Записки Ленинградского ордена Ленина, ордена Октябрьской Революции и ордена Трудового Красного Знамени горного института им. Г. В. Плеханова, т. LXVII, вып. 2, 1974 г.

ЗОЛОТОЕ И ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Академик Н. А. ШИЛО
(Сибирское отделение АН СССР)

Шестидесятые годы отмечены новыми находками месторождений вулканогенных формаций, оказавшимися неожиданными даже для таких стран, где золотодобывающая промышленность имеет длительную и поучительную историю; я имею в виду, в частности, Южно-Африканский Союз и Соединенные Штаты Америки. Мне кажется, что внимание именно к золото-серебряному оруденению резко усилилось после открытия в Советском Союзе золотоносной провинции, связанной с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом, и с интенсивным изучением советскими учеными рудоносности вулканогенных поясов. Эти открытия, де-факто опровергшие общеизвестный тезис В. Линдгрена о том, что «большинство древних месторождений этого типа уже разрушено эрозией» [9, стр. 4], как бы заново возрождают в некоторых странах мира золотодобычу. Вместе с тем многие месторождения, по-видимому, стали выявляться и под влиянием конъюнктурных причин, т. е. возросшей потребности в золоте, постепенно превращающемся из валютного металла в технический.

Изучение месторождений различных формаций Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, начатое еще до открытия промышленных объектов и основывавшееся на чисто теоретических предпосылках, крайне важно для решения вопросов рудообразования. Узкие рамки статьи позволяют мне остановиться лишь на некоторых из них.

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, протянувшийся от Берингова пролива до верховьев р. Маи, является северным звеном аналогичных структур, на западе опоясывающих тихоокеанский бассейн; на американском континенте подобные пояса протягиваются также вдоль Тихого океана. Уже из этого очевиден масштаб их развития, однако следует заметить, что вулканогенные пояса, занимающие далеко не одинаковое положение в структурах земной коры, по-видимому, только начинают заинтересовывать ученых, и так же как и рифтовые зоны, пока не нашли своего места в различных концепциях эволюции Земли. Еще десять лет назад ни грандиозность этих образований, ни их своеобразная субаэральная история не привлекали внимания геологов. Вспомним хотя бы эволюцию представлений о геосинклиналях, начиная от Д. Холла [38], Э. Ога [15], затем Г. Штилле [37] и М. Кэя [39, 40] и новейшими тектоническими концепциями, в советской литературе (А. Пейве

[16], М. В. Муратов [10], В. В. Белоусов [1], Ю. М. Пущаровский [21][1] и др.) и за рубежом (Ж. Обуэн [14] и др.). Во всех этих концепциях вулканогенные пояса не нашли места, соответствующего их роли в развитии земной коры. Г. Штилле [37, стр. 69], выделив эвгеосинклинальные зоны с характерным для них офиолитовым (начальным) магматизмом и области проявления «субсеквентного сиалического вулканизма», не коснулся проблемы вулканогенных поясов, возникавших, в отличие от вулканических зон островных дуг, на консолидированных континентальных структурах.

Под Охотско-Чукотским поясом принято понимать сложно построенную зону, образованную продуктами субаэрального известково-щелочного вулканизма суммарной мощностью более 10 *км*; она имеет длину около 3 тыс. *км* и ширину 250—300 *км*.

Основными структурными элементами вулканогенного пояса являются внешняя и внутренняя продольные его зоны, хотя на флангах они исчезают, и здесь пояс в значительной степени подчиняется структурным особенностям фундамента, представленного раздробленными дорифейскими глыбами Сибирской платформы и Охотского массива (на юго-западе) и Эскимосского массива (на северо-востоке). Внешняя зона пояса наложена на мезозойские структуры, тогда как внутренняя сопрягается с системой кайнозойской складчатости.

По своим особенностям внешняя зона вулканогенного пояса резко дискордантна по отношению к мезозойской складчатости, и всюду, где это можно наблюдать, покровы вулканитов отделены от основания поверхностью резкого несогласия; внутренняя зона его, напротив, сопрягается с кайнозойскими системами таким образом, что складки, сложенные вулканитами, и структуры Анадырско-Корякской системы имеют одно и то же северо-восточное простирание, хотя в большинстве случаев они и отделены протяженными разломами. Исследования В. Ф. Белого [2], Р. Б. Умитбаева и В. Г. Королькова [29] и других ученых показали различия в структурах и составе вулканитов, наблюдаемые в Охотском и Чукотском отрезках, что подчеркивает поперечную зональность пояса, которой в той или иной степени подчиняются поля метасоматитов и сопровождающее их золото-серебрянсе оруденение.

Начало образования Охотско-Чукотского пояса датируется аптом, последовало сразу же за коренными изменениями в развитии мезозойских геосинклиналей и предшествовало заложению на востоке новой, кайнозойской, геосинклинальной области.

В основе таких событий, к которым относятся проявления гранитоидного магматизма грандиозных масштабов в Яно-Колымской и Чукотской геосинклинальных системах в верхнеюрское-нижнемеловое время, совпадающее с ним по времени формирование позднегеосинклинальных наложенных структур и почти синхронное с этим заложение геосинклинальных прогибов кайнозойской области, несомненно, лежали общепланетарные явления. Это положение будет еще более убедительным, если принять во внимание, что и на Американском континенте в то же время происходили аналогичные события, сопоставимые и по масштабу, и по характеру. Можно предполагать, что причиной этих преобразований явились мантийные процессы, сопровождавшиеся освобождением энергии, реализованной в разнообразных проявлениях тихоокеанского тектогенеза.

---

[1] Ю. А. Пущаровский в недавно вышедшей книге «Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли» все вулканогенные пояса разделил на две категории: пояса островных дуг и материковых областей.

Золото-серебряная минерализация Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, как, впрочем, и рудопроявления других металлов (олово ртуть и т. д.), теснейшим образом связана со всей сложной историей его формирования, которая, по современным представлениям, распадается на три этапа: ранний (апт-турон, возможно, начало сенона) средний (сенон-датский век), поздний (ранний палеоген).

