

УДК 553.411(571.651)

ВУЛКАНИЗМ И ЭПИТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

© 2015 г. А. А. Сидоров¹, А. В. Волков¹, Н. Е. Савва²

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
119017 Москва, Старомонетный пер., 35,
e-mail: kolyma@igem.ru

²Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН
685010 Магадан, ул. Портовая, 16
Поступила в редакцию 25.02.2015 г.

Эпитермальное оруденение – важнейший металлогенический критерий вулканогенных поясов различного возраста. Показано, что эпитермальные высокосульфидизированные месторождения являются приповерхностными образованиями вулканогенных поясов, на субвулканическом уровне формировались низкосульфидизированные рудные объекты, а промежуточные между ними – самые глубинные. В отдельную группу выделены регенерированные месторождения. Дана характеристика месторождений каждой группы. Типичные эпитермальные месторождения формировались до становления гранитоидного плутонического очага. Обилие кварц-халцедоновых минералов в базальтоидах в пределах ряда рудных районов объясняется их временными связями с гидротермальными системами, которые прекратили функционировать в период и после внедрения базальтовых магм. Сделано предположение, что концентрация послерудных даек базальтоидов в пределах рудных полей эпитермальных месторождений обусловлена деятельностью “микрощелочной”, являющегося причиной позднего (риолитового и гранитоидного) магматизма, гидротермальной активности и эпитермального рудообразования.

DOI: 10.7868/S0203030615060085

Вулканизм сопровождается мощной гидротермальной деятельностью с мобилизацией и концентрацией химических элементов в породах и рудах на самых различных глубинах земной коры. История формирования вулканогенных месторождений Северо-Востока России и термальных полей областей современного вулканизма имеет много общих особенностей. Вместе с тем, по масштабам рудоносности жилы и метасоматиты эпитермальных месторождений палеовулканических провинций часто несопоставимы с зонами современного гидротермального метаморфизма Камчатки. Изучение гидротермальных образований в крупнейших рудных районах показало, что их развитие унаследовано от ранних, иногда даже довулканогенных эпох.

Многочисленные золото-серебряные эпитермальные, колчеданные и медно-порфиновые месторождения, протягивающиеся широкой полосой, маркируют тихоокеанские вулканические пояса на Северо-Востоке Азии, Северной и Южной Америки, островов Новой Зеландии, Фиджи, Суматры, Явы, Сулавеси, Папуа Новой Гвинеи, а также Филиппин и Японии (рис. 1). Сходные месторождения фиксируют местоположение вулканических поясов на месте палеоокеана Тетис, закрывшегося в мезозое-кайнозое, в Атласских горах Алжира и Мароко, Испании, Балканах и Карпатах, странах Кавказа, Иране, Пакистане и

Индокитае, практически соединяясь с Тихоокеанским кольцом (см. рис. 1).

Возраст эпитермальных месторождений варьирует в широких пределах – от архея до четвертичного периода [Волков и др., 2013]. Естественно, что докембрийские месторождения были сильно эродированы и практически уничтожены. Немногочисленные древние месторождения сохранились и ныне эксплуатируются лишь в Новом Уэльсе (Австралия), на Аравийском полуострове и в Аппалачах. Все эти месторождения, несмотря на удаленность друг от друга на тысячи километров и разделенные по времени образования на сотни миллионов лет, тесно связаны с вулканизмом. В пределах вулканогенных поясов ксенотермальные и околпорфировые низкотемпературные (псевдоэпитермальные) образования также широко распространены [Сидоров, 2010; Волков и др., 2014].

Под термином “эпитермальные” со времен именитого американского геолога В. Линдгрена [Lindgren, 1953], понимают близповерхностные (<1 км) низкотемпературные гидротермальные проявления благородных металлов, в основном, связанные с субаэральным щелочным вулканизмом и иногда с продуктами вулканизма.

В настоящее время в мире принята классификация, в которой эпитермальные месторождения разделены по нескольким структурным и химическим категориям, отражающим основные генети-

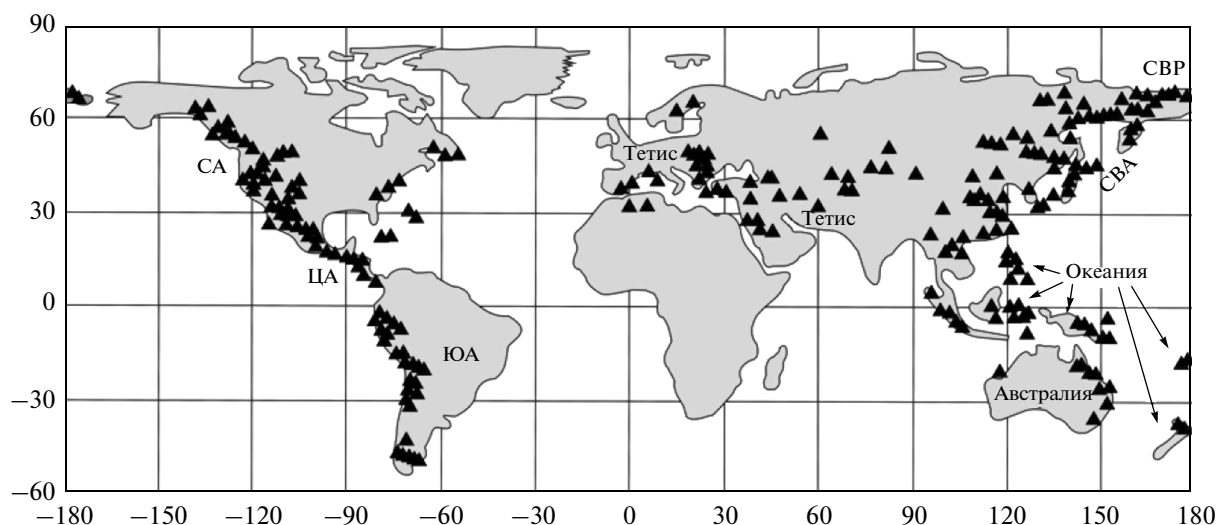


Рис. 1. Расположение эпитермальных Au–Ag месторождений, маркирующих вулканические пояса активных окраин континентов.

