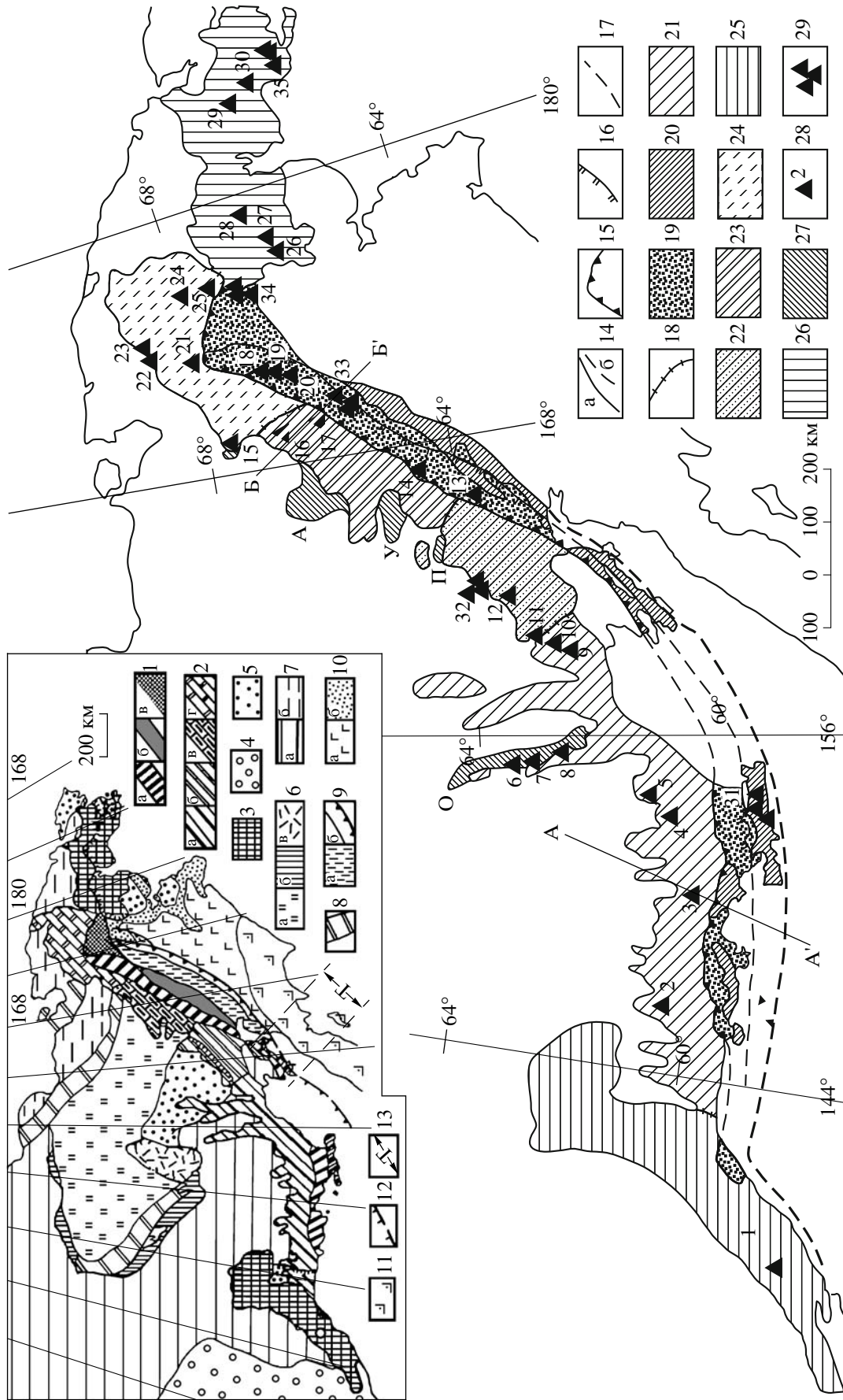
Характерный элемент структуры ОЧВП – магматогенные поднятия, в которых сосредоточена главная часть самых крупных интрузивных тел. Во внутренней зоне большая часть этих структур развивалась унаследовано от аналогичных поднятий Кони-Пьягинской зоны Тайгоносской вулканической дуги. Во внешней зоне они формировались в течение ранней стадии развития ОЧВП. Здесь относительная площадь их значительно меньше, чем во внутренней зоне. Одни из них вытянуты параллельно общему простиранию ОЧВП (Челомжа-Ямское, Оконайто-Пеледонское), другие ориентированы поперек. Для фланговых зон магматогенные поднятия нехарактерны.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ОЧВП

Подавляющая часть интрузивных комплексов ОЧВП относится к ранней стадии его развития и принадлежит к габбро-диорит-гранодиорит (тоналит)-гранитным (плагиигранитным) сериям. В целом в строении габбро-гранитных серий внутренней зоны ОЧВП преобладают кварцевые диориты, гранодиориты и тоналиты, адамеллиты, граниты и плагииграниты.

Во внешней зоне интрузивные габбро-диорит-гранитные серии характерны для магматогенных поднятий. Вопрос их полихронности проблематичен, но очевидно, что время становления конкретных комплексов в разных магматогенных поднятиях может быть разным. Преобладающие породы габбро-диорит-гранитных серий – гранодиориты, кварцевые монзониты, граниты и лейкограниты. Кроме того, во внешней и фланговых зонах широко распространены интрузивные комплексы, обычно связанные с формированием различных интрузивно-эффузивных пород. Они отличаются значительным разнообразием состава и отражают особенности развития локальных магматических систем (например, альбские субщелочные граниты Нявленгинской структуры).

С поздней стадией развития ОЧВП связано образование небольших и относительно малочисленных интрузивов непостоянного и весьма разнообразного состава: габбро и габбро-эссекситы, монзониты,



Фиг. 2. Схема районирования ОЧВП и размещение золото-серебряных месторождений.

1–3 – ОЧВП: 1 – внутренняя зона: подзона грабен-синклиналей (а), подзона магматогенных поднятий (б), без разделения (в), 2 – внешняя зона, секторы: Охотский (а), Пенжинский (б), Анадырский (в), Центрально-Чукотский (г); 3 – фланговые зоны: О – Западно-Охотская, Ч – Восточно-Чукотская; 4 – Сибирская платформа; 5 – дорифейские срединные массивы (части, не перекрытые вулканитами ОЧВП); 6, 7 – Верхояно-Чукотская складчатая область, мезозоида: 6 – Алазейско-Олойская система: островодужные и океанические террейны (а), краевые поднятия палеозойских карбонатных платформ (б), Приколмское поднятие рифейской зоны (в), 7 – Яно-Колымский (а) и Чукотский (б) террейны пассивных континентальных окраин; 8 – рифтогенные структуры раннеорогенной стадии развития мезозой; 9 – Пенжинский междуговой прогиб (а) и Таловско-Майнская невулканическая дуга (б) мезозойской островодужной системы; 10 – Анадырско-Корякские островодужные и океанические террейны, ларамиды: внутренняя (а), внешняя (б) зоны; 11 – Олюторско-Камчатские островодужные и океанические террейны, кайнозоиды; 12 – доальбская сейсмофокальная зона; 13 – Тайгоносский синтаксис; 14 – обобщенная граница распространения магматических образований ОЧВП: альб-сантон: на суше (а), в акватории (б); 15 – граница внешней и внутренней зон ОЧВП; 16 – граница подзон грабен-прогибов и магматогенных поднятий (штрихи ориентированы в сторону подзоны грабен-прогибов); 17 – продолжение границ в акватории; 18 – границы секторов внешней зоны и фланговых зон; 19 – вулканиты внутренней зоны; 20 – магматогенные поднятия ОЧВП; 21–24 – внешняя зона ОЧВП, секторы: 21 – Охотский, 22 – Пенжинский, 23 – Анадырский, 24 – Центрально-Чукотский; 25, 26 – фланговые зоны: 25 – Западно-Охотская, 26 – Восточно-Чукотская; 27 – позднеорогенные (конец баррема-начало альба) структуры мезозой: О – Омсукчанский грабен, П – Верхне-Пенжинская, У – Умквеевская, А – Айнакургенская, Т – Тыгтыльвеевская впадина; 28 – золото-серебряные месторождения: 1 – Хаканджа, 2 – Бургаглыкан, 3 – Карамкен, 4 – Нявленга, 5 – Джульетта, 6 – Арылах, 7 – Лунное, 8 – Дукаат, 9 – Сопка кварцевая, 10 – Ирбычан, 11 – Ороц, 12 – Кегали, 13 – Сергеевское, 14 – Иргувеем, 15 – Двойной, 16 – Купол, 17 – Горностаевый, 18 – Энмываам, 19 – Арыкваам, 20 – Кайэнмываам, 21 – Кытлатап, 22 – Промежуточный, 23 – Сопка рудная, 24 – Телевеем, 25 – Провальные озера, 26 – Жильное, 27 – Валунистое, 28 – Тэркней, 29 – Коррида, 30 – Пепенвеем; 29 – Cu-Mo-Au-Ag-месторождения: 31 – Кони-Пьягинская группа, 32 – Вечернее и др., 33 – Ольховская группа, 34 – Танюрерская группа, 35 – Провиденская группа.