В ранний этап образовался нижний структурный ярус пояса, обладающий резкой индивидуальностью по отношению к вышележащим толщам как по структурным особенностям, так и по характеру слагающих его вулканогенных формаций, а также по объему вулканитов составляющих основную часть разреза. Несмотря на длительную историю формирования пояса, он приобрел свои главнейшие структурные черты в апт-туронское время, они запечатлены в продольной и поперечной его зональности, в сложных соотношениях вулканогенных толщ со складчатыми структурами Корякско-Камчатской кайнозойской области и в резко подчеркнутом наложенном их характере по отношению к мезоидам.

В составе вулканитов нижнего структурного яруса преобладают андезиты, андезито-базальты, андезито-дациты. В некоторых зонах (например, в Центрально-Чукотском районе), широко распространены игнимбриты кислого состава, точно так же, как и на флангах, где к концу турона андезитовый вулканизм сменился накоплениями пирокластического кислого или умеренно кислого материала. Вулканогенные сеноман-туронские образования отличаются быстрой сменой и переходами в латеральном и вертикальном направлениях; в это время вулканическая деятельность особенно широкое развитие получила во внутренней зоне пояса.

В сенон-датское время (средний этап) вулканизм в пределах Охотско-Чукотского пояса отличался крайней неравномерностью, свидетельствовавшей о некотором ослаблении извержений и об их качественно иных особенностях. В северном отрезке более интенсивно он проявился во внутренней зоне, тогда как в центральном (Центрально-Охотский район) — во внешней. К этому периоду существенно меняется и состав толщ, в которых начинают преобладать игнимбриты и липариты, с которыми ассоциируют кислые туфы, витрофиры. Местами липаритовый вулканизм дополняется излияниями андезитов и трахиандезитов, которые, правда, уступают по объему кислым породам.

Верхний структурный ярус (поздний этап) образован в основном оливиново-пироксеновыми базальтами, включающими безоливиновые и анальцимсодержащие базальты, андезито-базальты, трахиты, нередко игнимбриты. Они залегают согласно на нижележащих толщах сенон-датских вулканитов и образованы в нижнем палеогене.

Таким образом, можно считать, что в состав вулканогенного пояса входит три группы формаций: андезитовая, липаритовая и базальтовая. Среди продуктов липаритового вулканизма резко преобладают игнимбриты кислого состава, что является важной особенностью Охотско-Чукотского пояса, которая наложила своеобразный отпечаток и на условия проявления золото-серебряного оруденения.

Последовательность образования формаций указывает на общую тенденцию развития магматизма в этой зоне, сохранявшуюся в течение длительного времени — от нижнего мела до палеогена, а их соотношения (продукты андезитового вулканизма составляют не менее 70% от общего разреза, липаритового — около 25, базальтового — 5) свидетельствуют об изменении интенсивности вулканической деятельности во времени. При этом из 25% объема липаритовых образований не ме-

нее 15—18% входит в состав нижнего структурного яруса и имеет туронский возраст; таким образом, характерна некоторая растянутость во времени липаритового вулканизма и крайне интенсивное проявление андезитового.

Интрузивный магматизм Охотско-Чукотского пояса по масштабу резко уступает эффузивному и хотя отличается разнообразием, но в общем подчиняется отмеченной выше зональности и в целом может быть охарактеризован «вулканогенно-интрузивной формацией» Ю. А. Кузнецова [8]. Она включает многочисленные гипабиссальные интрузии гранитоидного состава с ярко выраженной намагниченностью, которая связана с присутствующим в них магнетитом. Кристаллизация последнего, как известно, происходит при повышенном кислородном потенциале и, согласно исследованиям Д. М. Печерского [17] и других, требует в «расплаве определенного количества трехвалентного железа». Эти условия обеспечиваются, когда интрузии формируются на небольших глубинах в близповерхностной зоне. Именно это обстоятельство легко объясняет наличие в составе эффузивных толщ огромных игнимбритовых покровов, а также очень широкое развитие разнообразных послемагматических процессов, о которых будет сказано ниже.

Подавляющее большинство исследователей Охотско-Чукотского пояса выделяет андезит-гранодиоритовую и липарит-гранитовую вулкано-плутонические ассоциации, хорошо отражающие тектоно-магматическую его эволюцию и согласующиеся со сменой формаций во времени.

Во внутренней зоне гранитоиды пояса отчетливо натрового состава (охотские гранитоиды); здесь линейные ряды интрузий располагаются согласно простиранию вулканогенных толщ. Подавляющее их большинство имеет альб-сеноманский возраст и в общем, по-видимому, является более древним, чем аналогичные интрузии внешней зоны.

Сеноман-туронские гранитоиды, широко распространенные во внешней зоне и отчасти на флангах пояса, отличаются повышенным содержанием калия (Омсукчанский комплекс). Они прослеживаются в виде рядов вдоль поперечных разломов, которые часто продолжаются в структурах Верхоянского комплекса или в жестких дорифейских и палеозойских массивах. Иногда такие интрузии образуют кольцевые системы, обрамляющие вулканоструктуры разного порядка и характера.

В палеогеновый этап развития пояса возникли интрузии граносиенитов, кварцевых сиенитов, кварцевых порфиров, сиенит-порфиров; они прорывают базальты раннего палеогена и обладают выраженным натровым составом.

Таким образом, гранитоидный магматизм Охотско-Чукотского пояса характеризуется некоторыми петрохимическими отличиями во внутренней и внешней его зонах, но в целом образует единую вулканогенно-интрузивную формацию; тесная ее связь с нижним и средним структурными ярусами указывает на время ее проявления и тектоно-формационные условия образования интрузий.

Приуроченность гранитоидов натрового состава к внутренней зоне, в которой, как выше отмечено, размещаются продольные ряды более древних массивов, а более молодых калиевых — к внешней — свидетельствует не только об основной тенденции эволюции интрузивного магматизма, но также указывает и на его генетическую связь с разломами глубокого заложения. Можно полагать, что ими контролируются даже те интрузии, которые размещаются по обрамлениям различных по размеру и характеру вулканоструктур (прогибы, структуры проса-

док, кальдеры обрушений и др.), так как часто такие образования на зываются на обширные линейные зоны, по всем данным отражающ внутреннее строение пояса.