СА – Северная Америка, ЦА – Центральная Америка, ЮА – Южная Америка, СВР – Северо-Восток России, СВА – Северо-Восток Азии.

ческие рудоконтролирующие факторы [Richards, 2013]. Выделяются три класса Au–Ag эпитермальных месторождений: низкосульфидизированный (НС), высокосульфидизированный (ВС) и промежуточный (ПС).

Эпитермальное оруденение – важнейший металлогенический критерий вулканогенных поясов различного возраста. До проведения массовых изотопных анализов рудных элементов большинство геологов рассматривали этот критерий в качестве доказательства однотипности глубинного источника эпитермальных руд. Взаимоотношения гидротермальных процессов с вулканическими объяснялось достаточно просто. Представлялось вполне естественным, что излияние лав и выбросы пеплов сопровождаются гидротермальной деятельностью. В какой-то мере это подтверждалось наличием фумарол и отложением кремнезема в жеодах остывающих лав. Однако В.В. Аверьев [1966] на основе разносторонних исследований связей гидротермальных процессов с магматической деятельностью в районах современного вулканизма пришел к нетрадиционному выводу, что именно гидротермы создают такую термическую обстановку в верхних горизонтах земной коры, которая инициирует кислый вулканизм. При этом отмечалось, что процесс формирования термоаномалий в земной коре под действием восходящих флюидов значительно более длительный, чем проявления кислого и основного вулканизма. Иными словами предполагалось, что гидротермальная деятельность являлась причиной кислого вулканизма, или, что представляется более обоснованным, в палеовулканологии, термоаномалии рассматривались в качестве особой формы вулканизма.

Вулканогенные Au–Ag эпитермальные месторождения как объекты для научных исследований обладают важными особенностями по сравнению с другими типами рудных месторождений. Они имеют определенные аналогии с продуктами современной гидротермальной деятельности в вулканических областях, что способствует широкому использованию метода актуализма при познании природы эпитермального рудообразования; близповерхностное рудоотложение позволяет сравнительно легко представить модель рудного процесса, исследовать взаимоотношения эндогенных и экзогенных факторов его развития.

В настоящее время признана связь Au–Ag-эпитермальных месторождений с островодужными и постаккреционными вулканогенными поясами, пологими зонами субдукции, постколлизийным задуговым растяжением и рифтогенными структурами [Richards, 2013]. В этих обстановках вместе с Au–Ag-месторождениями формировались колчеданные (Cu–Pb–Zn–Au–Ag–Cd–In) месторождения типа “Куроко” и “жильного Куроко”, а также месторождения Sn–Ag-порфировых, Cu–Mo–Au–Ag-порфировых и Au–As–Sb–Ag-вкрапленных руд (постколлизийное задуговое растяжение) – “базовые” для рудных районов [Сидоров и др., 2011].

В начале 70-х годов прошлого столетия по материалам многолетних исследований месторождений Северо-Востока Азии была составлена схема вертикальной зональности (метасоматической, минералогической, геохимической, текстурной и температурной) золотосеребряного эпитермального оруденения [Сидоров, 1978]. Результаты исследований последних лет позволили существенно дополнить

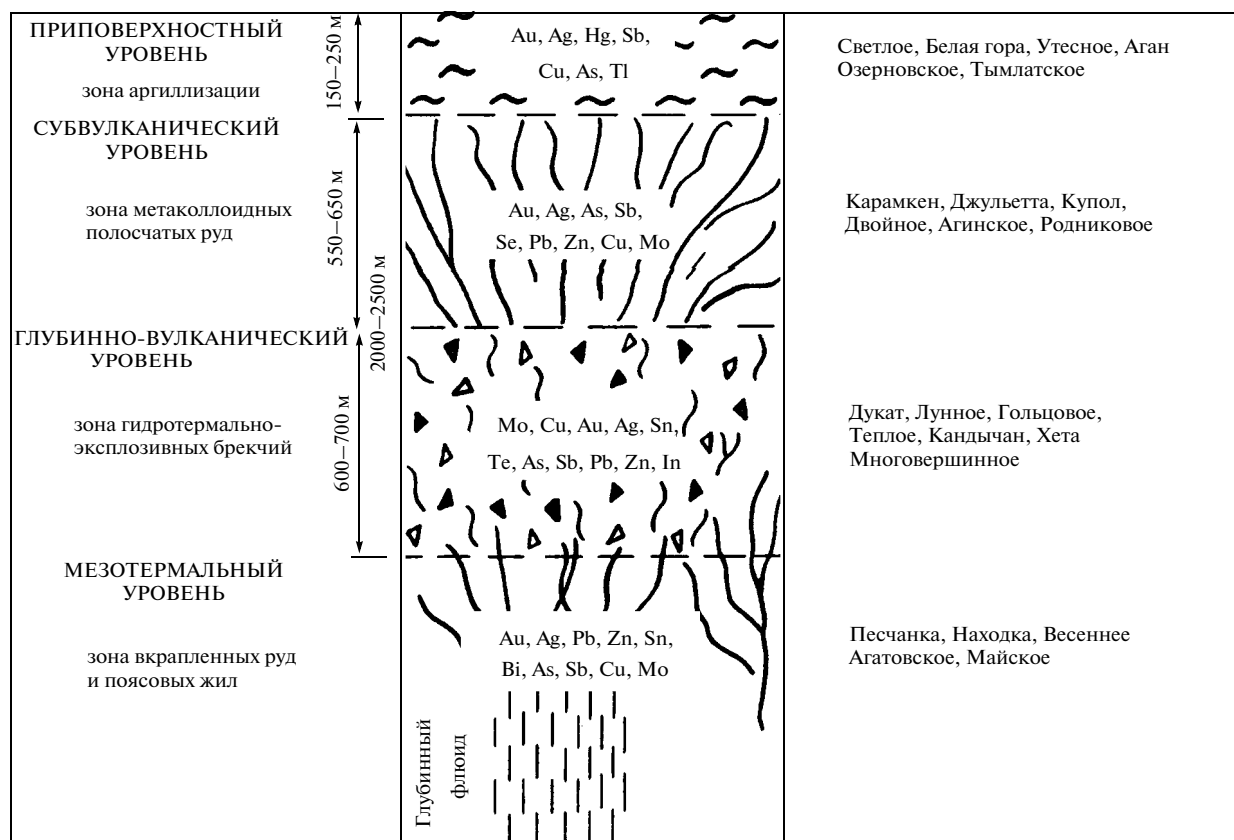


Рис. 2. Зональность строения вулканогенных месторождений Северо-Востока России.