диориты и сиенитодиориты, кварцевые монзониты, гранодиориты, сиениты и кварцевые сиениты, граниты и граносиениты.

Глубинное строение ОЧВП

Образование ОЧВП было сравнительно кратковременным и масштабным процессом. Огромные объемы наблюдаемых на поверхности магматических образований ОЧВП дают основание полагать, что земная кора и верхняя мантия подвергались существенным преобразованиям. Естественно, что геофизические данные о современной глубинной структуре ОЧВП отражают особенности его формирования.

На фиг. 3 показаны разрезы современной структуры земной коры по профилям Усть-Среднекан–Охотское море и пос. Илirianей–р. Майн, которые базируются на данных интерпретации гравитационных и магнитных аномалий, выполненной в 60-ые годы прошлого столетия А.А. Николаевским (1967). Новые комплексные геофизические исследования по профилю Магадан–р. Омолон (Вашилов и др., 2003) подтверждают принципиальную правильность этой интерпретации, но при этом показывают, что в юго-восточной части Яно-Колымской системы мезозой и внешней зоны ОЧВП (фиг. 3) мощность континентальной коры больше и достигает 55 км.

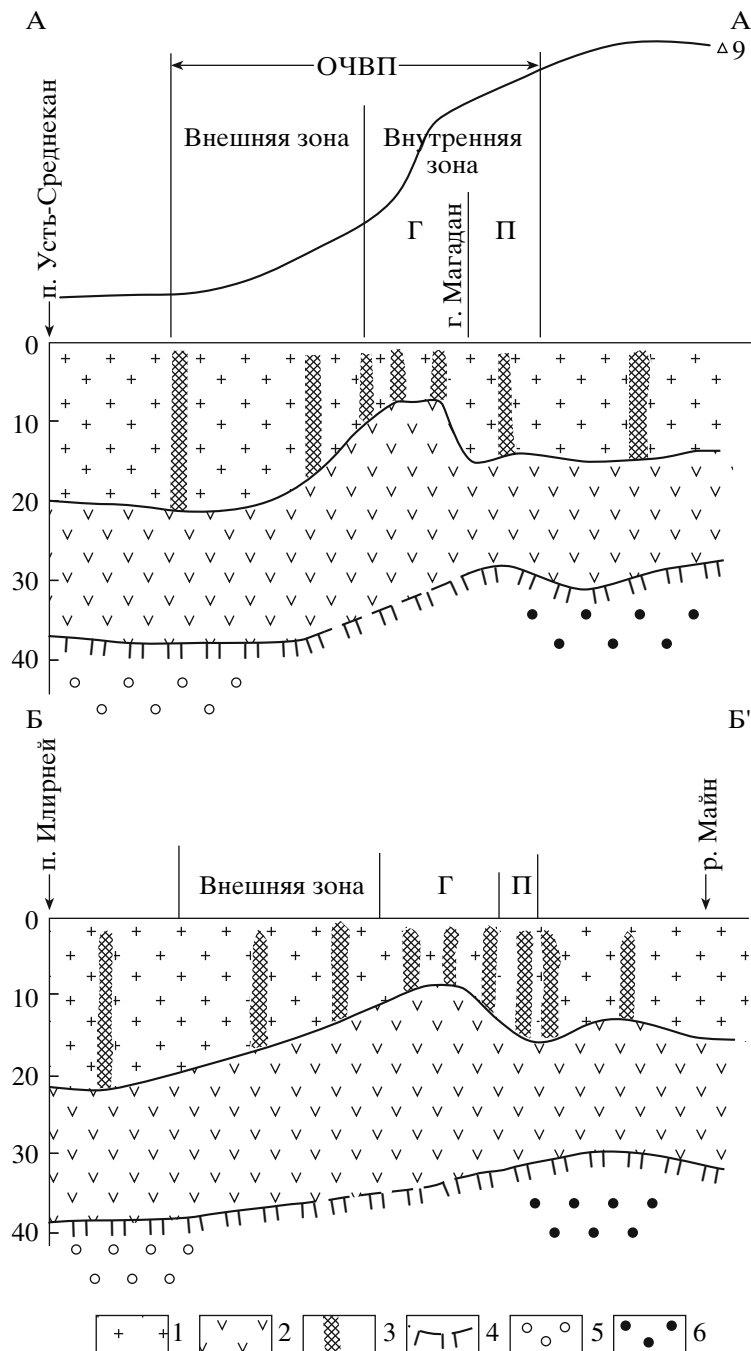
Как видно на профилях, мощность земной коры уменьшается в направлении от Верхояно-Чукотских складчатых структур в сторону Охотского моря и/или Пенжинского прогиба. Сокращение мощности коры сопровождается существенными изменениями ее структуры, особенно в пределах подзоны грабен-синклиналей внутренней зоны ОЧВП.

Здесь наблюдается резкий подъем кровли “базальтового” слоя до глубины 7–8 км и увеличение его мощности, хотя общая мощность коры при этом уменьшается. Надо отметить, что мощность и структура земной коры меняются по-разному (фиг. 3). В первом случае это происходит достаточно резко, особенно с учетом новых данных об увеличении мощности коры в Примагаданском районе Яно-Колымской системы до 55 км, что может быть следствием кристаллизации под внешней зоной ОЧВП крупных периферических очагов гранитной магмы. Во втором – уменьшение мощности коры и “гранитного” слоя происходит достаточно постепенно. Это, по-видимому, обусловлено тем, что, во-первых, во внешней зоне Анадырского сектора ОЧВП резко преобладал андезит-базальтовый вулканизм, а во-вторых, северо-западная часть профиля совпадает с простиранием Южно-Анхойской рифтогенной зоны.

Резкий подъем кровли “базальтового” слоя в подзоне грабен-прогибов, где мощность вулканических толщ достигает 7–7.5 км, дает основание предполагать, что, по крайней мере, верхняя часть “базальтового” слоя образована здесь застывшими периферическими очагами базальтовой магмы.

Характеристика главных рудоносных структур ОЧВП

Охотский сектор является наиболее крупной частью внешней зоны ОЧВП (фиг. 2) и характеризуется большим разнообразием структур вулканических полей, в том числе рудоносных, широким развитием интрузивного магматизма и значительным распространением кольцевых интрузивно-эффузивных сооружений. Наиболее значительные золото-серебряные эпitherмальные, а также олово-серебряные и



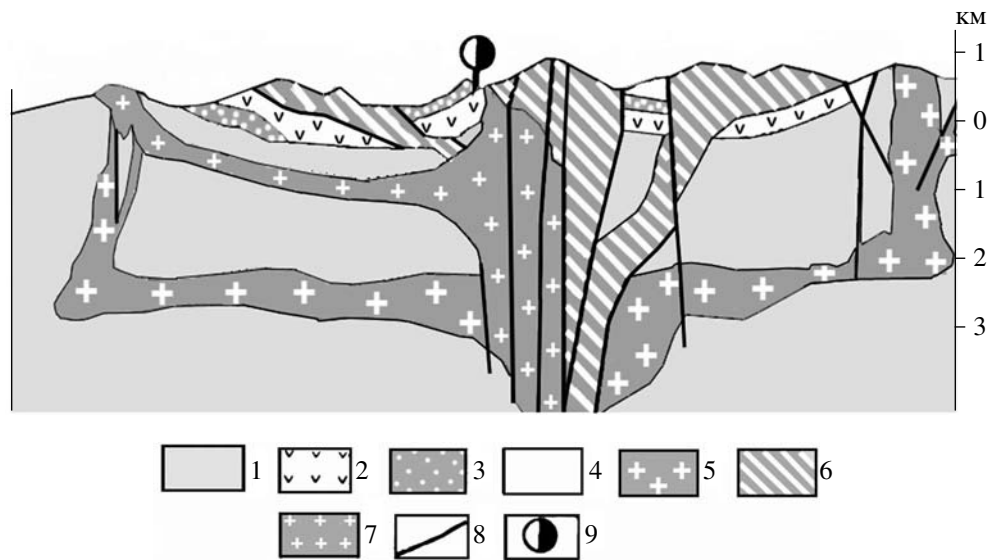
Фиг. 3. Схема строения земной коры ОЧВП (разрезы см. на фиг. 2).