Как бы ни была сложна общая структура вулканогенного пояс она, несомненно, генерализуется гигантским разломом или, мож быть, даже зоной разломов, которая в литературе получила назва торцевого шва, разделяющего две совершенно различные по возра и строению складчатые области; в данном случае речь идет о мезоз дах и кайнозойских притихоокеанских системах. Вопрос о наличии н глубокой проницаемости уже рассматривался в печати многими исс дователями. Остановлюсь лишь на геофизической основе его сущест вания, интерпретированной в недавней работе [34].

В пределах вулканогенного пояса гравитационное и магнитное по выражены аномальными зонами, в которых хорошо просматривае гравитационный уступ, отделяющий полосу относительных максимум кайнозойской складчатой области от гравитационной депрессии ме зоид. В геомагнитном поле поясу отвечает региональный магнити максимум, несколько осложненный линейными и фестончатыми ано лиями; этим двум полям соответствует повышенная сейсмичность. С поставление геофизических данных с геологической эволюцией вул ногенного пояса и разделенных им складчатых областей, и с матери лом по акватории тихоокеанского бассейна показывает, что земная ко здесь имеет сложное и своеобразное строение с несогласным залега ем поверхностей Мохоровичича и Конрада. Например, погружен поверхности Мохоровичича отвечает крупное поднятие поверхнос Конрада.

Соотношение базальтового и гранито-осадочного слоев в предел современной структуры пояса позволяет выделить две продольн зоны — северо-западную, примыкающую к мезозоидам, и юго-восто ную, расположенную вдоль области кайнозойской складчатости. В п перечном их разрезе распознаются, на основании тех же данных, д типа земной коры. В первом преобладает базальтовый слой, во втор наблюдается почти равное соотношение гранито-осадочной и базальт вой частей.

Таким образом, в этой зоне совершенно очевидно торцевое сочл нение различных структурных элементов земной коры, в которой в процессы стимулировались неустойчивым состоянием верхней манти Снятие возникавших в ее верхней сфере напряжений, сопровождавш еся базификацией или дебазификацией вещества, осуществлялось чер шовную структуру и сопряженные с ней глубинные разломы; их акти ностью, по-видимому, и обусловливался характер и интенсивнос магматической деятельности в зоне, в которой в меловое-нижнетрети ное время сформировался Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. Н чальная стадия его развития повлекла за собой заложение прогиб кайнозойской геосинклинали. Соответственно геосинклинальный пр цесс должен рассматриваться в качестве подчиненного явления, вызва ного образованием вулканогенного пояса; однако детальное рассмотр ние этой проблемы не является задачей настоящего сообщения.

Такова крайне схематизированная общегеологическая основа разв тия золотого и золото-серебряного оруденения Охотско-Чукотского ву каногенного пояса; в нем исключительно хорошо проявлен гидроте мальный метаморфизм, образованы огромные поля и зоны метасом тически измененных пород, которыми, как правило, контролируют многочисленные рудопроявления и месторождения золота различны формаций. Пространственные и временные закономерности развит

месторождений, по-видимому, следует объяснять гранитоидным магматизмом, но нельзя забывать в данном случае и того факта, что здесь исследователь сталкивается с общеизвестной триадой: вулканизм — гидротермальный метаморфизм — оруденение; она, как каркасом, контролируется внутренней структурой пояса, включающей тектонические элементы области активного вулканизма: линейные прогибы и поднятия, развивающиеся на грабенах и горстах складчатого основания пояса; кольцевые компенсационные вулканоструктуры опусканий и куполовидные поднятия, которые формируются на кровле близповерхностных интрузий; кальдерообразные кольцевые образования, возникающие при обрушении кровли; кальдеры и конусы. Все эти структуры находятся в сложных взаимоотношениях с вулканогенными формациями и вулкано-плутоническими ассоциациями, хотя, как выше было отмечено, и они генерализуются разломами и контролирующей их шовной зоной, разделяющей складчатые области.

Вулканизм и магматическая деятельность Охотско-Чукотского пояса сопровождались метасоматической переработкой вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород; гидротермальным метаморфизмом затронуты также и толщи основания пояса. Считается, что до сих пор не получено убедительных доказательств непосредственной связи образования метасоматитов и рудообразующих послемагматических процессов, особенно когда поиски фактов генетического родства между этими явлениями ограничиваются конкретными рудными объектами и интрузиями. Но это противоречие скорее кажущееся, чем в действительности существующее, и его смысл становится понятным, если проблему рассматривать в общем виде; плодотворной идеей для такого подхода является концепция Д. С. Коржинского [5] о гидротермальной кислотно-щелочной дифференциации пород.

На основании имеющегося фактического материала здесь отчетливо фиксируются два класса проявлений гидротермального метаморфизма: региональный и околорудный. Каждый из них отличается многостадийностью, разнообразием фаций, сложным соотношением с оруденением, но в общем, пожалуй, повторяет классические схемы образования метасоматитов в других областях активного вулканизма.

В классе региональной гидротермальной переработки вулканических и интрузивных пород различаются метасоматиты гипабиссальных и субвулканических фаций. На современном эрозионном срезе структур пояса, по крайней мере в изученных районах, они всегда распознаются по составу минеральных комплексов.

В развитии гипабиссальных фаций регионального метаморфизма заметная роль принадлежит интрузиям и контролирующим их разломам и оперяющим нарушениям; иногда такие метасоматиты приурочены к вулканоструктурам оседания. Как в первом, так и во втором случае гидротермальной переработке подвергаются разного состава интрузии и вулканиты, ассоциирующие в одних и тех же структурах. Этот тип метаморфизма пользуется распространением также в экзоконтактовых зонах, в которых развиваются типичные для гипабиссальных условий минералы: кварц, мусковит, хлорит, эпидот, альбит, карбонаты, цеолиты и др. Их количественные соотношения меняются от фаций пропилитов внутренней зоны к внешней. Исследованиями фиксировались случаи, когда гидротермальный метаморфизм накладывается как на гранитоиды, так и на обрамляющие их поля ороговикованных пород, что указывает на более позднее послемагматическое его проявление. В подобных случаях характерно увеличение магнетита по мере удаления от интрузий.