эту схему, разделив классы эпитеpмальных месторождений по глубине образования. По сравнению с камчатской схемой, ограниченной глубиной рудоотложения в 1000 м [Петренко, 1999], наша схема рудной зональности в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе (ОЧВП), составлена до глубин 2000–2500 м (рис. 2). При этом зона приповерхностной конденсации газопаровой фазы (150–250 м) считается надрудной. Ниже этой зоны выделяется изотермическая зона, жильные руды которой сравнительно бедны, хотя в некоторых ее частях нередко развиты рудные “столбы” (Au, Ag, Sb, Hg). На всем протяжении зоны в эпитеpмальных рудах преобладают каркасно-пластинчатые агатовидные (ониксовидные) текстуры кварца и халцедона. По мнению И.Д. Петренко [1999], ниже зоны конденсации расположена зона гидротермальных “взрывов”, в которой отлагается основное количество золота и серебра. По замерам температур гомогенизации газозо-жидких включений в жильном кварце ниже зоны конденсации (аргиллизации на месторождениях Карамкен, Утесное и Сопка Рудная) геотермический градиент не обнаружен на протяжении 200–300 м. Вместе с тем, зона резко переменных температурных градиентов с эксплозивно-брекчиевыми текстурами зафиксирована нами в верхней части зоны смешения глубинных растворов с ва-

дозными водами, т.е. в верхней части зоны перегретых вод (см. рис. 2). По-видимому, вблизи действующих вулканов изотермическая зона сильно редуцирована или отсутствует вообще. Ниже зоны эксплозивно-брекчиевых текстур расположена зона сравнительно высоких температурных градиентов, в пределах которой рудные жилы приобретают мезотермальный облик с поясовыми и симметрично-друзовыми текстурами; эпитеpмальная золото-серебряная минерализация обычно сменяется здесь полиметаллической или исчезает вообще. Рудные “столбы” отмечены в верхней и нижней частях зоны эксплозивно-брекчиевых текстур. Следует отметить, что наиболее богатые и крупные месторождения ОЧВП формировались более длительное время, чем камчатские. В таких месторождениях, как Дукат, Нявленга, Хаканджа, Джульетта и др., отмечены неоднократные процессы реювенации гидротермальных систем, искажающие первоначальную зональность рудоотложения.

ПРИПОВЕРХНОСТНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Кислотно-сульфатарные образования в виде алунит-каолинитовых, цеолит-каолинитовых, гидрослюдисто-каолинитовых метасоматитов, а также пропилитов широко распространены в пре-

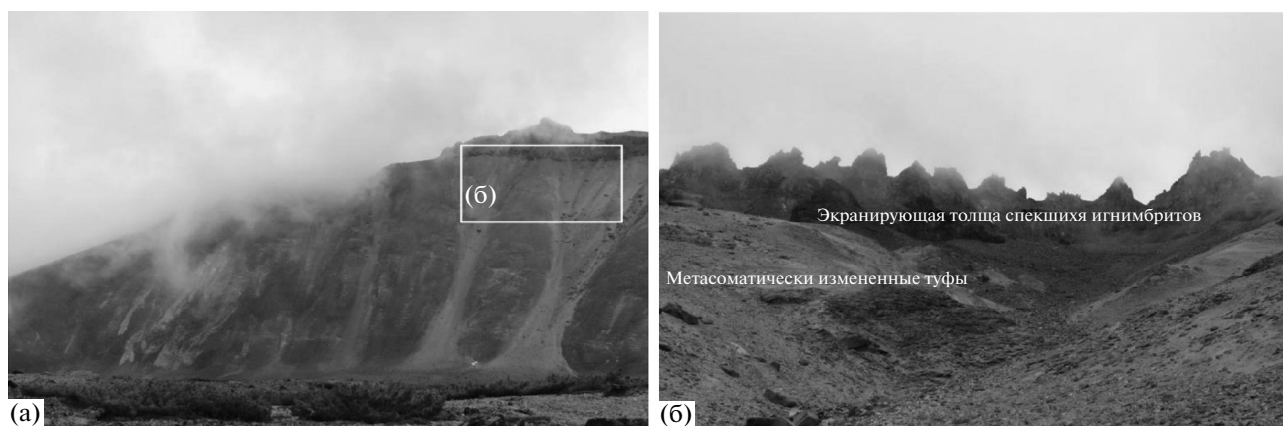


Рис. 3. Рудоносные метасоматиты месторождения Аган.
а – общий вид; б – увеличенный фрагмент.

делах вулканогенных поясов различного возраста. В рудных районах все эти образования характеризуются различной металлоносностью, в том числе серебро- и золотоносностью. За пределами рудных районов и в ряде зон современного вулканизма практически безрудны. В подавляющем большинстве случаев подобные образования рассматривались в качестве околорудных метасоматитов или надрудных “шляп”, так как в контуры рудных тел их не включали из-за низкой металлоносности. Однако с выделением золотосеребряных месторождений ВС типа такие “шляпы” нередко рассматриваются как рудные тела, которые образуют самостоятельные “бескорневые” эпиптермальные месторождения, хотя нет полной уверенности, что они представляют наджилльную часть какого-нибудь более глубинного рудного образования. Месторождения ВС-типа характеризуются энэргит-люционит-ковеллиновым минеральным комплексом (плюс пирит). Эти месторождения тесно связаны с известково-щелочными островодужными системами, образующие их гидротермы имеют магматическую природу и представляют собой на близповерхностном уровне остывающие кислые растворы, которые формировали порфировые $\text{Cu} \pm \text{Mo} \pm \text{Au}$ -месторождения [Arribas, 1995].