1 – “гранитный” слой; 2 – “базальтовый” слой; 3 – зоны разломов; 4 – поверхность Мохо; 5, 6 – области разуплотнения (5) и уплотнения (6) подкорového вещества. Г – грабены; П – поднятия.

медно-молибденовые порфировые месторождения и рудопроявления связаны с этими сооружениями и с зонами разломов регионального и надрегионального характера – линейными зонами, развитие которых определяло формирование структур вулканических полей.

К наиболее изученным рудоносным кольцевым интрузивно-эффузивным структурам относятся:

Арманская (Au-Ag-месторождение Карамкен и др.), Нявленгинская (Au-Ag- и Cu-Mo-месторождение Нявленга), Джугоджакская (Au-Ag-месторождение Джульетта) и Туромчинская (Au-Ag-месторождение Сопка Кварцевая и др.). Главные признаки строения и развития этих структур: 1) изометричная в плане форма размером от 33 × 44 до 65 × 70 км в поперечнике; 2) хорошо выраженная, обычно сложно по-



Фиг. 4. Геологический разрез Нявленгинской вулcano-тектонической депрессии.

1 – терригенные отложения верхоянского комплекса; 2–4 – вулканогенный комплекс: 2 – нижняя толща: андезиты, базальты, их туфы, 3 – средняя толща: лавы, туфы риолитов, 4 – верхняя толща: игнимбриды риолитов; 5–7 – интрузивный комплекс: 5 – лейкократовые субщелочные граниты, 6 – автомагматические брекчии, 7 – микропегматитовые субщелочные граниты; 8 – разрывные нарушения; 9 – месторождение Нявленга.

строенная внутренняя депрессия, заполненная вулканитами, и внешнее интрузивное и/или интрузивно-метаморфическое обрамление; 3) относительно большая многостадийная длительность развития.

Арманская вулcano-плутоническая структура расположена на складчатый комплекс одноименного прогиба, входящего в состав Яно-Колымской складчатой системы (ЯКС). Поперечный размер структуры 60 × 67 км, внутренней депрессии – 50 × 55 км; ширина внешнего интрузивно-метаморфического обрамления колеблется от 6 до 10–12 км. Внутренняя депрессия сложена образованиями арманского (нараулийская и арманская свиты), амкинского (хольчанская свита) и аркагалинского (улынская, аганская, ольская, мыгдыкитская свиты) горизонтов. В пределах депрессии известны также образования нанкалинской и кирикской свит (буор-кемюсский горизонт), но их роль как структурообразующих комплексов не ясна. В раннюю стадию развития (нараулийская свита, андезитовая формация, более 1000 м; хольчанская свита, дацит-риолитовая формация, 200–600 м) в границах, близких современным, формировалась внутренняя депрессия.

Образование внешнего интрузивно-метаморфического обрамления относится, вероятно, к поздней стадии. По-видимому, одновременно с этим происходил сложный процесс преобразования и разделения магматических очагов под внутренней депрессией. Так, в юго-западной части депрессии образовалась Хатачанская вулканоструктура оседания, сложенная формациями андезито-базальт-риолитовой (улынская свита, 400–500 м и ольская свита, 100–

300 м) и глиноземистых платобазальтов (мыгдыкитская свита, 300–600 м).

В северо-восточном секторе депрессии возник, по-видимому, локальный периферический очаг гранитной магмы, с которым было связано образование полигональной Аганской кальдеры, сложенной разнообразными игнимбридами и туфами риолитового состава, мощностью до 1300 м. По гравиметрическим данным, под Аганской кальдерой в интервале глубин 1.5–7.5 км от уровня моря лежит линзовидное тело гранитов (Стружков, Константинов, 2005).

Золото-серебряное оруденение Арманской структуры связано главным образом с Аганской кальдерой и приурочено к зоне разломов, составляющих ее северо-восточное ограничение. Это месторождения – Карамкен, Аганское, Финиш, Утесное, Ущельное (таблица). В западной части кальдеры установлено только месторождение Мшистое.

Месторождение Карамкен (фиг. 2; таблица) находится на пересечении разломов, ограничивающих Аганскую кальдеру с северо-восточной и юго-юго-западной сторон и распространяющихся в зону интрузивно-метаморфического обрамления Арманской структуры, где распространены породы главным образом нараулийской и хольчанской свит и сложные тела автомагматических брекчий.

Нявленгинская и Джугоджакская структуры находятся в южной части Балыгычанского района пологих дислокаций верхоянского комплекса ЯКС. Предполагается, что под Балыгычанским, как и под другими ему подобными районами пологих дисло-

Характеристика основных золото-серебряных эпиптермальных месторождений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса

Месторождение, рудноформационный ряд	Положение в региональных структурах	Структура вулканического поля	Геологическая рудовмещающая формация	Ярус	Характеристика фундамента	Мощность вулканитов, м	Рудная колонна, м	Возраст, млн. лет
Хаканджа, Au-Sf, Ag-Sn	Фланговая Западно-Охотская	Купол	Андезито-базальт-риолитовая; андезитовая	Турон, верхний альб	Охотский кратонный террейн	600?	350	Нет данных
Карамкен, Au-Sf, Ag-Sn	Внешняя Охотский	Кальдера	Дацит-риолитовая; андезитовая	Верхний альб	Верхоянский комплекс ЯКС	1000?	600?	79, Ag-Ag
Джульетта, Au-Cu, Ag-Sn	»	Кольцевой вулкано-плутонический комплекс	Андезитовая		Район пологих дислокаций ЯКС	600	300	128, 138, Ag-Ag; 136, Rb-Sr
Дукаг, Ag-Sn, Ag-Pb-Zn	»	Криптоинтрузивный купол	Риолитовая; дацит-риолитовая;	Турон, сенومان, нижний альб, апт	Рифтогенная впадина	200	450?	81-85, Ag-Ag; 74-84, Rb-Sr
Сопка Кварцевая, Au-Sf, Ag-Sn	»	»	Дацил-риолитовая	Сеноман	Омолонский кратонный террейн	900?	200	80, Ag-Ag
Купол, Au-Cu, Au-Sf	Внешняя Анадырский	Кальдерный комплекс, субвулканические тела	Двулироксеновые платоандезиты	»	Олойская вулканическая дуга	1500	500	Нет данных
Каенмываам, Au-Cu, Au-Sf	Внутренняя грабен-синклиналей	Криптоинтрузивный купол	Риолитовая и андезит-дацит-риолитовая	Верхний альб	Тайганоская вулканическая дуга	2000?	300?	»
Двойной, Au-Sf	Внешняя Центально-Чукотский	Кальдерный комплекс, субвулканические тела	»	Верхний апт или нижний альб	Анхойский район пологих дислокаций	1000?	300?	»
Сопка Рудная, Au-Sf, Ag-Sn	»	Купол, субвулканические тела, дайки	Андезито-дацит-риолитовая	Верхний альб	Чаунский район пологих дислокаций	300	200	»
Валунистый, Au-Cu, Pb-Zn-Cu	Фланговая Восточно-Чукотская	Криптоинтрузивный купол	Бимодальная андезито-базальт-риолитовая	Турон	Эскимосский кратонный террейн	1500	200?	79, Ag-Ag
Коррида, Au-Sf, Ag-Sn	»	Купол, субвулканические тела, дайки	Дацил-риолитовая	Верхний альб	»	500?	200?	Нет данных
Пепенвеем, Ag-Au-Sn, Pb-Zn-Cu	»	Вулкано-грабен	Андезитовая	Альб	»	500?	200?	»

Примечание. Au-Sf – золото-сульфидный, Au-Cu – медно-молибден-порфировый, Au-Ag-Sf – золото (серебро)-сульфидный, Ag-Sn – олово-серебро-порфировый, Sf – сульфидный нарасчлененный, Pd-Zn-Cu – колчеданный, Au-Cu-Te – базитовые (ультрабазитовые) медно-сульфидные комплексы с месторождениями золото-теллуридного типа.