По данным А. А. Сидорова, Р. А. Еремина, В. И. Найбородина [27 и других ученых, процессы среднетемпературной (гипабиссальной) пропилитизации протекают при активном привносе кремнезема во внутренние фации и выносе его из внешних фаций; при этом заметно возрастает роль трехвалентного железа, тогда как двухвалентное убывает. Направленность процесса подчеркивается выносом калия и кальция при некотором обогащении пород натрием, что и приводит к заметному изменению соотношения калия и натрия, которое значительно меньше единицы (0,2—0,5), тогда как для неизмененных пород этот показатель колеблется в пределах единицы и больше. Пропилитизация также сопровождается увеличением количества сульфидной серы.

Среди метасоматитов, обычно относимых к гипабиссальным фациям, часто присутствуют кварциты, которые тесно ассоциируют с интрузиями гранитоидов; в связи с этим можно предположить, что конечной стадией именно этого типа гидротермального метаморфизма является образование вторичных (гидротермальных) кварцитов.

В гипабиссальных метасоматитах или в полях их развития присутствует сульфидная минерализация, обычно характеризующая золото-редкометальную и золото-сульфидную формации.

Золото-редкометальное оруденение пространственно тяготеет к гранитоидам габбро-гранодиоритового ряда, которые размещаются в связи с крупными зонами разломов, хотя нередко встречаются по обрамлению кальдерных опусканий. В пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса промышленных месторождений этой формации пока еще не выявлено, но уже известно достаточно большое количество рудных жил, позволивших изучить некоторые особенности рудопроявлений этой формации. Они отличаются, прежде всего, многостадийностью [36]. С начальными стадиями связано образование грейзенов с вольфрамитом, молибденитом, а заканчиваются эти стадии «отложением низкотемпературных кварцевых и карбонатных друзовидных агрегатов с очень слабо развитой ассоциацией рудных минералов». Рудные тела сложены кварцем с сульфидами, вольфрамитом, оловом, теллуридами висмута, местами с магнетитом. Температура декрепитации золотоносного кварца из некоторых рудопроявлений вулканогенного пояса достигает 380—450° С.

Золото-сульфидные рудопроявления почти всегда приурочены к полям среднетемпературной пропилитизации с эпидотом, альбитом, хлоритом, гидрослюдами; в состав рудных минералов входят пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, блеклые руды и золото. Сульфидная часть составляет около 30—40%. Золотоносные зоны сульфидизации вулканогенного пояса иногда прослеживаются по простиранию на многие километры и, как правило, пространственно связаны с андезитовым вулканизмом и вулкано-плутоническими ассоциациями натрового типа. Сульфидная минерализация совмещается с протяженными (до сотен километров) зонами пропилитизации; в них встречаются участки золотого, медного и свинцово-цинкового оруденения. Золото, по-видимому, отлагалось позже некоторых сульфидов, и его концентрация возрастает с повышением их количества, в частности халькопирита. Температурный интервал минералообразования находится в пределах 270—150° С, но температуры отложения продуктивной ассоциации составляют 200—150° С.

Уже из этих крайне отрывочных данных очевиден в общем натровый состав интрузий, к которым пространственно тяготеют поля развития золото-сульфидной формации. Но не менее любопытен и тот факт, что здесь ярко выражен и натровый метасоматоз, подчеркивающийся

широким проявлением альбитизации и т. д. Больше того, наблюдается кристаллизация кислотофильных с высоким потенциалом ионизации рудных минералов в стадию образования альбит-эпидотовых метасоматитов. Изучение рудопроявлений показывает стадийный, а не фациальный характер переходов от гипабиссальной минерализации к более низкотемпературной.

В связи с этим трудно отказаться от идеи, что указанная выше трехчленная система магматизм—метасоматоз—оруденение обязана своим происхождением единому процессу магматического замещения под воздействием трансмагматических растворов подкорового происхождения. В рассматриваемом случае мы имеем пример поразительной устойчивости, которую сохраняет активность K_2O и Na_2O в магматических и послемагматических процессах, на что обращал внимание Д. С. Коржинский [6, 7]. Не в этом ли кроется причина, послужившая поводом для многих ученых фетишизировать диоритовые магмы, приписывать им рудогенерирующую роль, связывать с ними золото генетической общностью магматического очага?

Субвулканические фации гидротермального метаморфизма Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в своем пространственном размещении в значительно большей степени подчиняются вулканоструктурам или контролирующим именно эти формы вулканической деятельности разломам. Фациальное разнообразие метасоматитов субвулканического гидротермального метаморфизма включает такие образования, как гидротермальные кварциты и аргиллизиты, пропилиты и пропилитизированные породы, ортоклазовые метасоматиты.

Метасоматиты этого класса относятся в общем к низкотемпературным образованиям, развивающимся в разнообразных по составу породах как субвулканического, так и вулканического ряда (переработка интрузий менее характерна). Они встречаются в отрицательных вулканоструктурах в виде больших залежей мощностью в несколько сотен метров; часто вдоль разломов формируются линейные зоны длиною в сотни километров; иногда на поверхности отчетливо выделяются осветленные или ярко окрашенные в бурые тона окислами железа аргиллизиты, кварциты и т. д.

Важно отметить, что не все типы низкотемпературных метасоматитов с одинаковой интенсивностью образуются по одним и тем же породам; в проявлении этого процесса наблюдается некоторая избирательность, вероятно обусловленная щелочно-кислотным показателем растворов, кислородным потенциалом и термодинамической обстановкой. Например, гидротермальные кварциты возникают преимущественно в кислых вулканитах: липаритах, туфах, игнимбритах, реже встречаются в андезитах и базальтах. Аргиллизиты обычно занимают верхнюю зону наиболее интенсивного выщелачивания главным образом кислых пород, они связаны различными переходами с кварцитами и пропилитами. Последние в качестве внешней фации рудных полей возникают в связи с андезитами, базальтами, в виде обособленных массивов проявляются и в вулканитах более кислого состава. По данным А. А. Сидорова [25], Р. А. Еремина [3] и других исследователей, в некоторых районах вулканогенного пояса прослеживаются зоны гидротермально измененных пород, в которых в верхней части залегают аргиллизиты, затем ниже идут кварциты, под ними находятся пропилиты, нередко наложенные на среднетемпературные (гипабиссальные) пропилиты с эпидотом. Ортоклазовые метасоматиты образуются за счет пород андезитового и базальтового состава, а также на субвулканических липаритах и дацитах.