В вулканических поясах Тихоокеанского кольца среди эпиптермальных ВС месторождений известны такие гиганты (с запасами золота более 1000 т), как Янакоча (Перу), Ладолам (Папуа Новая Гвинея), Пуэбло-Вьехо (Доминиканская республика). Уникальным примером тесной связи процесса алунизации и рудоотложения может служить знаменитое месторождение Голдфильд (Невада), где на первых стадиях рудного процесса образуются алуни-каолинит, кварц и пирит, формирующие жиллообразные залежи; затем отлагались теннантит, фаматинит, сфалерит и висмутин, теллуриды меди, сурьмы, золота и серебра [Lindgren, 1953]. По мнению И.Д. Петренко [1999], среди эпиптермальных место-

рождений Камчатки, время образования рудных тел Озерновского ВС месторождения наиболее близко совпадает с периодом вулканических извержений.

К типичным представителям ВС месторождений на Северо-Востоке России ранее относили месторождения Утесное, Аган в южной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Здесь по восточному краю крупной отрицательной Арманской вулканической структуры расположены зоны горизонтально залегающих гидротермальных кварцитов, каолинитов и алуни-тов общей мощностью более 300 м. Эти кислотно-сульфатные образования развивались по поздне меловым игнимбрикам (рис. 3). Небольшие прожилково-метасоматические рудные тела расположены в зоне гидротермальных кварцитов и выклиниваются в зоне алуни-тов и каолинитов. Рудные тела сложены метасоматическим и прожилковым кварцем, адуляром, гидрослюдами и содержат скопления вкрапленного пирита, марказита, гематита, полиметаллических сульфидов и сульфосолей, самородного серебра и электрума; в алуни-каолинитовых зонах отмечены гнезда антимонита и киновари. Температура минералообразования, судя по результатам изучения газовой-жидких включений, варьировала от 500 до 150–200°C (в рудоносных прожилках). Образование растворов с низкими значениями рН, в которых в существенных количествах присутствует сульфат-ион, связано с конденсацией газопаровой фазы в приповерхностных вадозных водах. Для метасоматитов характерен значительный привнос серы, калия, сурьмы, ртути, таллия, а также мышьяка, цинка, свинца, молибдена, кадмия, серебра и золота. Вместе с тем, отмечается существенное перераспределение с частичным или почти полным выносом на отдельных участках натрия, кальция, магния и кремнезема. В составе гидрокарбонат-сульфатных реликтовых растворов преобладают (мг. экв/100)%: калий

(до 10), натрий (до 10), иногда в значительных количествах присутствует магний (30–35).

Недавние исследования выявили заметное отличие месторождения Аган и эталонных эпиптермальных месторождений ВС-типа [Волков и др., 2015]. В пределах рудного поля была установлена невысокая золотоносность кварц-алунитовых метасоматитов. В рудоносных образованиях месторождения Аган отсутствуют энаргит и люционит – главные минералы-индикаторы продуктивной на Au минерализации ВС-типа, количество пористого (“vuggy”) кварца незначительно. По минеральному комплексу эпиптермальное оруденение в метасоматитах этого месторождения близко к ПС типу. Вместе с тем, изученные особенности этой минерализации аналогичны таковым в кремнистых и кварц-алунитовых “литозкранах”, которые формируются над дегазирующимися интрузиями. В этой обстановке рудоносные флюиды ВС-типа или не образуются, или не достигают эпиптермальных глубин. Рудноформационный анализ показал, что для изученного района характерна олово-порфировая специализация, тогда как крупные ВС-месторождения образуются в медно-порфировой и иногда колчеданно-полиметаллической системах [Hedenquist et al., 1988; Arribas, 1995].

Проведенные исследования показали, что рудообразующие элементы в метасоматитах Агана концентрируются в соответствии с температурной моноасцендентной зональностью и обычно не формируют значительных скоплений (кроме марказита, иногда киновари и антимонита в аргиллизитах) ни в кварцитах, ни в пропилитах. Рудоотложение обычно происходит позднее образования основного объема метасоматитов и нередко за пределами гидротермально измененных пород.

СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В пределах вулканических поясов Северо-востока России наиболее широко распространены месторождения субвулканической группы, связанные с ранними или поздними магматическими фациями (риолит-базальтовыми сериями) вулканокупольных поднятий в кальдерообразных структурах. На этом глубинном уровне формируются главным образом месторождения НС-типа. К типичным представителям этой группы относятся месторождения Карамкен, Купол (Северо-Восток России) и Агинское (Камчатка).

Субвулканические месторождения отличаются сравнительно простым минеральным составом, где преобладает кварц, который присутствует в виде характерных для этого типа месторождений текстурных разновидностей: пластинчатых, фестончатых, полосчатых (рис. 4). В переменных количествах присутствует адуляр, в подчиненных – развиты карбонаты, серицит, хлорит, гидрослюда,

иногда барий и другие жильные минералы. Рудные минералы по объему резко уступают кварцу и образуют выделения, подчиненные его текстурным разновидностям. Для этих месторождений обычно характерен пирит-пирротин-арсенопиритовый минеральный комплекс с железистым сфалеритом. Содержание рудных минералов обычно не превышает 1.5–2.0%, реже составляет 5–7% и более. В комплекс рудных минералов входит золото, серебро, электрум, селениды и теллуриды серебра и золота, сложные и простые сульфиды серебра, сульфосоли серебра и других металлов, сульфиды меди, свинца, цинка, железа, самородный мышьяк, самородные свинец, теллур и ряд других минералов.

Рудные тела обычно представлены адуляр-кварцевыми жилами с вкрапленностью серебро-содержащих и серебряных сульфидов и сульфосолей, а также электрума. Мощность зоны рудообразования составляет 400–500 м. Для вмещающих пород характерна пропилитизация; температура образования метасоматитов – 150–200°C, внешние зоны более низкотемпературны и нередко аргиллизированы. Рудные тела формировались при температуре 200–320°C. В зонах рудоотложения вертикальный температурный градиент был очень небольшой, его невозможно зафиксировать по температурам гомогенизации газовой-жидких включений и по составу минеральных ассоциаций в пределах 400 м интервала. Состав реликтовых растворов кремнекислотно-гидрокарбонатно-хлоридный. Практически нейтральные флюиды представлены обычно поверхностными водами с небольшим количеством магматического компонента, а роль магматизма заключается только в их подогреве.

ГЛУБИННЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В пределах многих рудных районов при детальном исследовании могут быть выделены ранние “допорфиновые” и поздние, связанные с порфиоровыми интрузиями, эпиптермальные месторождения. Ранние месторождения менее глубинные, но более резко реювенированные, их поздние минеральные ассоциации нередко более высокотемпературны (до скарноидных, как на Дукате) и более сереброносны до существенно серебряных.

Месторождения, связанные с порфиоровыми интрузиями – более глубинные, отношение Au/Ag в рудах варьирует от 1 : 10 до 1 : 1 и выше. Заметим, что Т. Нолан [1937] еще в 30-х годах в пределах рудных районов Западных штатов США отметил, что подобные месторождения залегают в пределах наибольших интрузивных тел или в непосредственной близости от них. Рудные тела поздних окопорфировых (и порфиоровых) месторождений характеризуются жильными поясовыми, крустификационными и симметрично-друзовыми текстурами и

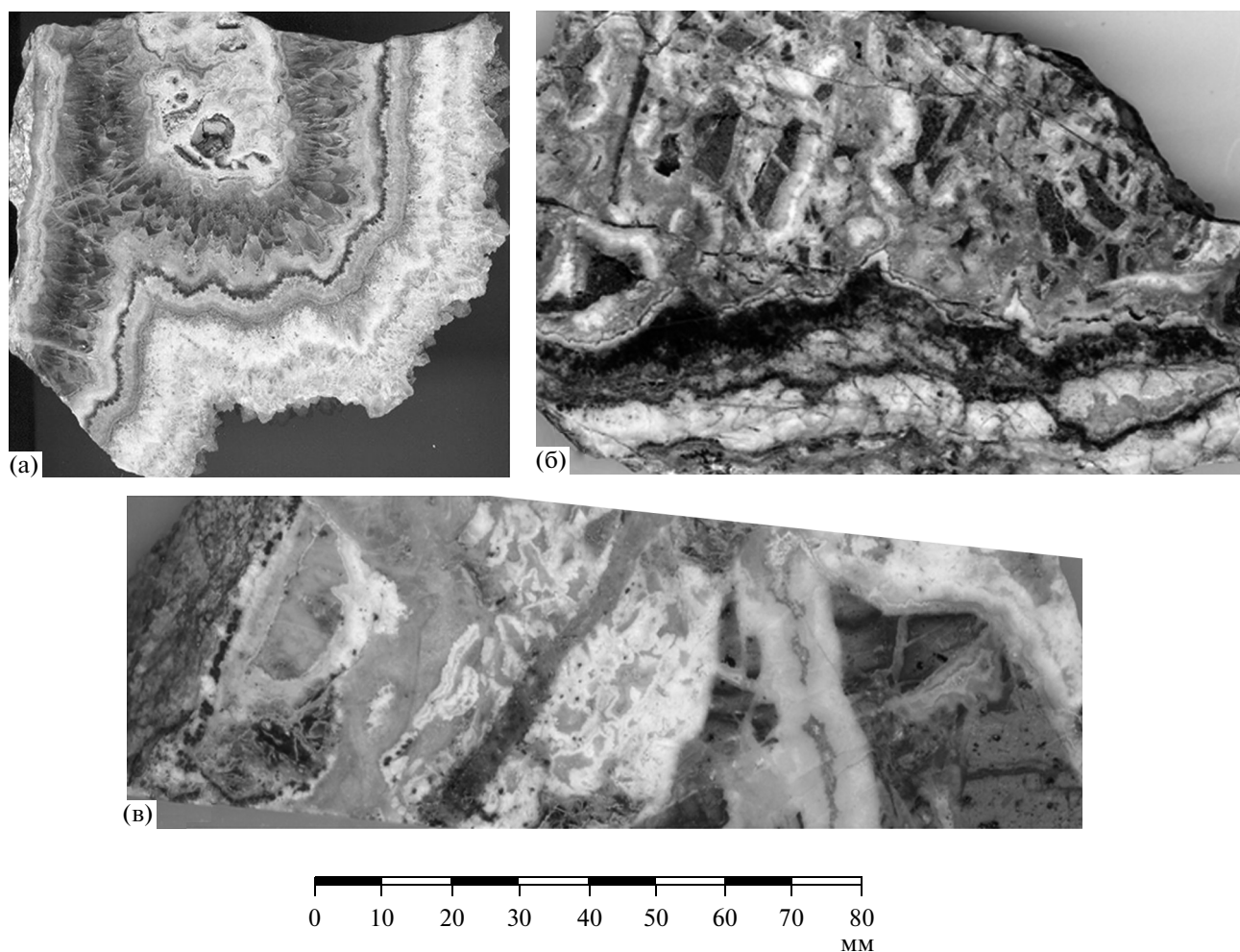


Рис. 4. Типичные текстуры руд Au–Ag эпитермальных месторождений субвулканической группы.
 а – крустификационно-полосчатая текстура (главное рудное тело месторождение Купол);
 б – кокардово-брекчиевая текстура (рудное тело № 1, месторождение Ольча);
 в – сложная прожилково-брекчиевая текстура, (рудное тело № 37, месторождение Двойное).

связаны постепенными переходами с мезотермальными золото-порфировыми (золото-редкометальными) месторождениями [Савва, 1995].

