**Вулканогенные пояса и их золото-серебряная минерализация**

Н.А. Шило

В семидесятых годах по инициативе проф. П. Бетмана из Калифорнийского университета при финансовой поддержке ЮНЕСКО по программе "Геологическая корреляция" был организован проект "Циркум-Тихоокеанский магматизм". Руководство советской частью проекта поручили автору настоящего сообщения. В осуществлении проекта приняли участие ученые и геологи университетов и национальных служб Великобритания, США, Канады, Мексики, Перу, Чили, Индонезии, Малайзии, Таиланда, Филиппин, Австралии, Новой Зеландии, Гавайских островов, Кореи, Японии, СССР и Тайваня. Участники проекта провели полевые работы на притихоокеанских территориях, наиболее важных и интересных для осуществления проекта в пределах указанных стран, причем исследования сопровождались симпозиумами как по вопросам, касавшимся изучавшихся территорий, так и по специальным проблемам гранитоидного магматизма.

В ходе выполнения проекта возникла необходимость в сравнительном анализе Тихоокеанского и Атлантического гранитоидного магматизма. С этой целью Английское Королевское научное общество организовало на Британских островах полевые работы по линии, пересекавшей острова с севера на юг, т.е. от Донеголя (Ирландия) и до Корнуола.

По окончании всех работ была составлена геологическая карта Тихоокеанского обрамления в масштабе 1:10.000.000. Эта работа была проведена в Магаданском институте СВ КНИИ АН СССР специальной группой под моим руководством. Карта была издана Ленинградской картфабрикой к Московскому Международному геологическому конгрессу на четырех языках: русском, английском, испанском и японском.

Петрологические особенности Циркум-Тихоокеанского гранитоидного магматизма освещены в специальном сборнике / 45 /, изданном на английском языке под редакцией проф. Роддика (Канада); обширная библиографическая сводка составлена В. Питчером и Л.Агирре (Великобритания).

Поскольку в это время я уже вплотную занимался Охотско-Чукотским вулканогенным поясом и .его золото-серебряным оруденением Восточно-Азиатской ветви Тихоокеанского обрамления, то постарался воспользоваться представленной возможностью и там, где позволяло время, уделил внимание вулканическим образованиям. Мне удалось посмотреть обнажения вулканитов и некоторые связанные с ними месторождения золота и серебра в штате Вашингтон (США), а также калифорнийские рудные объекты золота; в Перу и Чили - ознакомиться с рудниками, добывавшими медную руду; в Малайзии и Таиланде - изучать коренные и россыпные месторождения касситерита, циркона, ильменита; в Австралии -ознакомиться с рудными месторождениями и россыпями золота в штате Виктория; на о. Тасмания - осмотреть оловорудные месторождения и разрабатывавшиеся объекты колчеданных руд; в Новой Зеландии - ознакомиться с зоной развития дунитов и россыпями золота. Особенно важными оказались наблюдения за деятельностью вулканов на Гавайских островах, а также знакомство с некоторыми медными и эолоторудными месторождениями в Японии и на Корейском полуострове.

Эти экскурсии существенно дополнили представления о вулканогенных образованиях Тихоокеанского вулкано-плутонического обрамления с рудной минерализацией, связанной с вулканическими породами. В ходе исследований советского сектора Восточно-Азиатской ветви Тихоокеанской системы вулканогенных поясов под моей редакцией были составлены и изданы карты: "Структурно-формационная карта Охотско-Чукотского вулканогенного пояса", масштаб 1:100.000 (выпущена в свет Магаданской картфабрикой в 1977 г.); "Карта вулкано-тектонических структур прибрежно-материковой части Дальнего Востока СССР", масштаб 1:1.500.000 (издана в Хабаровске в 1982 г.); карта "Вулканические пояса и вулкано-тектонические структуры Восточной Азии", масштаб 1:3.000.000 (издана на английском языке хабаровской картфабрикой в 1992 г. и распространена на Японском Международном геологическом конгрессе).

Полученные материалы и изданные карты позволили по-новому интерпретировать некоторые вопросы вулканогенного рудообразования Тихоокеанского сегмента Земли, отказаться от концепций, вошедших в противоречие с накопленными фактами. В сущности, обобщение материала позволяет написать фундаментальный труд по этой проблеме, но в создавшихся в России условиях сделать это не представляется возможным; поэтому настоящее сообщение можно рассматривать в качестве попытки, лишь частично устраняющей пробелы в геологии вулканогенных месторождений золота и серебра.

Изучение Охотско-Чукотского пояса начато мною на завершающем этапе исследований, которые я проводил по Яно-Колымскому золотоносному поясу, и закончено изданием монографии / 23 /, где детально описывалась эта уникальная структура, давшая более 3,5 тыс. тонн золота. В книге рассматривались вопросы мезозойского рудообразования и формирования россыпей в субполярной физико-географической обстановке, которая отнесена к зоне, где развивался выделенный мною впервые перигляциальный литогенез.