Минеральный состав низкотемпературных метасоматитов разнооб
разный. Для аргиллизитов характерны алунит, каолинит, диккит; в ни
иногда присутствуют сульфаты железа, ассоциирующие с сульфидами
Низкотемпературные кварциты слагаются кварцем с гидрослюдами
адуляром, хлоритами, карбонатами, но встречаются и такие сравни
тельно редкие минералы, как топаз, флюорит, апатит.

Список минералов в пропилитах, особенно когда в них проявляют
ся черты ксенотермальности, несколько расширяется; эти породы сла
гаются кварцем, гидрослюдами, хлоритами, карбонатами с адуляром
эпидотом, цеолитами. Наконец, сравнительно редкие ортоклазовые ме
тасоматиты, по данным А. А. Сидорова [25], Л. Н. Пляшкевича [18, 19
и других, характеризуются ортоклазом, биотитом и в меньшей степен
альбитом.

Детали механизма образования широкой гаммы метасоматитов
замещающих как породы кислого состава, так и средне-основного, осве
щены С. И. Набоко [11, 12], В. Л. Русиновым [23, 24], Р. А. Ереминым
[3], А. А. Сидоровым [25], В. И. Найбородиным [13], Л. Н. Пляшкеви
чем [18. 19], Г. Л. Поспеловым [20], которые раскрывают сущность этог
сложного и крайне важного для понимания близповерхностного руд
образования процесса. Отмечу лишь главнейшие тенденции его разви
тия, основываясь на материалах указанных исследований и на данны
собственных наблюдений.

В целом развитие метасоматитов сопровождается выносом петро
генных элементов и перераспределением металлов. Даже кремнекисло
та, количество которой в монокварцитах достигает 80% и более, играе
некоторую роль в балансе выщелачиваемого вещества, хотя кремний
так же как и алюминий, составляющий сущность низкотемпературно
гидротермальной переработки вулканических пород, по сравнению с
всеми другими элементами обладает наименьшей относительной под
вижностью. Это и понятно, так как процесс протекает в таком темпе
ратурном интервале, когда активность аниона CO_3 резко возрастает
а SiO_2 снижается [35, 41]. Вспомним в связи с этим, что в последни
стадии образования даже среднетемпературных кварцевых жил увели
чивается количество их карбонатного компонента. Алюминий в основ
ном подвергается перераспределению.

В развитии низкотемпературного метасоматоза важную роль игра
ет калий, который в некоторых случаях выносится (монокварциты)
а в других ярко выражен его привнос, подчеркивающийся развитие
адуляризации. В целом же его баланс, вероятно, должен быть положи
тельным, и именно поэтому низкотемпературный гидротермальны
метаморфизм вулканических пород следует рассматривать как калие
вый метасоматоз со всеми вытекающими отсюда качественными осо
бенностями.

Натрий, кальций и магний подвергаются активному выносу и пере
распределению между отдельными фациями метасоматитов (вероятно
это перераспределение имеет стадийный характер), например, при раз
витии карбонатизации, хлоритизации и т. д.

Для низкотемпературного гидротермального метаморфизма в це
лом характерен положительный баланс воды, и эта тенденция ярко вы
ражена в новообразованных минералах, содержащих ее в своих решет
ках (гидрослюды и т. д.).

Зоны низкотемпературной пропилитизации и развития гидротер
мальных кварцитов как адуляровой, так и гидрослюдистой фаций, почт
полностью лишенные натрия, сопровождаются исключительно широки
проявлением золото-серебряного оруденения; калиевый метасомато

в них подавляет все другие типы гидротермальной переработки вулканитов так же, как и золото-серебряная минерализация, выраженная здесь настолько ярко, что уже принято говорить об Охотско-Чукотском вулканогенном поясе как о провинции золото-серебряного оруденения. Имеющиеся материалы свидетельствуют о крайне тесной связи парагенезисов соответствующих метасоматитов и связанного с ними оруденения. Так, почти постоянно фиксируется проявление таких минералов золото-серебряной формации, как пираргирит, стефанит и другие сульфосоли, а нередко аргентит и галенит в зонах развития гидротермальных кварцитов гидрослюдистой и адуляровой фаций или низкотемпературных пропилитов. Нет нужды доказывать, что представители как метасоматитов, так и оруденения являются минералами со слабощелочными или нейтральными значениями условных потенциалов ионизации и в сущности комплексируются по равным уровням энергии.

Проявление золото-серебряного оруденения в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, таким образом, ограничено термодинамическими условиями, соответствующими формациями вулканогенных толщ и комагматичными субвулканитами и интрузиями, вулканоструктурами и разломами разного порядка и формы, зонами гидротермально измененных пород.

Месторождения золото-серебряной формации в своем размещении обнаруживают тесную связь [32, 33] с породами складчатого основания вулканогенного пояса, с субвулканическими телами и с покровами вулканитов.

Выделяются жильные, прожилково-метасоматические и штокверковые структурно-морфологические типы месторождений; они не одинаково распространены и имеют различную промышленную ценность. Наиболее перспективными представляются жильные месторождения, правда, они нередко сменяются прожилково-метасоматическими телами и даже штокверками или близкими к ним по форме образованиями.