каций ЯКС, лежат блоки дорифейской континентальной коры, слабо затронутые более молодыми деструктивными процессами. Обе структуры характеризуются достаточно простым строением внутренних депрессий, в которых нижняя часть сложена андезитовой, а верхняя – риолитовой формациями. Их вулcano-плутонические комплексы существенно более древние, чем Арманской вулканоструктуры. Как показывают палеофлористические и Rb-Sr-изотопные данные (Котляр и др., 2001), Нявленгинская структура образовалась, скорее всего, в раннем альбе (буор-кемюсский горизонт), т.е. в самом начале ранней стадии развития ОЧВП. Джугоджакская структура, по данным Ar-Ar- и Rb-Sr-изотопного возраста адуляров рудных жил месторождения Джульетта (Стружков, Константинов, 2005), образовалась, по-видимому, в начале неокома (ожогинский горизонт).

Нявленгинская структура (33 × 44 км) представляет собой классическое кольцевое интрузивно-эффузивное сооружение с хорошо выраженной внутренней депрессией и с непрерывным обрамлением субщелочных и лейкократовых гранитов, залегающих преимущественно среди пород терригенных толщ фундамента ОЧВП (фиг. 4). Размер интрузивов закономерно увеличивается в южном направлении. Внутренняя депрессия разбита многочисленными разломами северо-восточного простирания, к которым приурочены крупные субвулканические тела риолитов, дацитов и автомагматических брекчий. Эти разломы определяют положение и горстообразного поднятия, в котором на дневную поверхность выведены породы андезитовой формации. Бурением установлено, что поднятие связано с интрузивом гранитов, залегающих на глубине 150 м. К поднятию приурочено золото-серебряное месторождение Нявленга (фиг. 2; таблица). На золото-серебряное оруденение здесь наложены медно-молибден-порфиоровые минеральные ассоциации (Волков и др., 2006).

Туромчинская кольцевая структура (67 × 69 км) находится в междуречье Бол. Гарманда–Ирбычан. Как и в Арманской структуре, ее внутренняя депрессия сложена образованиями арманского (тайночинская свита, андезитовая формация, 750 м), амкинско-го (вархаламская свита, дацит-риолитовая формация, 600 м) и аркагалинского (туромчинская и хайчанская свиты, андезито-базальт-риолитовая формация, 600–1000 м; уйканская свита, формация глиноземистых платобазальтов, 550 м) горизонтов. На поздней стадии развития (аркагалинский горизонт) в юго-западном секторе депрессии образовалась вулканоструктура оседания, сложенная андезито-базальт-риолитовой и платобазальтовой формациями. В северо-западном секторе формировались интрузивно-купольные структуры с гранитоидными ядрами, окруженными толщами кристаллокластических игнимбритов. Золото-серебряное месторождение Сопка Кварцевая находится примерно в цен-

тральной части внутренней депрессии, в образованиях андезито-базальт-риолитовой формации.

В Охотском секторе выделяются субширотная Бургалгыкан-Детринская и субмеридиональная Омсукчанская линеаментные зоны, контролирующие золото-редкометальные, порфиоровые олово-серебряные, полиметаллические и медно-молибденовые, а также золото-серебряные месторождения и рудопроявления.

Бургалгыкан-Детринская зона находится в периферической части Охотского сектора внешней зоны ОЧВП. Ее протяженность, от р. Бургалгыкан (левого притока р. Челомджи) до истоков р. Детрин, достигает 110–120 км, а ширина – 15 км. К ней приурочено несколько перспективных золото-серебряных рудных объектов, наиболее изучено месторождение Бургалгыкан (фиг. 2; таблица).

В зоне разломов развиты вулcano-тектонические грабены, сложенные бимодальными андезито-базальт-риолитовой (улынская и ольская свиты) и платобазальт-риолитовой (мыгдыкитская свита) формациями. На западном фланге зоны находятся: золото-серебряные месторождения Бургалгыкан, рудопроявления Угольное, Хатанджа; в средней части – рудопроявления Вурдалак, Сухое; на восточном фланге – мелкие месторождения Сенон, Утро, Серебряное. Здесь известны также медно-молибден-порфиоровые рудопроявления, а в пределах глубоко эродированных гранитоидных образований – кварцевые жилы с золото-редкометальной минерализацией. Примечательно, что месторождения восточного фланга находятся в горстообразном поднятии, граничащим на юге с грабеном, заполненным платобазальт-риолитовой формацией.

Бургалгыкан-Детринская зона разломов срезает южнее более древнюю Хуренскую вулканоструктуру оседания, поперечник которой достигает 40 км. Вулканоструктура представлена главным образом дацит-риолитовой (хольчанская свита) и андезитовой (нараулийская свита) формациями. С южной стороны депрессия обрамлена дугообразным в плане интрузивом гранитоидов. В южной части вулканоструктуры установлено золото-серебряное рудопроявление Чайка; севернее Бургалгыкан-Детринской зоны разломов выявлены рудопроявления Контас и Пиковое.

Омсукчанская линеаментная зона является частью крупного Омсукчанского меридионального шва, выделяемого по геофизическим данным (Ващилов и др., 2003). Пространственно она совпадает с меридионально вытянутым Омсукчанским хребтом, протяженностью около 300 и шириной 30–60 км (фиг. 2). Омсукчанская зона тесно связана с развитием ОЧВП. Она состоит из: 1) Омсукчанского рифтогенного прогиба, протягивающегося на 250 км по азимуту 345° от истоков р. Сугой до р. Бургали (левый приток р. Колымы) и 2) Туманы-Вили-

гинского участка ОЧВП (60–65 км по простиранию вулканогенного пояса).

Развитие Омсукчанского прогиба – особого структурного элемента ЯКС, началось в апте извержениями преимущественно высоко- и ультракалийевых риолитов, игнимбритов, туфов, слагающих аскольдинскую свиту и аскольдинский вулканический комплекс (100–1200 м). Вулканизм сопровождался значительными компенсационными опусканиями. Возникший при этом грабен заполнялся преимущественно терригенными, континентальными ритмично-слоистыми отложениями (уликская свита, 400–1000 м), а в северной части и вулканогенно-осадочными образованиями (арылахская толща, 550–700 м). В разрезе уликской свиты выделено Ново-Джагынское вулкано-купольное поднятие, в строении которого участвуют титанистые калиевые трахибазальты, андезиты-базальты, исландиты. На западном обрамлении грабена образовались дайки габбро, эссекситов, диоритов и монзонитов (мандычанский комплекс). В образованиях аскольдинской и уликской свит содержится флора силяпского горизонта (апт). В раннем и среднем альбе (буор-кемюсский горизонт, галимовская, айгурская и топганская свиты, общей мощностью 2000–2500 м) прогиб заполнялся угленосной молассой.

Таким образом, в апте, раннем и среднем альбе Омсукчанский прогиб развивался как структура рифтового типа. По распространению слагающих его геологических формаций можно утверждать, что в южном направлении рифт замыкался в истоках р. Сугой, а в северном – на широте р. Бургали.

Вулканическая деятельность, связанная с формированием ОЧВП, началась в Омсукчанском прогибе только в позднем альбе с образования локальных ареалов осадочно-вулканогенной андезитовой формации (арманский горизонт, зоринская свита, 150–1400 м). В позднем мелу интенсивный известково-щелочной вулканизм проявился на большей южной части Омсукчанского прогиба. С ним связано образование андезитовой (каховская свита, 400–1300 м), риодацитовой (надеждинская, 250–400 м и шороховская, 600–900 м свиты) и платобазальтовой (джагынская свита, 200 м) формаций, отвечающих амкинскому и аркагалинскому горизонтам.