Рудные тела глубинных вулканических (вулканоплутонических) месторождений характеризуются наибольшим разнообразием жильных текстур. Довольно часто здесь преобладают сложные брекчиевые текстуры гидротермально-эксплозивных зон (рис. 5). На этих глубинах формировались в основном месторождения ПС-типа, ассоциирующиеся с андезит-риодацитами. Для них характерен теннантит-тетраэдрит-халькопиритовый комплекс, сфалерит с небольшой примесью железа, а также наличие родохрозита и ангидрита [Hedenquist et al., 2000]. Минеральные ассоциации телескопированы или имеют ксенотермальный характер; стадийность рудоотложения выявляется с большим трудом. Типичными представителями этой группы являются месторождение Дукат (Северо-

Восток России) и Многовершинное (Дальний Восток). В результате изучения газово-жидких включений в рудоносном кварце месторождения Дукат определены температуры минералообразования – от 250° до 410°С и вариации давления в интервале 25–250 атм.; отмечено также устойчивое повышение температур от ранних стадий к поздним с образованием скарноподобных родонитовых и гранат-гельвиновых ассоциаций в поздние послепродуктивные стадии. При увеличении общей минерализации растворов и высоких содержаниях в них калия отмечена прямая корреляция между калием и хлором; установлена также устойчивая тенденция увеличения содержания кислых газов (H_2S , HF, HCl) от ранних стадий к поздним (до 45% объема газовой фазы) [Гончаров, Сидоров, 1979]. Образование месторождения Многовершинное происходило в два этапа: первый – этап формирования золото-серебряных руд, второй – скарно-

подобных минеральных ассоциаций. Минералообразование на этом месторождении так же, как и на Дукатском, прерывается (завершается) внедрением гранитоидных интрузий.

В рудных телах, расположенных в глинистых толщах (углеродисто-глинистых сланцах) Майского рудного района (Чукотка) отмечен процесс дифференциации золота и серебра. Золото отлагается совместно с мелким и тонким арсенопиритом и пиритом в углеродисто-глинистых сланцах из высокотемпературных и сравнительно концентрированных растворов (температура гомогенизации многофазных включений от 100° до 320°С), а серебряные минералы совместно с касситеритом и полиметаллическими сульфидами – в кварцевых прожилках выполнения. Подобная дифференциация, по-видимому, происходит в олово-серебряносных (олово-порфировых) вулканогенных провинциях, но до настоящего времени должным образом не изучена. Эпитермальные месторождения (Сопка Рудная, Промежуточное, Сильное) в кислых вулканитах и глинистых осадочных толщах также содержат внутрирудные и послерудные дайки андезитобазальтов.

Проблема связи вулканогенного эпитермального и плутогенного мезотермального оруденения – дискуссионна. Открытые “выкипающие” эпитермальные системы принципиально отличаются от глубинных закрытых систем. Однако у вулканогенных гидротермальных систем установлены глубинные “корни”, определяющие нередко состав эпитермальных жильных и метасоматических образований. Сравнительно легко прослеживается связь порфировых и эпитермальных образований, так как последние нередко входят в состав так называемых непорфировых руд порфировых месторождений. Эти жильные над- и околопорфировые руды отлагаются на поздних и заключительных стадиях развития порфировых месторождений. Однако, как уже отмечалось выше, эпитермальные ПС месторождения (типа Дуката) формируются в допорфировых этапах. “Корни” этих месторождений более глубинны. Следует отметить, что только порфировые руды, развитые на глубинах становления фанеритовых гранитов, переходят в жильные аналоги мезотермального вида. К такому относятся, например, упомянутые выше золото-редкометалльные жильные проявления с золото-висмут-теллуридными минеральными ассоциациями в гипабиссальных гранитоидах ОЧВП. Аналогичная минеральная ассоциация отмечена И.Д. Петренко [1999] в центре концентрически-зональной структуры с миоцен-плиоценовым габбро-диоритовым интрузивом на Мутновском рудном поле Камчатки с действующими современными гидротермальными системами.

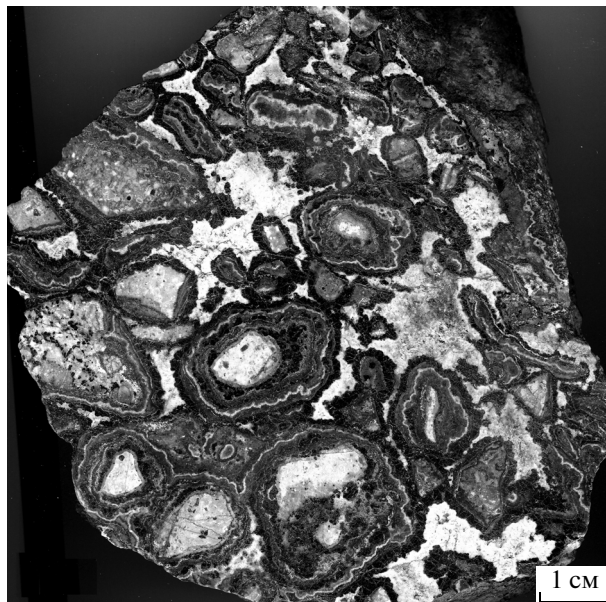


Рис. 5. Сложная брекчиевая текстура богатых серебряных руд месторождения Дукат.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ РЕГЕНЕРАЦИОННОЙ ГРУППЫ

Эпитермальные месторождения и рудопроявления, кроме вулканогенных поясов, нередко формировались независимо в смежных зонах тектоно-магматической активизации (ТМА), что подтверждается многочисленными палеовулканологическими исследованиями [Волков и др., 2014]. Месторождения регенерационной группы распространены достаточно широко в зонах и областях ТМА и могут рассматриваться в качестве разновидности каждой из групп, охарактеризованных ранее. Отдельного внимания заслуживают крупные месторождения золота, в пределах которых отчетливо зафиксированы более молодые, чем основные руды, эпитермальные золото-серебряные проявления. В качестве примера следует упомянуть миоценовую золото-теллуридную минерализацию, выявленную на докембрийском золоторудном гиганте Хомстейк [Стабильные изотопы ..., 1977]. П.И. Скорняков (данные 40-х годов) также отмечал типичные кварц-адуляровые золото-серебряносные жилы на золото-кварцевом месторождении Наталка (Северо-Восток России). Проявления эпитермальной золотоносности отмечались на Родионовском полихронном месторождении и крупнейшем золото-сульфидном месторождении Неждановское (Северо-Восток России) [Волков и др., 2009; Гамянин и др., 2000]. Эти примеры свидетельствуют о более широкой распространенности месторождений регенерационной группы, чем это принято считать.