Жильные месторождения и многочисленные, еще слабо изученные рудопроявления связаны с крупными рудоконтролирующими разломами, как правило, крутопадающими, вдоль которых развиваются, о чем выше было сказано, протяженные зоны гидротермально измененных пород вулканогенного ряда. Они образуют обширные рудоносные зоны, которые включают рудные поля. Но эти же жилы часто группируются в сложные нелинейные поля, приуроченные к отрицательным вулканоструктурам; правда, последние нередко контролируются четко выраженными разломами, на которые в виде мозаики нанизываются различные рудоносные вулканоструктуры. Рудные зоны могут иметь северо-западное простирание, и в этом случае они секут генеральное направление структур вулканогенного пояса, или северо-восточное, согласное с этими структурами.

Мощность рудоносных жил и прожилково-метасоматических образований варьирует, она иногда достигает нескольких метров при длине рудных тел в сотни метров, но отдельные жилы прослеживаются по простиранию в пределах первых километров. О глубине оруденения по имеющимся данным в настоящее время говорить трудно, но, вероятно, она измеряется 1—1,5 *км*, т. е. соответствует глубинам гидротермального низкотемпературного изменения пород.

Для рассматриваемых месторождений крайне характерна мелкоритмичная текстура руд; другие ее типы играют меньшую роль и в сущности не представляют того значения, которое имеют эти текстуры для расшифровки особенностей процесса рудоотложения. По ним, как это

делали С. С. Смирнов [28], Ф. Н. Шахов [30] и другие, можно судить о пульсирующем характере рудного процесса, что возможно в близповерхностных условиях, где периодически происходит снятие нарастающих напряжений и именно в моменты, когда динамические нагрузки превосходят противодействующее давление кровли. Несомненно также, что важная роль в формировании этих особенностей руд принадлежит перераспределению анизотропии давления; теоретическая его основа рассмотрена Д. В. Рундквистом [22]. Подобные текстуры распространены и в метасоматитах, что является дополнительным аргументом в пользу генетической общности рудоотложения и гидротермального метаморфизма. Кто бывал на Камчатке в Долине Гейзеров или в других районах активного вулканизма, например в Японии на о. Хоккайдо, тот легко может представить механизм этого процесса, генетически связанного с вулканизмом, если его рассматривать в общем виде.

Вероятно, ту же его особенность подтверждают и широко развитые брекчиевые текстуры, свидетельствующие о тесной сопряженности рудоотложения с тектоническими подвижками, внутриформационными напряжениями, снятие которых происходит при нарушении сплошности уже формирующихся рудных тел и при дальнейшем развитии трещиноватости в перекрывающей рудоконтролирующий горизонт толще. К тому же классу аргументов, вскрывающих внутренний характер рудного процесса при образовании жильных тел золото-серебряной формации, относятся металлоколлоидные гребенчатые и шестоватые текстуры, подчеркивающие, с одной стороны, его пульсационность, а с другой — раскристаллизацию гелей. Наряду с этим в месторождениях рассматриваемого типа имеют определенное значение и другие типы текстур, например металлоколлоидные и т. д.

Однако накопившийся огромный фактический материал, в частности полученный при изучении золото-серебряного оруденения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, позволяет приведенные выше факты широкого развития ритмичных руд объяснять с позиций гипотезы «опережающей волны кислотности» Д. С. Коржинского [4, 7]. По-видимому, сам по себе пульсирующий характер рудного процесса не только и не столько связан с эволюцией магматического очага (а именно этому С. С. Смирнов отводил главную роль), а вызван развитием послемагматических явлений, в основе которых лежит взаимодействие трансмагматических и послемагматических растворов с минеральным веществом горных пород, причем чрезвычайно важное значение принадлежит структурным условиям, формирующим анизотропный фон напряжений в земной коре. Крайне благоприятной для этого обстановкой являются вулканоструктуры, которым отводится большая роль во многих работах, выполненных за последнее время на Северо-Востоке СССР [13, 17, 25, 26, 31—33 и др.].

Минеральный состав золото-серебряной формации чрезвычайно разнообразен, однако в сложной минералогии руд выделяются устойчивые парагенезисы, которые характеризуют со всех сторон условия образования этих месторождений.

Главной особенностью минерального состава месторождений золото-серебряной формации является разнообразие рудных минералов. К ним относятся самородные элементы и прежде всего золото (электрум), серебро самородное; затем сульфиды и их аналоги, в список которых входит более 20 минералов; потом сульфосоли, представленные более чем 10 минералами; некоторые окислы и гидроокислы, карбонаты, сульфаты и силикаты. По составу главнейших минералов, относимых иногда к так называемой продуктивной ассоциации, золото-серебряная

формация разделяется на три типа: золото-аргентитовый, золото-галенит-сфалеритовый и золото-сульфоантимонитовый.

В золото-аргентитовом типе главные минералы — электрум и аргентит; по жильным минералам они варьируют от родонит-родохрозит-кварцевых до адуляр-кварцевых, иногда встречается гематит-кварцевая ассоциация с золотом. Серебро в этих объектах существенно (в 15—20 раз) преобладает над золотом.

В золото-галенит-сфалеритовом типе ассоциация рудных минералов характеризуется, кроме основных минералов, присутствием еще и халькопирита, пирита, марказита, местами аргентита и сульфосолей серебра. Для этого типа показательны также жильные минералы (кварц, кальцит, доломит, родохрозит, сидерит). Концентрации полезных минералов в рудах крайне неравномерны; в жилах фиксируются бонанцы с высокими содержаниями золота; его отношение к серебру сохраняется в пределах 1 : 5.

Золото-сульфоантимонитовый тип золото-серебряной формации отличается сложным составом и может быть охарактеризован тремя минеральными ассоциациями: арсенопирит-марказит-халцедон-кварцевой, золото-миаргирит-пираргирит-адуляр-кварцевой и пирит-марказит-антимонит-халцедон-кварцевой. Смена этих ассоциаций имеет стадийный характер; рудные поля сложены гидротермально измененными породами с повторяющейся зональностью: надрудная зона (вверху) аргиллизации с каолинитом и алунитом, рудная зона гидротермальных кварцитов каолинитовой, гидрослюдистой, адуляровой фаций, затем рудная зона низкотемпературной пропилитизации. В этом типе месторождений серебро преобладает, его во много раз больше, чем золота.