На Туманы-Вилигинском участке ОЧВП, как и в Омсукчанском прогибе, верхнеальбские образования распространены спорадически (в отдельных впадинах) и представлены существенно обломочными отложениями с туфами и лавами андезитов (парнинская и чинганджинская свиты). Вулканогенные толщи верхнего мела также слагают прерывистые поля и характеризуются невыдержанными разрезами. Здесь выделяются андезитовая (таватумская свита, 400–700 м) и дацит-риолитовая (юмская свита, 200–700 м) формации, относящиеся к амкинскому горизонту, а также андезито-базальт-риолитовая (кананыгинская свита, 400–600 м и хигиндинская

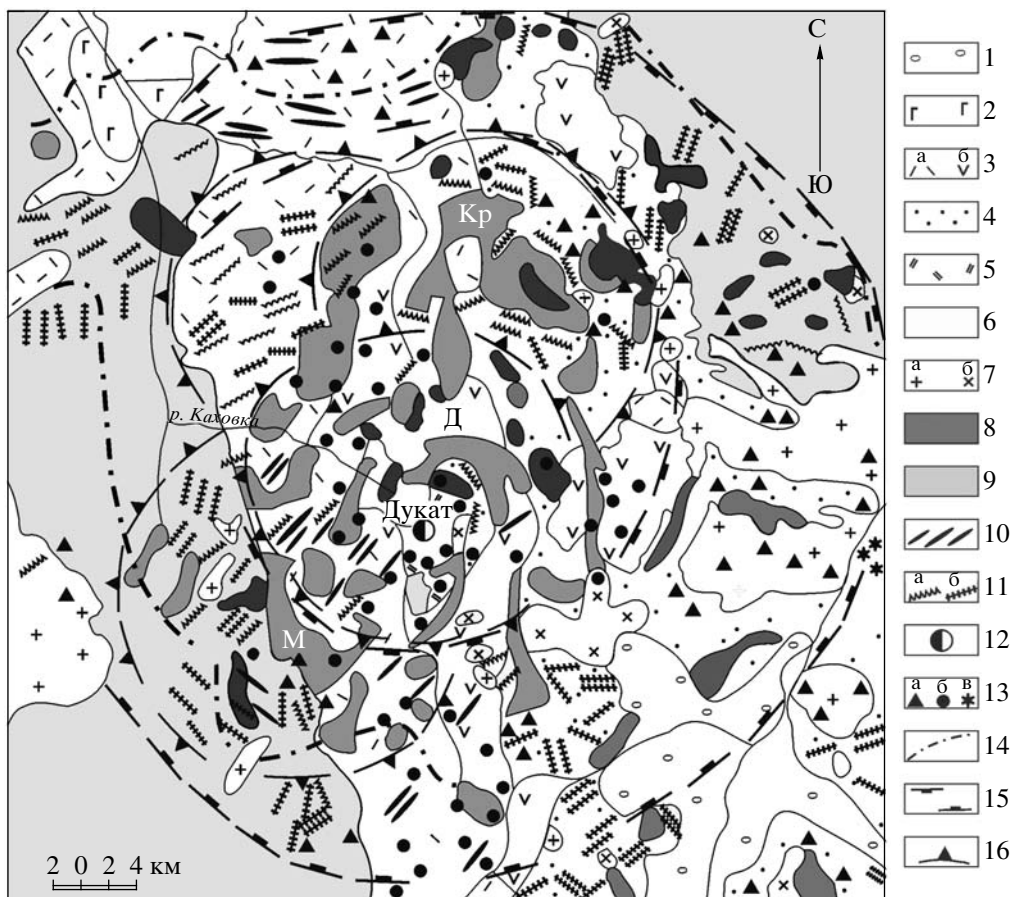
толща, 200–600 м) и риолитовая (наяханская свита, 700 м) формации, которые, вероятно, относятся к аркагалинскому горизонту.

Омсукчанская зона известна широким распространением, прежде всего, оловянного и золото-серебряного, серебро-полиметаллического и золото-редкометалльного оруденений. Наиболее интересен Омсукчанский прогиб, где развиты существенно серебряные и серебро-полиметаллические эпitherмальные месторождения, в том числе и уникальное месторождение Дукат (фиг. 2; таблица). Известные месторождения Омсукчанского прогиба – Дукат, Лунное, Арылах, Гольцовое – связаны с криптоинтрузивными (гранитоидными) и субвулканическими купольными структурами (Стружков, Константинов, 2005).

В Омсукчанской зоне выделено шесть вулканоплутонических центров – Каховский, Мандыченский, ЦентральнОмсукчанский, Верхне-Сугойский, Тапский и Нижне-Джагынский. Их формирование связано с развитием региональных структур – Омсукчанского грабена, Кэнского приразломного прогиба и Буондино-Гижигинского пояса разломов. Эти центры сопровождаются системами взаимосвязанных локальных магнитных и гравитационных аномалий.

Судя по высокой насыщенности и концентрически-зональному расположению кислых субвулканических тел и даек в трех разобщенных локальных ареалах в центральной части Каховского вулканоплутонического центра (фиг. 5), можно сделать заключение об их принадлежности к питающим системам трех крупных в разной степени эродированных множественных палеовулканов – Дукатского, Коридор и Мандыченского. Характер внутренней структуры системы палеовулканов подчеркивается концентрически-зональным положением выходов диоритов, диорит-порфиритов, гранодиоритов и дуговых локальных зон золото-серебряного и серебряного оруденений. Наиболее отчетливо эта закономерность проявлена в Дукатском сложном палеовулкане, где такого рода зоны обрамляют небольшое (6 × 8 км) интрузивно-купольное поднятие, вмещающее одноименное уникальное золото-серебряное месторождение (фиг. 5). В границах этого палеовулкана широкое развитие получили и наиболее молодые (кампанские) дайки базальтов, являющиеся корнями эродированных покровных фаций. В Каховском вулканоплутоническом центре происходила неоднократная ремобилизация и переотложение рудного вещества, что привело к формированию существенно серебряного месторождения-гиганта Дукат и многочисленных разномасштабных спателитов.

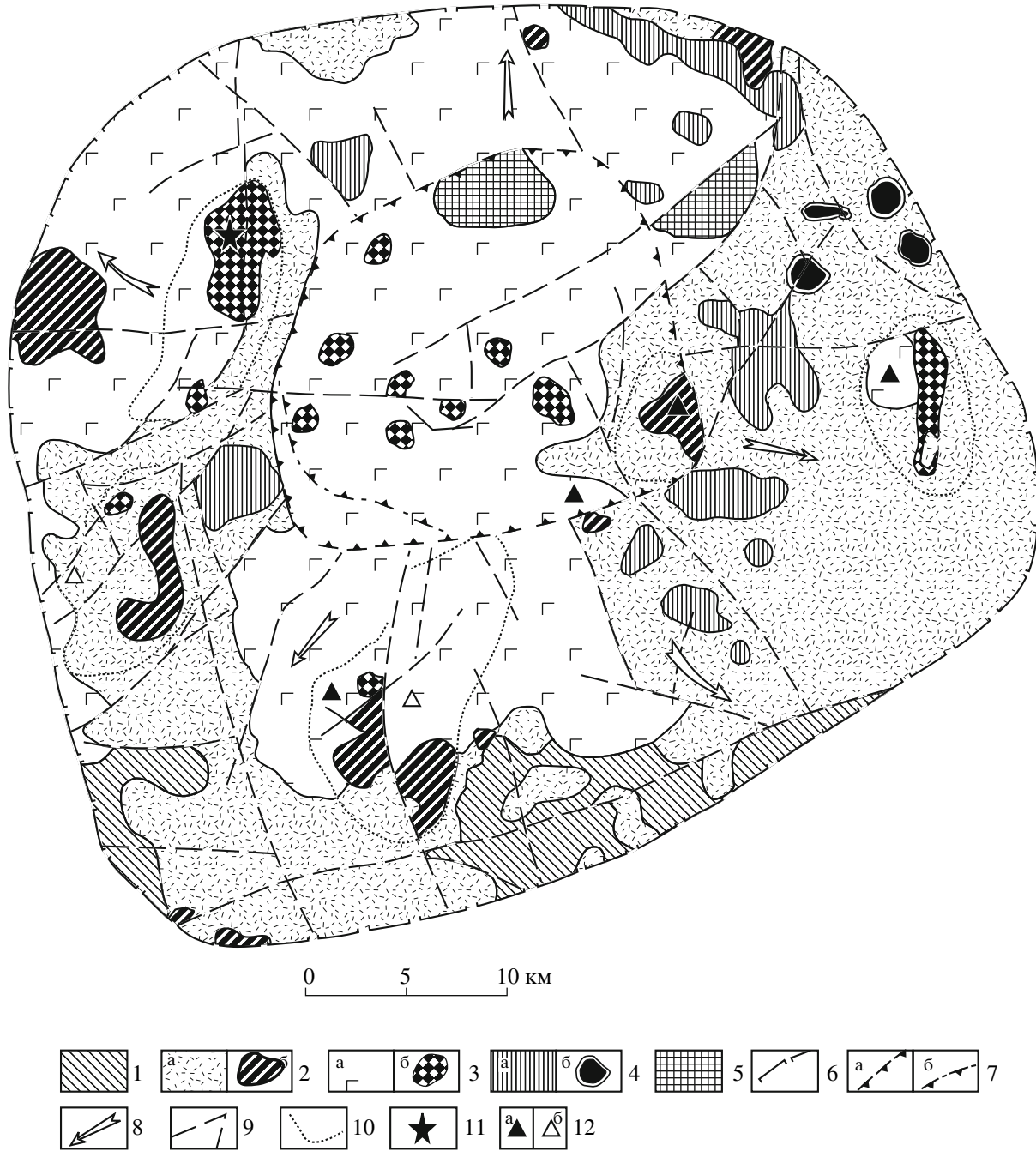
Анадырский сектор в отличие от других районов внешней зоны ОЧВП наложен на структуры Олойской зоны, которая в орогенную стадию развития Верхояно-Чукотских мезозойд была охвачена ин-