Напомню, что в это время взгляды на вулканогенное оруденение еще детерминировались концепциями В. Линдгрена, полагавшего, что "Большинство этих (вулканогенных -Н.Ш.) рудных месторождений залегает в третичных излившихся породах"... "Есть основание предполагать, что и в наше время подобного типа жилы развиваются в районах недавно прекратившейся вулканической деятельности,... что такие же жилы образовывались и в период дотретичной и интрузивной деятельности, хотя большинство древних месторождении этого типа уже разрушено эрозией" (рус. пер. 1935 г. ), а также концепцией Ю.А. Билибина, писавшего в работе "Общие вопросы металлогении золота" (опубликована в 1959 г.): "Так как с эффузивными формациями оруденение, и то незначительное по масштабу, связано достаточно редко (спилитовая эффузивная формация и, может быть, некоторые эпитермальные месторождения конца магматического цикла ), то без ущерба для полноты нашей темы мы можем их из своего рассмотрения опустить", -тезис не привлекший внимания редакторов издания.

Первые уже обобщенные результаты исследований вулканогенного золото-серебряного оруденения докладывались мною с А.А. Сидоровым / 30 / на выездной сессии Отделения наук о Земле АН СССР в работе: "Главнейшие черты золотого и золото-серебряного оруденения Восточно-Азиатских вулканогенных поясов" (Хабаровск, 1965 г.).

**1. Вулкано-плутоническое Тихоокеанское обрамление**

Указанные выше исследования, составленная Международная карта Циркум-Тихоокеанского магматизма и материалы специально выпущенного сборника / 45 / показали, что в течение длительного времени развития этого сегмента Земли сформировалось мощнейшее вулкано-плутоническое обрамление Тихоокеанской впадины, образованное поясами ультраосновных пород, гранитоидов, плутонами щелочных серий и субаэральных вулканитов. Каждый из этих поясов имеет свою металлогеническую специализацию / 38/ и занимает определенное место в структурах земной коры.

Породы ультрамафического и мафического поясов континентальной части Тихоокеанского обрамления свойственны эвгеосинклинальным складчатым системам; они имеют преимущественно палеозойский возраст (Южное Приморье России, Австралия, Новая Зеландия, Калифорния). Представлены эти породы дунитами, гарцбургитами, серпентенитами, норитами и чаще всего слагают массивы расслоенных серий. Мезозойские ультрабазиты и базиты локализуются по окраинам континентов (Северо-Восточная и Юго-Восточная Азия, Аляска, Западная Америка, северная часть Южной Америки); они представлены дунитами и гарцбургитами; для внутренней части обрамления типичны оливиниты, верлиты, пироксениты. Ультрамафит-базитовый пояс является глобальной структурой.

Гранитоиды /38/ преобладают среди других плутонических пород Тихоокеанского обрамления; они образуют гигантский пояс планетарного масштаба. Главные их массы локализованы в складчатых системах и приурочены к сводово-глыбовым поднятиям.

Небольшая часть гранитоидов фанерозойских эвгеосинклинальных складчатых систем (Сихотэ-Алинской, Монголо-Охотской, Анадырско-Корякской, Кордильер Северной Америки, Анд и др.) пространственно сопряжены с вулканогенно-кремнистыми толщами и интрузивными комплексами офиолитового сообщества, завершая развитие последнего. Породы представлены плагиогранитами, тоналитами, трондьемитами, ассоциированными с более ранними габброидами.

Наиболее представительная группа гранитоидов, связанная с процессами эпигеосинклинального орогенеза, известна в системах Новой Англии, на востоке Австралии, а также в позднепалеозойских структурах Китая, Монголии и Анд. К этой же группе принадлежат мезозойские гранитоиды Бирмано-Малайской, Сихотэ-Алинской и Верхояно-Чукотской складчатых систем, Северо-Американских Кордильер и Анд. В них четко различаются гранодиоритовые и существенно гранитовые комплексы, не обнаруживающие очевидных связей с вулканическими породами, и различные по щелочности габбро-диорит-гранитовые серии, тесно ассоциированные в пространстве и времени с продуктами вулканических извержений андезит-риолитового состава. Первые из них обычно приурочены к эвгеосинклинальным (Австралия, Сихотэ-Алинь) и миогеосинклинальным (Бирмано-Малайская, Яно-Колымская и др,) складчатым системам. Они крайне ограничено развиты в структурах Северной и Южной Америки, что является примечательной особенностью гранитоидного магматизма Тихоокеанского обрамления. Эти гранитоиды слагают крупные батолитические массивы (до 10000 кв.км), образующие линейные ряды, наследующие план разрывных нарушений. Нередко они приурочены к границам мио- и эвгеосинклинальных зон (Австралия, Северо-Восток России) и локализуются в мощных терригенных толщах.

Габбро-гранодиорит-гранитовые серии характерны для эвгеосинклинальных складчатых систем: Анадырско-Корякской, Алазейско-Олойской, Восточно-Австралийской, Кордильер Северной Америки, Анд Южной Америки и др. Этого же типа породы слагают внегеосинклинальные плутоны, локализующиеся в ранее стабилизировавшихся блоках земной коры. Внегеосинклинальные гранитоиды (триас-юра) наиболее ярко выражены в Становом и Даньшань-Корейском сводово-глыбовых поднятиях, а также в Циньлинской складчатой системе.