Изучение месторождений золото-серебряной формации, выявленных в различных структурных условиях, сопровождалось исследованиями газово-жидких включений; работы А. А. Сидорова, В. И. Гончарова, В. И. Найбородина и других показали поразительно широкий температурный интервал их образования — от 450 до 150° С и ниже [42]. Полученные материалы позволили выделить высоко-, средне- и низкотемпературные месторождения, хотя совсем еще недавно это прозвучало бы несколько необычно, потому что их представители фигурировали в группе классических низкотемпературных образований.

Золото-аргентитовые месторождения возникли в температурном интервале от 410 до 250° С, причем продуктивная ассоциация начинала отлагаться уже при температуре 400° С. Для золото-галенит-сфалеритового типа характерна температура от 360 до 50° С, тогда как продуктивный комплекс минералов в них образовался в интервале 300—210° С. Золото-сульфоантимонитовые месторождения с адуляром формировались при самых низких температурах и по праву могут быть отнесены к низкотемпературным. Для них установлена температура в интервале 240—80° С, а для продуктивной их ассоциации 220° С.

Значительные колебания температур обусловлены многостадийностью минералообразования. Особенно ярко стадийный и пульсирующий характер рудоотложения проявлен в низкотемпературных типах золото-серебряной формации. В них выявлены следующие наиболее типичные стадии: ранняя малосульфидная (кварц, арсенопирит, марказит, пирит), продуктивная (золото, пираргирит, аргентит, адуляр, кварц), поздняя существенно сульфидная (антимонит, марказит, киноварь, кварц, халцедон). В кварце ранней ассоциации отмечено несколько разновидностей включений, характеризующих до шести и более зон роста кристаллов. Их изучение показывает падение температуры гомогенизации включений от 230 до 215° С в первой зоне и до 130° С в третьей. Снише-

ние температур сопровождается выпадением многокомпонентных гелей и отложением халцедона. Существенные изменения физико-химических условий рудоотложения отчетливо выражены в ритмично-полосчатых текстурах жильного материала.

Продуктивная стадия минералообразования отличается стабильностью условий; в кварце, отлагающемся совместно с золотом и минералами серебра, установлены две группы включений: ранние — с температурой гомогенизации 230—240° С и конечных фаз кристаллизации с температурой 110—240° С. Температура декрепитации серебряных минералов на месторождениях этого типа 220—240° С.

Поздняя кварц-марказит-антимонитовая ассоциация возникла при 200—140° С. Вместе с тем в широко развитом мелко- и тонкозернистом кварце, ассоциирующемся с халцедоном, отмечаются включения с весьма незначительной газовой составляющей, а также однофазные жидкие включения; они характеризуют значительное охлаждение растворов, участвующих в процессе заключительной стадии минералообразования.

Эти интересные данные свидетельствуют о большом температурном интервале минералообразования в приповерхностной зоне, что находится в понятном контрастном соотношении с большой выдержанностью и эволюционной направленностью рудного процесса, протекающего на больших глубинах, где формировались так называемые мезотермальные (плутоногенные) месторождения золото-кварцевой формации. Последние, как известно [35], имеют исключительно широкое распространение в мезозойских складчатых зонах и образуют несколько золотоносных поясов (Яно-Колымский и др.), юго-восточные фланги которых как бы срезаются вулканогенными толщами. Некоторым исследователям это послужило поводом рассматривать золотоносность Охотско-Чукотского пояса как унаследованную (регенерированную) от золото-кварцевых рудопроявлений его складчатого основания. Такую регенерацию месторождений отрицать нельзя; вероятно, она имела место, особенно в зоне сопряжения этих двух структурных элементов земной коры, т. е. мезозоид и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Поэтому возникает вопрос: нельзя ли ожидать на глубинах, где термодинамические условия приобретают стабильный характер, таких руд, которые по составу и всем другим особенностям являлись бы аналогами плутоногенных месторождений золото-кварцевой формации? Однако поиски правильного ответа сопряжены с определенными трудностями. Одна из них заключается в том, что месторождения золото-серебряной формации с глубиной переходят либо в свинцово-цинковые, либо в безрудные кварцевые жилы и никогда не сменяются оруденением золото-кварцевой формации.

Золото-серебряные месторождения вулканогенного пояса формировались в обстановке устойчивого ритмичного минералообразования, фиксирующегося как стадийными, так и внутристадийными инверсиями; наконец, в смене минерального состава в высоко-, средне- и низкотемпературных рудопроявлениях. Но при этом в объектах золото-серебряной формации так же поразительно устойчиво сохраняется соотношение серебра и золота, совершенно обратное тому, что мы наблюдаем, например, в Яно-Колымском золотоносном поясе с его широко развитыми мезотермальными (плутоногенными) золото-кварцевыми месторождениями. В сущности, Охотско-Чукотский вулканогенный пояс по праву должен быть назван сереброносной провинцией, в которой золото выступает в виде примеси к серебру, хотя и значительной. Именно здесь золото в большей степени реализует свои амфотерные свойства

во взаимоотношениях с комплексообразующими элементами, в состав которых входит и серебро.

Проблема связи золота с серебром, с моей точки зрения, является чрезвычайно важной; я думаю, что любая термодинамическая интерпретация парагенезисов, встречающихся в золоторудных месторождениях, не будет эффективной, если из нее исключать серебро [3]. Ее разработка на материалах вновь открытых месторождений золото-серебряной формации Охотско-Чукотского пояса привела бы, как мне кажется, к неожиданным результатам.