Фиг. 5. Положение золото-серебряного месторождения Дукат в структуре Каховского вулканоплутонического центра. 1 – четвертичные отложения; 2 – покровы базальтов, андезито-базальтов; 3 – эффузивы Кенской лавовой полосы; а – кислые шороховской, б – средние каховской свит; 4 – континентальные угленосные отложения Омсукчанского грабена; 5 – кислые эффузивы аскольдинской свиты; 6 – отложения верхоянского комплекса; 7 – массивы: лейкокраповых гранитов (а), гранодиоритов (б); 8 – штоки диоритов и диоритовых порфириров; 9 – субвулканические тела риолитов, риодацитов и невадитов, связанные с эффузивами шороховской свиты; 10 – дайки базальтов; 11 – дайки и силлы: риолитов, фельзитов (а), диоритов, диоритовых порфириров, андезито-базальтов (б); 12 – золото-серебряное месторождение Дукат; 13 – месторождения и рудопроявления: касситерит-силикатные (а), золото-серебряные, серебро-полиметаллические, олово-серебряные (б), золото-редкометалльные (в); 14 – граница Каховской локальной положительной магнитной аномалии; 15–16 – границы: 15 – периферийной интрузивной зоны с преобладающим касситерит – силикатным оруденением, 16 – сложных палеовулканов: Д – Дукатского, М – Мандыченского, Кр – Коридор.

тенсивным базальтовым и андезитовым вулканизмом и испытывала значительные компенсационные погружения. По-видимому, вследствие этого Анадырский сектор характеризуется и аномально высоким количеством вулкаников основного и среднего состава. Нижне- и среднеальбские образования (буор-кемюсский горизонт) представлены здесь преимущественно формацией высокоглиноземистых базальтов и андезито-базальтов (саламихинская свита, 1000 м); верхнеальбские (арманский горизонт) – главным образом формациями двупироксеновых андезито-базальтов и андезитовой (вилковская свита, 600–1200 м). Верхнемеловая еропольская свита (амкинский горизонт) распространена преимущественно в юго-восточных районах, близ внутренней зоны; на остальной территории сектора возрастные

аналоги еропольской свиты слагают небольшие разрозненные поля (вулканоструктуры). Нижняя часть еропольской свиты относится к андезито-базальт-риолитовой формации (200–1000 м), а верхняя – к формации двупироксеновых платоандезитов (500–600 м). Небольшие вулканические поля и экструзивные купола кислого состава, по-видимому, относятся к аркагалинскому горизонту. На северо-востоке в периферической части Анадырского сектора находится крупное золото-серебряное месторождение Купол, расположенное в Кайемравеемской вулканоструктуре, сложенной вулканиками еропольской свиты. В этой же вулканоструктуре выявлено еще несколько подобных рудопроявлений, что позволяет выделять Кайемравеемский рудный район (Вартанян и др., 2005).



Фиг. 6. Кайемравеевская вулканоструктура и ее положение в северной части ОЧВП.

1–5 – вещественно-стратиграфические комплексы и стадии развития: 1 – начальная стадия: вилковская свита (андезиты, андезит-базальты, базальты); 2–4 – главная структурообразующая стадия: 2, 3 – еропольская свита: нижняя толща, игнимбриды, туфы, лавы риолитов, дацитов, трахириолитов (2а), субвулканические интрузивы дацитов, риолитов, гранит-порфиров (2б), верхняя толща, двупироксеновые андезит-базальты, андезиты, базальты, дациты (3а), субвулканические интрузивы андезитов, базальтов, диоритовых порфиров (3б), 4 – терминальная фаза верхнееропольского вулканизма: лавы базальтов (а), субвулканические интрузивы долеритов (б); 5 – конечная стадия: игнимбриды, туфы и лавы риолитов; 6 – граница Кайемравеевского вулканического поля; 7 – Вармекайская кальдера: граница кальдеры (а), ступень стенки кальдеры (б); 8 – направление преобладающего наклона вулканогенных толщ еропольской свиты; 9 – разломы; 10 – граница рудного поля; 11 – месторождение Купол; 12 – рудопроявления золото-сульфатные (а) и золото-галенит-сфалеритовые (б).

Месторождение Купол (фиг. 2; таблица) расположено в северо-западном секторе щитообразного палеовулкана (фиг. 6), сложенного преимущественно двупироксеновыми андезитами (верхняя толща еропольской свиты), возникшего после формирования Вармекайской палеокальдеры (нижняя толща еропольской свиты). Месторождение приурочено к длительно развивавшемуся побочному субвулканическому комплексу, на заключительной стадии развития которого формировались протяженные меридиональные дайки кислого состава, определяющие размещение рудных тел. Важно отметить, что большая часть рудных тел рудопроявлений Кайемравемского района также имеет субмеридиональное простирание.

Во внутренней зоне ОЧВП все известные золото-серебряные месторождения (Сергеевское, Иргуней, Кайэнмываам, Телевеем, Кварцевый, Арыкэваам, Энмываам (фиг. 2; таблица); перечислены в порядке с юго-запада на северо-восток) расположены в его чукотской части, в подзоне грабен-прогибов, где наиболее полно развиты вулканы поздней стадии развития (аркагалинский горизонт). Примечательно, что сколько-нибудь значимые рудные проявления этого типа в подзоне магматогенных поднятий пока не известны.

Вулканогенные образования ранней стадии развития ОЧВП на участках подзоны грабен-прогибов, прилежащих к Пенжинскому и Анадырскому секторам внешней зоны, представлены главным образом формацией высокоглиноземистых базальтов и андезито-базальтов мощностью до 5000 м. На некоторых участках (например, верховье р. Еропол) в верхней части вулканических накоплений появляется базальт-андезито-базальт-риолитовая формация. Во внутренней зоне Центрально-Чукотского сектора на дневную поверхность выведены вулканы только верхней части чаунской серии (пыкарваамская и коэквуньская свиты).

Вулканогенные образования поздней стадии развития почти повсеместно имеют двухчленное строение. Их нижняя часть сложена преимущественно игнимбридами, туфами и лавами риолитов и риодацитов (риолитовая формация). Строение разрезов, мощности (200–1500 м) и относительное количество в общем объеме вулканических пород поздней стадии существенно меняются. Они наиболее распространены в Центрально-Чукотском секторе. Верхняя часть, завершающая разрезы вулканических ОЧВП, сложена преимущественно формацией глиноземистых платобазальтов, обладающих несколько повышенной щелочностью (500–1000 м). На некоторых участках в нижних или средних частях разреза присутствуют невыдержанные тела игнимбридов кислого состава. В Кургучанском поле, на левобережье р. Пенжины, выше базальтовой части разреза (450 м) лежит платобазальт-риолитовая формация (800 м).

Большинство месторождений подзоны грабен-прогибов так или иначе связаны с купольными структурами. Сергеевское золото-серебряное месторождение (фиг. 2) находится в простой купольной структуре (9 × 12 км), удлиненной в северо-восточном направлении. Ядро структуры сложено телом гранодиорит-порфиров, сиенитодиоритов и диоритов (1,5 × 5 км), также вытянутым в северо-восточном направлении. Вокруг него обнажаются многочисленные аналогичные по составу мелкие дайки и штоки, а также субвулканические тела риолитов и дацитов. Вмещающие андезито-базальты, андезиты и их туфы подверглись интенсивной эпидот-хлоритовой пропилитизации. Рудные жильные тела распространены главным образом вокруг интрузивного ядра, но встречаются и внутри него.