Щелочные магматические породы имеют в вулканогенно-плутоническом Тихоокеанском обрамлении ограниченное распространение. Они являются самостоятельными генетическими образованиями, связанными с заключительными этапами становления складчатых систем. Герцинские щелочные породы представлены нефелиновыми и щелочными сиенитами, мезозойские - щелочными гранитоидами, кайнозойские - щелочными базальтоидами.

Система вулканогенных поясов Тихоокеанского вулканогенно-плутонического обрамления является составной частью этой грандиозной планетарной структуры; они занимают внутреннюю его часть и знаменуют собой особый этап в развитии Тихоокеанского сегмента планеты. Тихоокеанские вулканогенные пояса (рис.1) группируются в две ветви: Восточно-Азиатскую и Западно-Американскую. Восточно-Азиатская ветвь включает Охотско-Чукотский, Сихотэ-Алинский, Восточно-Корейский, Восточно-Китайский и Восточно-Вьетнамский вулканогенные пояса. Западно-Американская ветвь образована Чилийско-Перуанским, Центрально-Американским и Северо-Американским вулканогенными поясами. Кроме прибрежно-материковой системы Тихоокеанских вулканогенных поясов, в регионе обнаруживаются островодужные вулканогенные пояса [8]; к ним относятся: Корякско-Камчатский, Японский, Филиппинский, Индонезийский, Ново-Зеландский, Алеутский, Восточно-Камчатский, Курильский и Марианский пояса, развивающиеся в иных геологических и тектонических условиях по сравнению с окраинноматериковыми; с островодужными поясами связан активный современный вулканизм и сейсмоактивное Тихоокеанское кольцо. Все вулканогенные пояса отделяются от впадины океана глубоководным желобом, кольцом опоясывающим его донные структуры. Островодужные вулканогенные пояса по особенностям своего развития и составу продуктов вулканизма (например, в них присутствуют бониниты, которых лишены вулканиты окраинноматериковых поясов) являются предметом специальных исследований и в настоящем сообщении не рассматриваются .

**Восточно-Азиатская ветвь Тихоокеанской системы вулканогенных поясов**

Восточно-Азиатская ветвь Тихоокеанской системы вулканогенных поясов в своих главных чертах обладает большим сходством с Западно-Американской, хотя между ними имеются и некоторые различия, главным из которых является асимметрия в положении обоих ветвей в окраинно-материковой зоне. Наиболее характерные черты Восточно-Азиатской ветви чрезвычайно ярко и полно просматриваются в Охотско-Чукотском поясе. Поэтому остановлюсь более подробно на истории его развития, вещественном составе слагающих его вулканитов, их возрасте, и положении в структурах земной коры.

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс простирается от Берингова пролива до верховьев р. Маи / 1,7,16,22,24 /. Под этим вулканогеном принято понимать сложно построенную зону (рис.2) образованную продуктами субаэрального известково-щелочного вулканизма, суммарной мощностью свыше 10 км; она протягивается в субмеридиональном направлении на 3.тыс.км и имеет ширину около 300 км. Его основными структурными элементами являются внешняя и внутренняя продольные зоны, которые исчезают на флангах здесь вулканические структуры в значительной степени подчиняются структурам фундамента, представленного раздробленными дорифейскими глыбами Сибирской платформы и Охотского массива (на юго-западе) и Эскимосского массива (на северо-востоке). Внешняя зона наложена на мезозойские структуры верхоянского осадочного комплекса, внутренняя - сопрягается с системой кайнозойской складчатости.

По своим особенностям внешняя зона резко дискордантна по отношению к мезозойской складчатости, и всюду, где это можно наблюдать, покровы вулканитов отделены от основания поверхностью несогласия; внутренняя его зона, напротив, сопряжена 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 разделены протяженными разломами. Исследованиями установлены различия в структурах и составе вулканитов, наблюдаемые в Охотском и Чукотском отрезках, что подчеркивает поперечную зональность этого сложного звена вулканогенного пояса, которой подчиняются поля метасоматитов и сопровождающее их золото-серебряное оруденение.

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

В основе таких событий, к которым относятся проявления в грандиозных масштабах гранитоидного магматизма в верхнеюрское - нижнемеловое время в пределах Яно-Колымской и Чукотской складчатых систем, а также совпадающее с ними по времени формирование послескладчатых наложенных впадин и почти синхронное с этим процессом заложение геосинклинального прогиба кайнозойской области, несомненно, лежали общепланетарные явления. Это положение будет более убедительным, если принять во внимание, что и на Американском континенте в то же время развивались аналогичные события, сопоставимые по масштабу и характеру с Восточно-Азиатскими и приведшие к образованию Западно-Американской системы вулканогенных поясов: Чилийско-Перуанского, Центрально-Американского и Северо-Американского. Причиной этих преобразований явились мантийные процессы, сопровождавшиеся освобождением энергии, реализованной в разнообразных проявлениях тихоокеанского тектогенеза и образованием циркумтихоокеанской системы вулканогенных поясов.