Вряд ли можно сомневаться, что именно особой структурной позицией Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в земной коре определяются характернейшие особенности его рудоносности. Имеющиеся данные позволяют говорить о различных рудогенерирующих очагах для вулканогенных и плутоногенных месторождений Северо-Востока, а также, по-видимому, и о существенно ином химизме рудообразующих растворов. Совершенно очевидно, что структуры, подобные Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу, представляют собой самостоятельно возникающие металлогенические провинции, хотя и развивающиеся в тесной связи с эволюцией как предшествующих им складчатых зон, так и непосредственно ими стимулированных геосинклинальных систем.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962.
2. Белый В. Ф. Вулканические формации и стратиграфия северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М., «Наука», 1969.
3. Еремин Р. А. Взаимосвязь адуляризации и золото-серебряного оруденения на примере рудопроявления Финиш (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс). Геология и геофизика, 1970, № 2.
4. Коржинский Д. С. Инфильтрационная метасоматическая зональность и образование жил. Изв. АН СССР, сер. геол., 1951, № 6.
5. Коржинский Д. С. Гидротермальная кислотно-щелочная дифференциация горных пород. ДАН СССР, т. 122, № 2, 1958.
6. Коржинский Д. С. Режим кислотности—щелочности и вертикальная зональность при послемагматических процессах. — В кн.: Мат. к Всесоюзн. совещ. по разработке научн. основ поисков слепых рудных тел. М., Госгеолтехиздат, 1958.
7. Коржинский Д. С. Математическая модель опережающей волны кислотности. ДАН СССР, т. 170, № 2, 1966.
8. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
9. Линдгрен В. Минеральные месторождения. Вып. 3. М.—Л., Госгеолнефтеиздат, 1935.
10. Муратов М. В. Типы геосинклинальных прогибов в альпийской складчатой области, их взаимоотношения и историческое развитие. — В сб.: Проблемы региональной тектоники Евразии. М., изд. Ин-та геологии АН СССР, 1963.
11. Набоко С. И. Химизм реальных минералообразующих растворов. Геология и геофизика, 1968, № 3.
12. Набоко С. И. Роль наземного вулканизма в процессах рудообразования. Геология и геофизика, 1970, № 1.
13. Найбородин В. И., Сидоров А. А. О вулканогенно-плутоногенном ряде золоторудных формаций в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе. Геология и геофизика, 1971, № 9.
14. Обуэн Ж. Геосинклинали. М., «Мир», 1967.
15. Ог Э. Геология. Т. 1. Пер. с франц. М.—Л., Гос. научно-техн. горногеол. изд-во, 1932.
16. Пейве А. В., Синицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 4.
17. Печерский Д. М. Магнитные свойства гранитоидов Северо-Востока СССР. Тр. Сев.-Вост. комплексн. научн.-иссл. ин-та, вып. 9. Магадан, 1964.
18. Пляшкевич Л. Н. Взаимоотношения процессов метасоматоза и оруденения в рудных полях эпитермальных месторождений золота на Северо-Востоке СССР. Материалы ко II конф. по околорудному метасоматозу. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1966.
19. Пляшкевич Л. Н. Пространственное и возрастное соотношение вулканизма, приповерхностного метасоматоза и золото-серебряного оруденения некоторых районов

Охотско-Чукотского вулканического пояса. — В сб.: Рудообразование и его связь с магматизмом. (Тезисы.) Якутск, Якуткнигоиздат, 1969.

20. Поспелов Г. Л. О типах и механизмах метасоматоза (к молекулярной теории метасоматоза). Геология и геофизика, 1963, № 3—4.

21. Пущаровский Ю. М. Введение в тектонику тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972.

22. Рундквист Д. В. Распределение давления в горных породах и размещение метасоматических образований. — В сб.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М. «Недра», 1966.

23. Русинов В. Л. Некоторые особенности пропилитов приповерхностной и субвулканической фации глубинности. Материалы ко II конф. по околорудному метасоматизму. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1966.

24. Русинов В. Л. Процессы алунитизации в некоторых областях молодого вулканизма. — В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., «Недра», 1966.

25. Сидоров А. А. Золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки. М., «Наука», 1966.

26. Сидоров А. А., Умитбаев Р. Б. Особенности рудоконтролирующих структур золотоносных районов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. — В сб.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне. (Тезисы докл. к III Всесоюзн. вулканологич. совещ.) Изд. Львовск. ун-та. 1969.

27. Сидоров А. А., Еремин Р. А., Найбородин В. И. Околорудные изменения на месторождениях золото-серебряной формации Северо-Востока СССР. — В сб.: Критерии рудоносности метасоматитов. (Материалы к симпозиуму.) Алма-Ата, изд. АН КазССР, 1969.

28. Смирнов С. С. К вопросу о зональности рудных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., 1937, № 6.

29. Умитбаев Р. Б., Корольков В. Г. Мезо-кайнозойская вулкано-плутоническая формация центральной части Охотского срединного массива и ее рудоносность. — В сб.: Рудоносность вулканогенных формаций Северо-Востока и Дальнего Востока. Магадан, 1965.

30. Шахов Ф. Н. Геология жильных месторождений. М., «Наука», 1964.

31. Шило Н. А. Актуальные проблемы геологии коренных месторождений золота. — В сб.: Актуальные проблемы геологии золота на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1972.

32. Шило Н. А., Сидоров А. А. Проблемы геологии эндогенных месторождений золота Северо-Востока СССР. Тр. СВКНИИ, вып. 30. Магадан, 1967.

33. Шило Н. А., Сидоров А. А. Главнейшие черты золотого и золото-серебряного оруденения восточно-азиатских вулканогенных поясов. Проблемы металлогении советского Дальнего Востока. М., «Наука», 1967.

34. Шило Н. А., Николаевский А. А. Строение земной коры и верхней мантии северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М., «Наука», 1968.

35. Шило Н. А., Сидоров А. А., Загрузина И. А. Возраст золоторудных формаций Северо-Востока СССР и их связь с магматизмом. ДАН СССР, т. 204, № 1, 1972.

36. Шило Н. А., Сидоров А. А., Найбородин В. И., Гончаров В. И. Золоторудные формации Северо-Востока СССР. ДАН СССР, т. 188, № 4, 1969.

37. Штилле Г. Избранные труды. Пер. с немец. М., «Мир», 1964.

38. Hall I. Geol. Surv., Albany, K. Y., 1859.

39. Kay M. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologist, 1947.

40. Kay M. Geol. Soc. Am. Mem., 1951.

41. Shilo N. A. Earth-Science Rev., 7, Amsterdam, 1971.

42. Shilo N. A., Sidorov A. A., Goncharov V. I., Naiborodin V. I. Proc. J.U.A. IAGOD Meetings 70, IAGOD Vol, Tokyo.