Иргунейское золото-серебряное месторождение (фиг. 2; таблица) расположено в одноименном поднятии, сложенном базальт-андезито-базальт-риолитовой формацией, по-видимому, позднеальбского-сеноманского возраста, прорванной многочисленными субвулканическими телами кварцевых латитов, риолитов и дацитов, диоритовых порфиров, базальтов и андезитов. Многоактный интрузивный процесс привел к формированию нескольких сравнительно мелких куполов (10 × 10 км). По-видимому, на заключительной стадии развития структуры внедрялись мелкие штоки гранодиорит-порфиров и диоритов. Примерно в центральной части сложной купольной структуры распространены поля вторичных кварцитов, среди которых находятся жильные рудные тела. Здесь высока вероятность обнаружения золото-редкометалльных и медно-порфировых месторождений.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Все охарактеризованные структуры ОЧВП потенциально рудоносны. Однако рудоносные зоны вулканогенных структур фрагментарно изучены лишь в южной части Охотского, во внешней части Центрально-Чукотского и крайне незначительно во внутренней части Анадырского секторов ОЧВП.

Золото-серебряные эпitherмальные и медно-молибден-порфировые месторождения локализованы в вулканотектонических структурах со сложным многоэтапным эффузивно-интрузивным режимом развития непосредственно на площади ОЧВП или в примыкающих к нему блоках мезозойда в перивулканической зоне.

Порфировое и эпitherмальное оруденение (Cu-Mo, Sn-Ag, Au-Pb-Zn-Ag, Sb-Hg), характерное для ОЧВП, обладает определенными элементами однородности во всех вулканно-плутонических структурах независимо от характера их основания (фундамента). Это связано с физико-химическими условиями минералообразования (близповерхностные или перманентно раскрывающиеся вулканогенные гид-

ротермальные системы) и определяет также масштабную экстенсивность гидротермальных изменений пород и рудопроявлений.

Вместе с тем интенсивность порфирового и эпitherмального оруденения (крупные месторождения) определяется унаследованностью от рудоносных структур гетерогенного основания ОЧВП (Волков и др., 2006). В пределах рудного поля почти каждого месторождения отмечены пострудные, реже внутрирудные дайки андезито-базальтов, что рассматривалось нами в качестве индикатора роли глубинного фронта базальтовых магм в формировании поздних гранитоидных очагов и гидротермальных систем (Сидоров, 2006).

Формирование крупных золото-серебряных месторождений может быть обусловлено несколькими причинами: 1) их приуроченностью к зоне Главного (генерального) шва ОЧВП, который на ряде участков связан с системой глубинных разломов; 2) повышенной мощностью земной коры, в строении которой преобладают терригенные комплексы с первичной сульфидно-вкрапленной минерализацией; 3) интенсивность, многоактность и различная глубина зарождения тектоно-магматических процессов в рудных районах от астеносферы до гранитного слоя; 4) формирование крупных промежуточных палингенных очагов гранитоидного магматизма как мощных энергетических центров и источников флюидов с ассимилированными из вмещающих пород рудными компонентами, в том числе золотом и серебром. Последовательное проявление геологических событий, связанных с этими причинами, обусловило формирование унаследованно развивавшихся, реювенированных и нередко регенерированных месторождений как гипабиссально-го, так и близповерхностного (эпitherмального) уровня.

Сопоставление между собой по интенсивности эпitherмального оруденения различных секторов ОЧВП показывает, что детально изученный Охотский сектор (месторождения Карамкен, Нявленга, Джульетта, Дукал, Лунное, Арылах, Бургагылкан, Эвенская группа) уступает слабо изученному Анадырскому сектору (месторождения Купол, Валунистый, Двойной) по запасам золота в эпitherмальных месторождениях. По-видимому, этот факт обусловлен весьма сложным геологическим строением Охотского сектора. Здесь развит многоэтапный магматизм: до-, син-, и постэпitherмальный, с которым ассоциирует разнотипное оруденение, как это видно на примере формирования Кони-Пъягинской структуры (фиг. 7). Именно в этом секторе ОЧВП широко развиты реювенированные эпitherмальные месторождения (Гончаров, Сидоров, 1979). По сравнению с Анадырским сектором в Охотском преобладают кислые магматические комплексы, имеющие олово-серебро-молибденовую специализацию (таблица). В Анадырском секторе ОЧВП на

месторождении Купол просматривается отчетливая связь эпitherмального золото-серебряного оруденения с медно-порфировым оруденением (Сидоров и др., 2007).

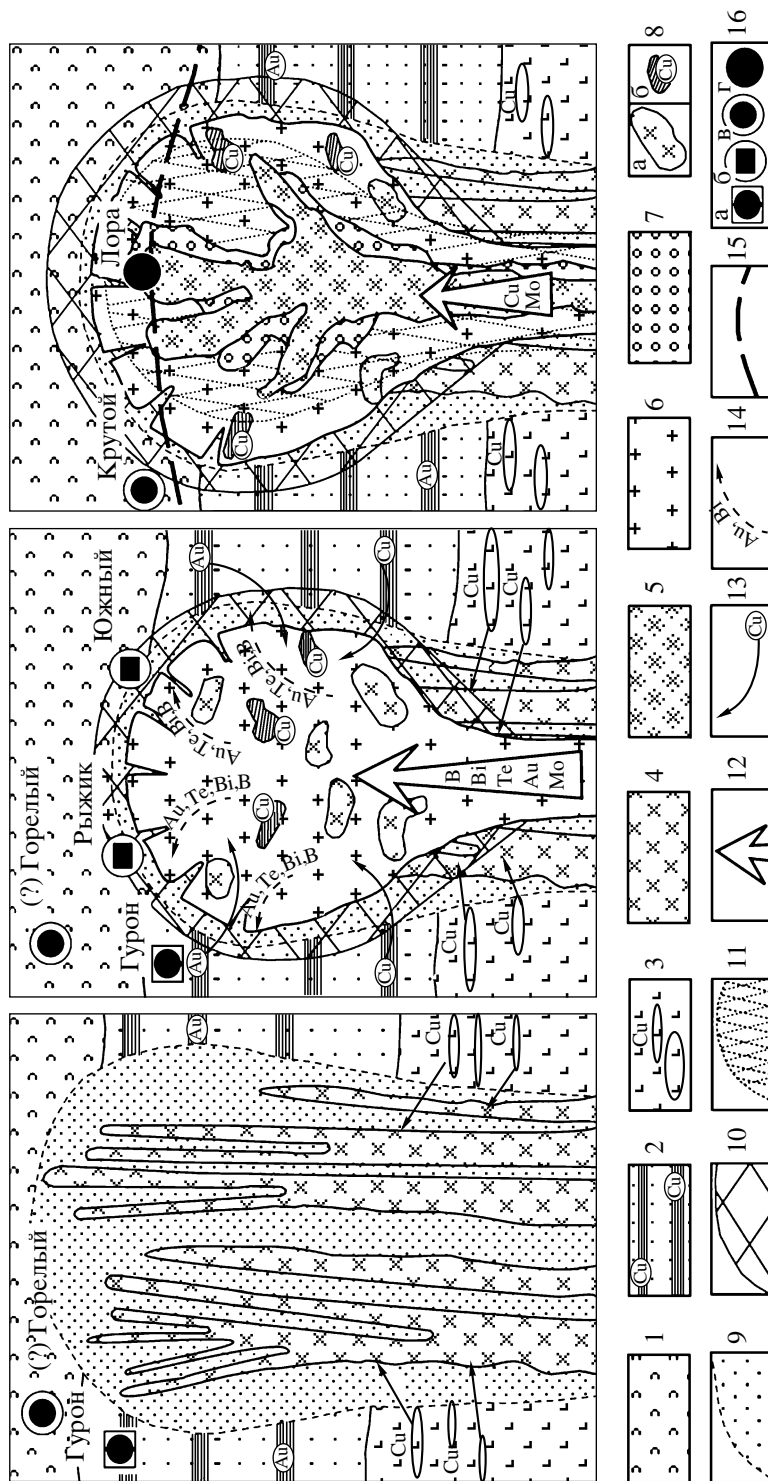
Развитие эпitherмальных месторождений существенно серебряного и золото-серебряного типов в структурах вулканогенных поясов во многом связано с тем, что в их основании залегают потенциально золото- и сереброносные толщи верхоянского и чукотского терригенных комплексов, а также древние метаморфические комплексы срединных массивов (кратонов), послужившие дополнительными источниками металлов для вулканогенно-плутоногенных месторождений (Волков и др., 2006).