Вся сложная история формирования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса распадается на три этапа: ранний (апт-турон, возможно, начало сенона), средний (сеноман-датский век), поздний (ранний палеоген). На раннем этапе образовался нижний ярус, обладающий индивидуальностью по отношению к вышележащим толщам вулканитов, выраженной как в структурных особенностях, так и в характере слагающих его вулканогенных формаций, а также в объеме вулканитов, составляющих основную часть его разреза. Несмотря на сравнительно длительную историю формирования Охотско-Чукотского пояса, он приобрел основные свои структурные черты в апт-туронское время; они запечатлены в продольной и поперечной зональности, сложных соотношениях вулканических толщ со складчаптыми структурами Корякско-Камчатской кайнозойской области и в резко подчеркнутом наложенном характере вулканитов на мезозоиды.

В составе вулканитов нижнего структурного яруса преобладают андезиты, в них присутствуют андезито-дациты, а местами - андезито-базальты. 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 материала кислого или умеренно кислого состава. Вулканогенные сеноман-туронские образования отличаются быстрой сменой и переходами фаций в латеральном и вертикальном направлениях; в это время вулканическая деятельность получила особенно широкое и мощное развитие во внутренней зоне Охотско-Чукотского пояса.

В сенон-датское время (средний этап) вулканизм в пределах описываемого пояса отличался крайней неравномерностью, свидетельствующей о некотором ослаблении извержений и об изменении качества его продуктов. В северном отрезке вулканогенного пояса более интенсивно он проявился во внутренней зоне, тогда как в центральном - во внешней. К этому периоду существенно меняется и состав толщ вулканических пород, в которых начинают преобладать кислые игнимбриты и липариты, с ними ассоциируются широко развитые здесь 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 согласно залегают на нижележащих толщах сенон-датских вулканитов и по возрасту относятся к нижнему палеогену.

Таким образом, можно считать, что в составе описываемого вулканогенного пояса присутствуют три группы формаций: андезитовая, липаритовая и базальтовая; дациты занимают второстепенное положение. Среди продуктов липаритового вулканизма резко преобладают игнимбриты кислого состава, что является важной особенностью Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Последовательность образования формаций указывает на общую тенденцию развития магматизма в этой зоне, сохраняющуюся в течение длительного времени - от нижнего мела до палеогена, а их соотношение (продукты андезитового вулканизма составляют не менее 70% от общего разреза, липаритового около 25%, базальтового 5%) свидетельствует об изменении интенсивности вулканической деятельности во времени. При этом из 25% объема липаритовых образований не менее 15-18% входят в состав нижнего структурного яруса и имеют туронский возраст; таким образом, характерны некоторая растянутость во времени липаритового вулканизма и крайне интенсивное проявление андезитового.

Интрузивный магматизм по масштабу уступает эффузивному и, отличаясь разнообразием, в общем, подчиняется отмеченной выше зональности вулканогенных толщ, а в целом, может быть охарактеризован как "вулкано-интрузивная формация" по Ю.А. Кузнецову. В пределах Охотско-Чукотского пояса он 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 требует в расплаве определенного количества трехвалентного железа. Эти условия обеспечиваются, когда интрузии формируются на небольших площадях в близповерхностной зоне. Именно это обстоятельство легко объясняет наличие в составе эффузивных толщ огромных игнимбритовых покровов, а также широкое развитие разнообразных послемагматических процессов.

В пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса выделяются андезит-гранодиоритовая (диоритовая) и липарит-гранитовая вулкано-плутонические ассоциации, хорошо отражающие его тектоно-магматическую эволюцию и согласующиеся со сменой формаций во времени.

Во внутренней части пояса гранитоиды имеют отчетливо натриевый состав; здесь линейные ряды интрузий располагаются согласно простиранию вулканогенных толщ. Подавляющее их большинство имеют альб-сеноманский возраст и, в общем, по-видимому, являются более древними, чем аналогичные интрузии внешней зоны. Сеноман-туронские гранитоиды, широко распространенные во внешней зоне и отчасти на флангах вулканогенного пояса, отличаются повышенным содержанием калия. Они прослеживаются в виде рядов вдоль поперечных разломов, которые часто продолжаются в структурах осадочного верхоянского мезозойского комплекса или в жестких дорифейских и палеозойских массивах.

В палеогеновый этап развития вулканогенного пояса внедрились интрузии граносиенитов, кварцевых порфиров, сиенит-порфиров и разного рода тела субэффузивного облика. Они прорывают базальты раннего палеогена и обладают выраженным натриевым составом.

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

Приуроченность гранитоидов натриевого состава к внутренней зоне, в которой размещаются продольные ряды более древних массивов, а более молодых калиевых - к внешней свидетельствует не только об основной тенденции эволюции интрузивного магматизма, но также указывает на его генетическую связь с разломами глубокого заложения. Можно полагать, что ими контролируются даже те интрузии, которые размещаются по обрамлению различных по размеру и характеру вулканоструктур (прогибы, структуры просадок, кальдерные обрушения и др.), так как часто такие образования нанизываются на обширные линейные зоны, по всем данным отражающие внутреннее строение Охотско-Чукотского пояса /2/.