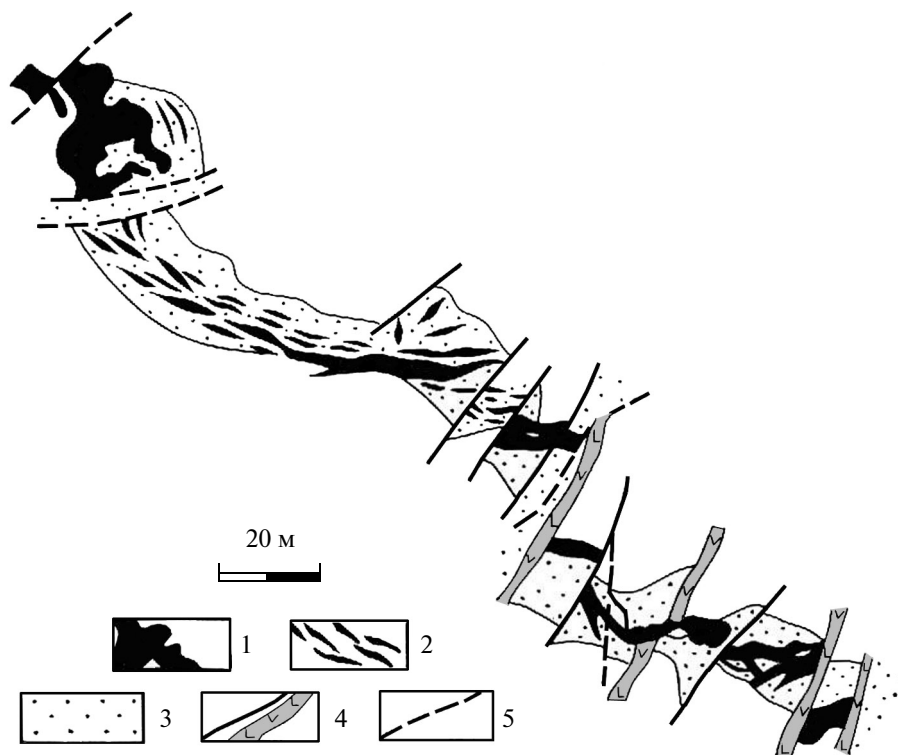


Рис. 6. Морфология рудных тел месторождения Хаканджа (Центральный участок, горизонт 448 м), по [Чанышев и др., 1988].

1 – жилевые тела; 2 – прожилковая зона; 3 – кварц-адуляровые метасоматиты; 4 – дайки андезито-базальтов; 5 – разрывные нарушения.

ПРИРОДА ЭПИТЕРМАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

При изучении многочисленных эпиптермальных месторождений различного возраста – от палеозойских (Омолонский кратон) до позднемезозойских (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс) и миоцен-плиоценовых (Камчатка) почти повсеместно в пределах рудных полей обнаружены послерудные, иногда внутрирудные дайки (силы, штоки) андезитобазальтов (иногда также долеритов, микрогаббро и других разновидностей основных пород). Размеры субвулканических тел варьируют в значительных пределах. На участках, сложенных осадочными породами, протяженность обычно маломощных (0.3–1 м) даек изменяется от первых метров до 5 и более км. На участках развития вулканогенных толщ куполовидные тела, силлы, полукольцевые дайки имеют размеры от 10 до 200–300 м в диаметре. Центральные части субвулканических тел сложены обычно полнокристаллическими породами (до монзонитов), на периферии распространены стекловатые разновидности, обогащенные моноклинными пироксенами. Нередко породы (особенно силлы) имеют миндалекаменную текстуру. Размеры миндалинов – от 1.5–2 см до 0.5 и более м; сложены они халцедоном, опалом, кварцем, кальцитом и хлоритом.

Вулканические тела послерудных базальтоидов есть основания рассматривать в качестве самых поздних (завершающих) образований, формирующихся при приближении фронта основных магм, ставшего причиной верхнекорового гранитоидного магматизма и гидротермальной деятельности [Сидоров, 2008]. Показательным примером этого процесса является дайковый андезитобазальтовый вулканизм на крупном золотосеребряном месторождении Хаканджа, расположенном в западной фланговой зоне ОЧВП (рис. 6). Естественно, что после излияний базальтоидов прекратилась, как вулканическая, так и гидротермальная деятельность. Реликтами гидротермальных систем нередко являются кварц-халцедон-карбонатные жеоды в андезитобазальтовых покровах и дайках. Агатовые и онисковые текстуры этих жеод подобны каркасно-пластинчатым текстурам жильного кварца эпиптермальных месторождений [Сидоров, 2008]. Поздний “послерудный” базальтоидный вулканизм в пределах рудных районов вулканогенных поясов и зон сопряжен структурно и во времени с проявлениями кислого (нередко игнимбритового) вулканизма и рудоносными гидротермальными системами. Интересно отметить, что текстуры агатовидных миндалинов в риолитах нередко близки каркасно-пластинчатым текстурам рудоносных аду-

ляр-кварцевых жил; текстуры миндалинов в базальтах агатовидные, ониксовые. Последние, вероятно, в отличие от первых, формировались в более спокойной тектонической обстановке.

Таким образом, концентрацию послерудных даек базальтоидов в пределах рудных полей эпитеpмальных месторождений следует, очевидно, рассматривать как свидетельство существования “микроплюма”, являвшегося причиной позднего (риолитового и гранитоидного) магматизма, гидротермальной деятельности и эпитеpмального рудообразования. При этом интенсивность рудоотложения, как показали исследования ряда месторождений, зависела прежде всего от характера коровых источников рудного вещества [Сидоров, Волков, 2004]. Что касается глубинных источников, то их роль бесспорна только в пределах расслоенных базит-ультрабазитовых интрузивов и океанических “черных курильщиках”. Источники рудного вещества вулканогенных месторождений разнообразны, что подтверждается изотопными исследованиями свинца, серы и других элементов руд, а также рудноформационным анализом [Сидоров, 1998]. Что касается интенсивности и экстенсивности рудообразующих гидротерм, то масштабы их металлоносности со всей очевидностью связаны с рудоносностью основания вулканогенных поясов, включая докембрийский фундамент [Волков и др., 2014].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Эпитеpмальное оруденение – важнейший металлогенический критерий вулканогенных поясов различного возраста. К приповерхностным образованиям вулканических поясов относятся ВС месторождения, на субвулканическом уровне формировались НС объекты, а самые глубинные – ПС месторождения. В отдельную группу выделены регенерированные месторождения, распространенные достаточно широко в зонах и областях ТМА, которые могут рассматриваться в качестве разновидности каждой из выделенных групп. Сделано предположение, что концентрация послерудных даек базальтоидов в пределах рудных полей эпитеpмальных месторождений обусловлена деятельностью “микроплюма”, являющегося причиной позднего (риолитового и гранитоидного) магматизма, гидротермальной активности и эпитеpмального рудообразования. По нашим представлениям, типичные эпитеpмальные месторождения формировались до развития и становления гранитоидного плутонического очага. Обилие кварц-халцедоновых миндалинов в базальтоидах в пределах ряда рудных районов объясняется их временными связями с гидротермальными системами, которые прекратили свою деятельность в период и после внедрения базальтовых магм. На Востоке России, учитывая слабую изученность вулканоген-