Необходимо также отметить, что в пределах ОЧВП не обнаружено значительных золото-серебро-теллуридных месторождений и проявлений, которые Т. Ноланн (1937) связывал с небольшими субвулканическими телами в кайнозойских вулканических поясах Западных штатов США. Однако этому есть объяснение. В ОЧВП и его перивулканической зоне широко развиты молодые постумные тектонические движения, в результате которых субвулканические интрузивы обнажаются на поверхности и интенсивно эродируются. Таким образом, эпitherмальные месторождения, залегающие в них, нередко почти полностью уничтожаются. В порфировых и даже гипабиссальных охотских гранитоидах отмечено золото-теллуридно-висмутовое оруденение – вероятно, нижний ярус (“корни”) эпitherмальной минерализации (Волков и др., 2007; Сидоров и др., 2007).

Таким образом, проблема изучения и оценки золото-серебряных месторождений близповерхностного типа в пределах вулканогенных поясов Северо-Востока России по-прежнему остается одной из наиболее актуальных задач развития минерально-сырьевой базы для добычи золота и серебра.

Для выделения новых перспективных на золото-серебряное оруденение площадей в ОЧВП предлагается использовать следующие результаты исследований последних лет:

1. Унаследованное развитие металлогении Дукальского рудного района (Сидоров, Волков, 2003);
2. Условия образования бананцевых эпitherмальных золото-серебряных руд в терригенных толщах под экранами вулканитов, на примере месторождения Хисикари в Японии (Волков и др., 2003; Izawa *et al.*, 1990);
3. Возможность обнаружения и выделения перспективных площадей на открытие в рудных районах ОЧВП большеобъемных эпitherмальных высокосульфидизированных золото-серебряных месторождений (Стружков, Константинов, 2005);
4. Выделение перспективных площадей в рудных районах ОЧВП на открытие большеобъемных месторождений аналогов гигантского месторождения Раунд Маунтин (>500 т) в Неваде США, из руд кото-



Фиг. 7. Модель формирования Конипягинской Cu-Mo-Au-Ag-порфировой системы (Охотский сектор ОЧВП): а – внедрение диоритов ранней фазы; б – формирование гранитоидного плутона; в – внедрение кварцевых диорит-порфиров поздней фазы.

1 – вулканогенно-осадочные образования ОЧВП (K_1-2); 2 – осадочно-вулканогенные образования Тайгонской геосинклинальной зоны (I_1) с Cu-колчеданными залежами и Au-содержащими зонами сульфидизации; 3 – островодужные медьсодержащие базальты; 4 – диориты ранней фазы; 5 – диориты поздней фазы; 6 – гранодиориты средней фазы (Средненский массив); 7 – эруптивные брекчии; 8 – ксенолиты: диоритов ранней фазы (а), Cu-колчеданного материала (б); 9–11 – продукты метасоматического изменения и штокверкообразования по стадиям: 9 – окварцевание и сульфидизация, 10 – грейзенизация, турмалинизация, 11 – эпидотизация, калишпатизация, биотитизация, хлоритизация; 12–14 – направления миграции рудообразующих растворов: 12 – магматогенных, 13 – активизированных метеорных, 14 – смешанных; 15 – современный эрозионный срез; 16 – месторождения и рудопроявления: золото-сульфидного типа (а); золото-теллуридно-висмутного (б); золото-серебряного (в); медно-молибден-порфирового золото-серебряноносного (г).

рого (0.8–1.0 г/т Au) добывают ежегодно 23 т золота кучным выщелачиванием (Стружков, Константинов, 2005);

5. Выделение перспективных площадей на открытие комплексных (Zn, Pb, Ag, Au, In) полиметаллических месторождений, аналог – месторождение Тайоха, Хоккайдо Япония;

6. Выделение в фундаменте ОЧВП и его перивулканической зоне перспективных площадей на открытие месторождений карлинского и комплексного Au-Ag-Bi-Te типа, связанного с гранитоидами (Сидоров, Волков, 2004).

При прогнозировании золотосеребряного оруденения существует необходимость применения новых методов выделения металлогенических зон, сформировавшихся на автономных блоках фундамента; в реконструкции глубинного строения типовых рудных районов ОЧВП на основе сейсмических данных; в использовании новых приемов комплексного геолого-геофизического изучения разномасштабных картографических материалов (ГИС); в оригинальной компьютерной технологии дешифрирования космоснимков; в использовании результатов регионального и локального морфоструктурного анализа.

Разработанные поисковые модели (Волков и др., 2006, Muntean *et al.*, 2004) позволяют прогнозировать оруденение карлинского типа в терригенно-карбонатных толщах фундамента ОЧВП и в оперяющих его зонах тектоно-магматической активизации.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 08-05-00135), Программы ОНЗ № 2, Программы Президиума РАН №14 и Госконтракта № 02.515.11.5089.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бельий В.Ф. Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994.

Вартанян С.С., Лоренц Д.А., Сергиевский А.П. и др. Золото-серебряные руды Кайемравеемского узла Чукотского автономного округа // Отечественная геология. 2005. № 4. С. 10–16.

Ваццлов Ю.Я., Жунахин Е.Н., Любомудров В.В. и др. Разрез литосферы по будущему профилю ГСЗ Магадан-Кубака (интерпретация гравиметрии) // Астено-

сфера и литосфера Северо-Востока России (структура, геокинематика, эволюция). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. С. 68–72.

Волков А.В., Савва Н.Е., Сидоров А.А. и др. Закономерности размещения и условия образования Cu-Au-порфировых месторождений Северо-Востока России // Геология руд. месторождений. 2006. Т. 48. № 6. С. 512–539.

Волков А.В., Сидоров А.А., Томсон И.Н. и др. О многогранном эпитемальном оруденении // Докл. РАН. 2003. Т. 391. № 2. С. 219–222.

Гончаров В.И., Сидоров А.А. Термобарогеохимия вулканогенного рудообразования. М.: Наука, 1979.

Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б. и др. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001.

Николаевский А.А. Глубинное строение Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Региональные геофизические исследования в Сибири. Новосибирск: Наука, 1967. С. 137–148.

Ноллан Т. Эпитеральные месторождения драгоценных металлов // Геология рудных месторождений Западных штатов США. М.–Л.: НКТП СССР, 1937.

Сидоров А.А. Роль “послерудных” базальтоидов в формировании гидротермальных систем // Докл. РАН. 2006. Т. 411. № 1. С. 92–95.

Сидоров А.А., Волков А.В. О серебряных гигантах России // Докл. РАН. 2003. Т. 390. № 3. С. 374–378.

Сидоров А.А., Волков А.В. Генетическое разнообразие и конвергенция эпитермального золото-серебряного оруденения // Докл. РАН. 2004. Т. 397. № 1. С. 72–77.

Сидоров В.А., Волков А.В., Вольфсон А.А., Сидоров А.А. Au-Bi-Te-оруденение в гранитоидном штоке Контактный (Северо-Восток России) // Докл. РАН. 2007. Т. 417. № 8. С. 1164–1168.

Стружков С.Ф., Константинов М.М. Металлогения золота и серебра Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М. Научный мир, 2005.

Izava E., Urashima Y., Ibaraki K., *et al.* The Hishikari gold deposits: high-grade epithermal veins in Quaternary volcanic of southern Kyushu, Japan // Epithermal gold mineralization of the Circum-Pacific. London: Elsevier, 1990. P. 1–56.

Frimmel H.E. Gold Endowment of the Earth's Crust Over Time // Proceed of the ninth biennial meeting of the society for geology applied to mineral deposits. Dublin, Ireland, 2007. V. 1. P. 11–15.

Laznicka P. Giant metallic deposits – future sources of industrial metals. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2006.

Muntean J.L., Cline J., Jonston M.J., *et al.* Controversies on the origin of world-class gold Deposits. Part I: Carlin-type gold deposits in Nevada // SEG Newsletter. 2004. № 59. P. 11–19.