Как бы ни была сложна общая структура вулканогенного пояса (рис. 3), она, несомненно, генерализуется гигантским разломом или, может быть, даже зоной разломов, которая получила название торцевого шва, разделяющего две различные по возрасту и строению складчатые области - мезозойская и кайнозойская притихоокеанские системы. Вопрос о наличии шва глубокой проницаемости рассматривался многими исследователями. Я остановлюсь лишь на геофизической основе его существования. В пределах этого вулканогенного пояса гравитационное и магнитное поля выражены аномальными зонами, в которых хорошо просматривается гравитационный уступ, отделяющий полосу относительных максимумов кайнозойской складчатой области от гравитационной депрессии мезозоид. В геомагнитном поле Охотско-Чукотскому поясу отвечает региональный магнитный максимум, несколько осложненный линейными и фестончатыми аномалиями; этим двум полям соответствует повышенная сейсмичность . Сопоставление геофизических данных с геологической эволюцией , звена и разделенных им складчатых областей, а также с материалом, полученным по акватории Тихоокеанского бассейна, показывает, что земная кора имеет здесь сложное строение с несогласным залеганием поверхностей мохоровичича и Конрада. Соотношение базальтового и гранитоосадочного слоев в пределах современной структуры вулканогенного Охотско-Чукотского пояса подтверждает правильность выделения двух продольных зон: северо-западной, примыкающей к мезозоидам и юго-восточной, расположенной вдоль области кайнозойской складчатости (рис.4).

Общий объем вулканитов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, по нашим подсчетам, равен 2,5 млн куб. км, что выделяет его среди других подобных структур Тихоокеанского обрамления.

**Сихотэ-Алинский вулканогенный пояс**

Сихотэ-Алинский вулканогенный пояс / 30 / является южным продолжением Охотско-Чукотского. Он занимает окраинноматериковую часть и простирается на 1500 км вдоль Японского, моря и Татарского пролива. Этот пояс формировался на геосинклинальном складчатом основании; в его пределах развиты четыре тектоно-магматических комплекса, последовательно формировавшихся в течение средних (лейас-валанжин), поздних (сенон-олигоцен) и конечных (неоген-зоплейстоцен) этапов.

Хотя, в сущности, эффузивные толщи, образующие Сихотэ-Алинский пояс, относятся к датско-палеогеновому и неоген-четвертичному тектоно-магматическим комплексам, которые залегают на позднемезозойском складчатом основании, различные продольные зоны этого вулканогенного пояса формировались неодновременно: в западной его части этот процесс происходил в нижнемеловое время, в центральной - в верхнемеловое, в восточной - в палеоген-неоген-нижнечетвертичное. Такое смещение магматических процессов в сторону Тихого океана связано с последовательным развитием геосинклинальных зон. Именно поэтому здесь резко проявилась поперечная зональность, позволяющая выделять западную зону, сложенную породами преимущественно андезитового состава, центральную, в которой резко преобладают породы риолитового состава, и приморскую, наиболее сложную по строению. В последней зоне широко распространены андезиты, различные базиты, сменяющиеся в северной части породами субщелочного комплекса.

Для приморской зоны Сихотэ-Алинского пояса характера не только поперечная зональность: здесь по простиранию его структур наблюдается смена пород различного состава. Сложность структур приморской части пояса определяется наложением трех разновозрастных комплексов, в целом же, для этого пояса типоморфна порфировая формация. Особенности вулкано-плутонических формаций, развитых в Сихотэ-Алинском и Охотско Чукотском поясах, обусловлены различием их структурного положения.

На завершающем этапе развития вулканизма, относящемся к нижнечетвертичному времени, в зоне, прилегающей к Японскому морю и Татарскому проливу, в ослабленной форме проявился базальтовый вулканизм, образовавший лавовые покровы, лишь местами сменявшиеся андезито-базальтовыми магмами; им сопутствовало накопление пеплов и брекчий взрывов, залегающих на поверхности, уже подвергшейся эрозионному расчленению. Действовавшие в нижнечетвертичное время вулканы в Сихотэ-Алинской зоне приурочены к разломам меридионального и широтного направления. В конусах вулканов образовались субвулканические тела.

Очевидно, проявление субаэрального вулканизма в Сихотэ-Алинском вулканогенном поясе, началось и завершилось позже, чем в Охотско-Чукотском. Однако и для Сихотэ-Алиня характерен кислый и средний состав вулканитов, лишь на завершающем этапе сменившийся базальтовыми излияниями и продуктами деятельности вулканов, имеющими тот же основной состав (рис.5).

**Корея, Китай, Вьетнам**

Восточно-Азиатская ветвь Тихоокеанской системы вулканогенных поясов к югу от Сихотэ-Алинской зоны обнаруживает себя прежде всего в Восточно-Корейской прибрежной части на юге полуострова / 44 /; она располагается восточнее гранитоидного пояса юрско-мелового возраста. В Восточно-Корейском поясе получили развитие вулканиты андезит-дацитового состава сеноман-туронского возраста. В более позднее время, относящееся к позднему мелу - началу палеогена, здесь в ослабленной форме проявился базальтовый вулканизм. Вулканогенные толщи прорваны комагматичными интрузиями гранитов, расчлененных дайками, приуроченными к вулканоструктурам, в которых присутствуют жерловые фации вулканов.