ных поясов и зон, весьма реальны перспективы открытия крупных вулканогенных месторождений благородных, цветных и редких металлов. В связи с этим представляется особенно важным изучение всего многообразия гидротермальных образований в районах не только древнего, но и современного вулканизма.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант № 14-17-00170).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аверьев В.В.* Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью // Современный вулканизм. М.: Наука, 1966. Т. 1. С. 118–129.
- Волков А.В., Чиждова И.А., Алексеев В.Ю. и др.* Вариации показателя Au/Ag эпитеpмальных месторождений // ДАН. 2013. Т. 452. № 1. С. 75–79.
- Волков А.В., Сидоров В.А., Прокофьев В.Ю. и др.* О полихронности золото-кварцевого месторождения Родионовское (Северо-Восток России) // ДАН. 2009. Т. 424. № 2. С. 217–221.
- Волков А.В., Сидоров А.А., Старостин В.И.* Металлогения вулканогенных поясов и зон активизации. М.: ООО “МАКС Пресс”, 2014. 355 с.
- Волков А.В., Савва Н.Е., Сидоров А.А. и др.* Эпитеpмальное золотосеребряное месторождение Аган и перспективы выявления минерализации высокосульфидизированного типа на Северо-востоке России // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. № 1. С. 25–47.
- Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Алпатов В.В.* Нежданское золоторудное месторождение – уникальное месторождение Северо-Востока России. М.: ГЕОС, 2000. 227 с.
- Гончаров В.И., Сидоров А.А.* Термобарогеохимия вулканогенного рудообразования. М.: Наука, 1979. 208 с.
- Нолан Т.* Эпитеpмальные месторождения // Геология рудных месторождений Западных штатов США. М., Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1937. С. 540–557.
- Петренко И.Д.* Золото-серебряная формация Камчатки. Петропавловск-Камчатский: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 116 с.
- Савва Н.Е.* Принципы эволюционной систематики минералов серебра. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1995. 74 с.
- Сидоров А.А.* Золото-серебряная формация Восточно-Азиатских вулканогенных поясов. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1978. 350 с.
- Сидоров А.А.* Рудные формации и эволюционно-исторический анализ благородно-металльного оруденения. М., Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1998. 246 с.
- Сидоров А.А.* О связи вулканизма с гидротермальной деятельностью // Вулканология и сейсмология. 1997. № 4. С. 65–73.
- Сидоров А.А., Волков А.В.* Генетическое разнообразие и конвергенция эпитеpмального золото-серебряного оруденения // ДАН. 2004. Т. 397. № 1. С. 72–77.
- Сидоров А.А.* “Послерудные” базальтоиды и рудоносные гидротермальные системы // Вулканология и сейсмология. 2008. № 3. С. 1–7.

- Сидоров А.А. О ксенотермальных месторождениях Северо-Востока России // ДАН. 2010. Т. 433. № 1. С. 72–76.
- Сидоров А.А., Старостин В.И., Волков А.В. Рудноформационный анализ. М.: “МАКС Пресс”, 2011. 177 с.
- Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977. С. 149–169.
- Чанышев И.С., Мальцев В.Г., Савин В.К. Хаканджинское месторождение // Геология золоторудных месторождений Востока СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1988. С. 208–229.
- Arribas A. Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid, in *Magma, Fluids, and Ore Deposits* / Ed. J.F.H. Thompson // Mineralogical Association of Canada, 1995. Short Course Series 23. P. 419–454.
- Hedenquist J.W., Browne P.R., Allis R.G. Epithermal gold mineralization. Wairakei, New Zealand, 1988. 376 p.
- Hedenquist J.W., Arribas A., Gonzalez-Urien E. Exploration for epithermal gold deposits, Gold in 2000 // SEG Short-course, Tahoe, Nevada. 2000. P. 245–277.
- Lindgren W. *Mineral Deposits* / 4th Edition. N. Y.: McGraw-Hill Book Company, 1953. 930 p.
- Richards J.P. Giant ore deposits formed by optimal alignments and combinations of geological processes // *Nature geoscience*. 2013. V. 6. www.nature.com/naturegeoscience.

Volcanism and Epithermal Deposits

A. A. Sidorov^a, A. V. Volkov^a, and N. E. Savva^b

^a *Institute of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Staromonetnyi per. 35, Moscow, 119017 Russia; e-mail: kolyma@igem.ru*

^b *Northeast Institute of Multidisciplinary Research, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, ul. Portovaya 16, Magadan, 685010 Russia*

Received February 25, 2015

Abstract—Epithermal mineralization is an important metallogenic criterion for volcanogenic belts of varying ages. We show that epithermal high-sulfidation deposits are shallow formations in volcanogenic belts, with low-sulfidation deposits being formed at the subvolcanic level and the intermediate between the two types being the deepest deposits. Regenerated deposits make up their own group. Deposits of each type have been characterized. Typical epithermal deposits had been formed before a granitoid plutonic source came into being. The abundance of quartz–chalcedony amygdules in basaltoids that are found in several ore areas can be explained by their temporal connections to hydrothermal systems that stopped functioning during and after the emplacement of basaltic magmas. It is hypothesized that the concentration of post-mineralization basaltoid dikes within ore fields of epithermal deposits was due to the activity of a “microplume,” which was the cause of late (rhyolite and granitoid) magmatism, hydrothermal activity, and epithermal mineralization.