Восточно-китайский вулканогенный пояс является продолжением Сихотэ-Алинского: он связан с трассирующим на юг крупным разломом, который следует от Южно-Приморского блока, пересекая Леоелин-Гродековскую складчатую зону и Яньбянское поднятие, к Юго-Восточному Китаю. Вулканогенный пояс обнаруживает себя в виде окраинноматериковой зоны в провинциях Чжецзин и Фуцзян, сложенной продуктами базальтового вулканизма. Зона развития базальтоидов, датируемых верхним мелом - палеогеном, придвинута к береговой линии моря и наложена на платформенные структуры. В целом, поданным китайских геологов, она, видимо, недостаточно изучена и поэтому представляется стратиграфически не расчлененной, по этой же причине и продукты вулканизма объединяются в общую базальтоидную формацию.

Вьетнамский вулканогенный пояс сложен базальтами верхнего мела, которые залегают в виде покровов на плато Контум, относящемся к Индосинийскому срединному массиву; часть этих покровов прослеживается к югу от плато, где они перекрывают герцинские складчатые структуры; и в том и в другом случае базальты связаны с вулканоструктурами, которые трассируются молодыми разломами субмеридионального простирания.

Западно-Американская ветвь Тихоокеанской системы вулканогенных поясов

Западно-Американская ветвь Тихоокеанской системы вулканогенных поясов, в отличие от Восточно-Азиатской, отодвинута от окраиннобереговой зоны океана, и поэтому некоторые исследователи полагают, что ее нельзя относить к окраинноматериковой структуре; имеются и другие различия между этими двумя ветвями. Тем не менее, в основе природы возникновения и развития этих двух лениаментных структур тихоокеанской системы вулканогенных поясов лежат одни и те же причины, которые позволяют рассматривать их как части единого целого.

Выше отмечено, что в эту ветвь включаются Чилийско-Перуанский, Центрально-Американский и Северо-Американский вулканогенные пояса. Каждый из них, при всем сходстве, имеет и некоторые отличия, поэтому целесообразно на этих поясах остановиться отдельно.

Чилийско-Перуанский вулканогенный пояс

Полосой, достигающей ширины 200 км, вулканиты этого пояса прослеживаются вдоль Тихого океана с юга на север на 5 тыс. км (рис.6); обычно в этой полосе выделяются два отрезка - Чилийский и Перуанский /1,8,17,19 / , именуемые поясами . В пределах Чилийского пояса вулканогенных пород их фундамент отличается простотой и лишен той сложной гетерогенности, которая так характерна для Восточно-Азиатской ветви; здесь их основанием являются герциниды и структуры более древнего возраста. Начало формирования вулканогенных пород в пределах рассматриваемого отрезка относится к юре, включая оксфорд, когда вулканизм концентрировался в тектонической зоне, очерчиваемой современным Береговым хребтом. В юре на палеозойском и более древнем метаморфическом комплексе в этой зоне сформировалась вулканогенно-осадочная толща мощностью до 7 тыс .м. В ней на долю вулканитов приходится до 70% пород. Восточнее, т.е. во внешней тектонической зоне Главного хребта, мощность вулканитов сокращается до 3,5 тыс .м. Вулканогенные толщи не распространяются на восток далее западной ее подзоны и сосредоточиваются только в пределах Чили. Вулканогенные толщи первого этапа развития чилийского отрезка пояса в основном представлены андезито-базальтами и андезитами, хотя локально встречаются и продукты кислого вулканизма - игнимбриты, относящиеся к типично континентальным формациям. Андезито-базальты характеризуются повышенным содержанием натрия и более низким - кальция, что сближает их со спилитами, однако повышенное содержание калия не позволяет их отождествлять с названными породами. Кислые продукты вулканизма относятся к щелочным риолитам.

На втором этапе развития чилийского пояса наземного вулканизма сформировалась толща вулканических пород суммарной мощностью около 15 тыс.м и сопутствующие им комагматические интрузии диоритов, адамелитов и гранодиоритов. По возрасту она относится к мелу и палеогену, хотя встречаются пачки вулканитов позднекимериджского возраста; в ее составе заметно преобладают лавы над пирокластическим материалом. Вулканиты относятся главным образом к андезитам, хотя в их составе присутствуют дациты, натривые трахиты и риолиты, риолитовые игнимбриты. Вся серия расчленяется на три комплекса: кимеридж - нижний мел, верхний мел и палеоген.

Накопление вулканических продуктов на втором этапе формирования чилийского отрезка Чилийско-Перуанского вулканогенного пояса в относительно узкой полосе связано с крупным структурным швом, который разделял в юрское время внутреннюю и внешнюю зоны Андийской эвгеосинклинали; он прослеживается параллельно уступу современного континентального склона. Во времени в пределах этой полосы вулканизм смещался к востоку, т.е. от океана внутрь континента.

В Перуанской части (рис. 7) рассматриваемого пояса вулканиты развиты в пределах Западных Кордильер; в их основе находится мощная толща терригенно-карбонатных отложений мезозойского возраста, прорванная интрузиями гранитов. На них сформировался, так называемый, Перуанский вулканогенный пояс, сложенный субаэральными известково-щелочными продуктами кислого вулканизма. В их составе преобладает андезито-дацитовая формация, местами сменяющаяся липаритами и кислыми игнимбритами кайнозойского возраста. От береговой линии Тихого океана вулканогенные структуры отделены зоной, сложенной докембрийскими, палеозойскими и осадочно-вулканогенными породами мезозоя. Эта узкая полоса разновозрастных пород слагает прибрежно-равнинную часть Перу, которая отрезана от структур Тихого океана Чилийско-Перуанским глубоководным желобом, резко обрывающим континентальные структуры к структурам дна океана.

Центрально-Американский вулканогенный пояс

Центрально-Американский вулканогенный пояс - это полоса неоген-четвертичного вулканизма протяженностью около 1 тыс. км., простирающаяся от Панамского канала и до Мексики в окраинно-материковой зоне вдоль побережья Тихого океана и параллельно Центрально-Американскому глубоководному желобу. Фундаментом накопления продуктов неогенового и четвертичного вулканизма на юге служат редуцированные структуры Кордильер, а на севере - Юкотанская плита, которая является частью эпипалеозойской платформы. Как неогеновые, так и современные вулканические породы относятся к андезит-базальтовой формации, более кислые породы к - раннему периоду формирования пояса, в поздних же излияниях присутствуют преимущественно породы базальтоидного состава.

Северо-Американский вулканогенный пояс

Северо-Американский вулканогенный пояс отличается сложным строением и еще больше удален от береговой линии Тихого океана, чем описанные выше Чилийско-Перуанский и Центрально-Американский пояса.

На Мексиканской территории Северо-Американского вулканогенного пояса вулканиты делятся на три зоны: Сьерра-Мадре, Мексиканское нагорье и Поперечная Вулканическая Сьерра. В строении Южной и Западной Сьерра-Мадре принимает участие мощная толща вулканитов юрско-мелового возраста, смятая в складки с подстилающими ее более древними породами. Мексиканское нагорье, протягивающееся в северо-восточном направлении к границе штата Калифорния, покрыто лавово-туфовым чехлом олигоцен-миоценового возраста, залегающим на меловом осадочном комплексе; в его составе преобладают андезиты, за которыми следуют андезито-базальты. Вдоль Поперечной Вулканической Сьерры, с юга обрезающей Мексиканское нагорье, серией разломов трассируется гряда современных вулканов, извергающих андезито-базальтовые лавы. Все три зоны отделены от Тихого океана структурами более древнего возраста, а также Мексиканским заливом и полуостровом Калифорния.

Вулканиты Мексиканского нагорья в виде обширной зоны продуктов субаэрального известково-щелочного вулканизма с комагматичными интрузиями гранодиоритов (диоритов), тоналитов, монцонитов продолжаются в штаты Калифорния и Невада, а далее прослеживаются в штате Вашингтон, где ими сложены Каскадные горы; они доходят до Британской Колумбии в Канаде. Американские геологи весь этот пояс вулканитов с комагматическими интрузиями именуют плато-базальтами, что мне представляется не совсем правильным., В этой толще вулканитов, прослеживающейся от Вулканической Сьерры в Мексике до чуть ли не озера Ванкувер в Канаде на протяжении 4 тыс. км, во многих местах преобладают андезиты (например, Каскадные горы, по-видимому, полностью сложены андезитами), часто встречаются более кислые продукты вулканизма (дациты, липарит-дациты, липариты), хотя во многих районах, где мне приходилось наблюдать (например, в штатах Калифорния и Невада), присутствуют типичные базальты со столбчатой отдельностью. Лишь на плато Колумбия действительно залегает толща плато-базальтов мощностью до 10 км.

Северо-Американский вулканогенный пояс, по-видимому, начал формироваться в верхней юре, на что указывают вулканогенные толщи, присутствующие в юрско-меловых складчатых структурах, однако главная масса вулканитов этой структуры относится к миоцен-четвертичному возрасту. Современный вулканизм в пределах Запада Северной Америки характерен не только для мексиканского отрезка, но проявляется и в самой северной части пояса (Каскадные горы).

Фундаментом вулканогенных толщ рассматриваемого пояса являются разновозрастные осадочные и изверженные породы, однако основная роль в его строении принадлежит мезозойским и кайнозойским структурам Американских Кордильер.

От Тихого океана вулканогенный пояс отделен узкой полосой складчатого фундамента вулканитов: интрузии гранитов, если они не являются комагматическими образованиями, мезозойского возраста, терригенные осадочные породы мелового возраста, палеогена, а также отложения неогена и плейстоцена.

Во время своего путешествия в Чили и Перу я наблюдал впечатляющую картину. Вдоль западной линии Высоких Анд в виде гигантских зубьев выступают многочисленные стратовулканы, сложенные лавовыми потоками, переслаивающимися с пирокластическим материалом андезитового состава; стратовулканы подстилаются мощной толщей кислых вулканитов, преимущественно риолитов. Аналогичные цепи андезитовых вулканов присутствуют и в областях приокеанических орогенических поднятий в Центральной и Северной Америке. Во всех орогенических поднятиях, опоясывающих гигантским кольцом впадину океана, доминирующие среди вулканитов андезиты отличаются удивительным постоянством состава.

Вулканические структуры

Вулканические структуры, изучению которых я уделял особое внимание, имеют прямое отношение к пониманию эволюции субаэрального известково-щелочного вулканизма, сформировавшего системы вулканогенных поясов; ими характеризуются особенности вулканической деятельности, проявившейся в той или иной геологической ситуации; с ними связаны метасоматические преобразования вулканических пород; они являются локализаторами рудной минерализации, ими, наконец, определяются типы вулканогенных рудных месторождений / 24,25,30,31,34,37 /.

В пределах Тихоокеанской системы вулканогенных поясов выделяются следующие типы вулканоструктур: положительные; отрицательные; отрицательные, ассоциированные с эпизональными и субвулканическими интрузиями; вулкано-тектонические.

К положительным вулканоструктурам относятся: вулканические конусы, имеющие простое или сложное строение; гряды или цепочки вулканических конусов, трассируемые разломами прямолинейной или овально-дуговой формы, контролируемые бортами кальдерных депрессий; базальтовые плато; куполовидной или овальной формы поднятия, возникшие при внедрении магматических масс в земную кору, в приповерхностную ее зону. Сходные положительные формы возникают при поднятии блоков фундамета, на котором происходило формирование вулканогенных толщ.

К отрицательным вулканоструктурам относятся широко развитые кальдерные структуры оседания, часто образующие депрессии обрушения, просадки, сложенные одной фацией вулканитов или имеющие полифациальное (гетерогенное) строение. К отрицательному типу структур также относятся кольцевые грабены, иногда возникающие по периферии крупных структур оседания или обрушения; кальдеры; прикальдерные депрессии. К отрицательным вулканоструктурам, ассоциированным с эпизональными и субвулканическими интрузиями, относятся простые прикупольные депрессии или сложные депрессии, связанные с интрузиями внешней кольцевой зоны развития магматических масс плутогенной природы.

К вулкано-тектоническим структурами, имеющим положительные и отрицательные формы и довольно широко развитым в пределах различных звеньев вулканогенного пояса, относятся простые грабены и приразломные прогибы; горсты; моноклинали; сложные ассоциации вулканоструктур, имеющих отрицательные формы, выраженные в виде прогибов; грабен-синклинали; приразломные вытянутые линейные депрессии, сформировавшиеся при опускании отдельных блоков складчатого основания вулканитов.

Привлекают внимание развивавшиеся вокруг вулканов оседания; они обнаружены на периферии действующих вулканов на Камчатке и Гавайских островах. Их связывают с магматическими очагами, находящимися на глубинах 4-5 км. Точные измерения в районе Авачинского вулкана и на Гавайях показали, что эта периферия вулканов испытывает плавное и равномерное оседание, не сопровождающееся землетрясениями. Изучение этих обширных плавных просадок в различных звеньях Тихоокеанского вулканогенного пояса заставляет предполагать, что площади указанных отрицательных структур примерно соответствуют размерам магматического очага вулканов или группы сближенных эруптивных аппаратов.

Разумеется, этим перечнем вулканоструктур не ограничивается их разнообразие. Часто они с трудом распознаются из-за наложенной складчатости или эрозионного разрушения поверхности развития субаэрального вулканизма Тихоокеанского обрамления. Реконструкцию истории развития весьма распространенных кальдерных структур, с которыми чаще всего связана золото-серебряная минерализация, можно продемонстрировать на примере хорошо изученной Карамкенской палеовулканической структуры / 39 /.

Ее заложение относится к сеноман-туронскому времени, когда на пересечении разломов возник ряд вулканических центров, образовавших толщу дацитовых лав и туфов. Накопление вулканитов привело к обрушению поверхности и образованию овальной просадки длиной до 10 км и шириной до 6 км. Обрушение сопровождалось излиянием игнимбритов и выбросами пирокластов, сменившихся потоками базальтовых лав, которые и заполнили образовавшийся овальный прогиб. В конце мела по возникшим на периферии прогиба трещинам произошло излияние липаритов и кислых игнимбритов, за ними последовало внедрение субвулканических интрузий пестрого состава. Внедрение субвулканических интрузий сопровождалось гидротермальной деятельностью, образовавшей поле пропилитизированных пород размером 10х2 км. В нижней части пропилитизированной толщи образовались породы хлорит-эпидотового состава (глубина 1200-800 м), а в верхней (глубина 800-200м) - низкотемпературных пропилитов хлорит-карбонатного и хлоритового состава.

По образовавшимся в пропилитах радиальным трещинам усилилась гидротермальная деятельность, с которой связывается образование на глубинах 600-300 м зоны, сложенной кварц-адуляровыми и кварц-гидрослюдисто-адуляровыми породами, а на глубинах 300-200 м возникли кварциты гидрослюдисто-кварцевого состава с линзами каолинит-алунитовых метасоматитов. В самой верхней части сформировался пласт вторичных кварцитов.

Гидротермально-метасоматическая переработка пород в вулканогенных поясах

Вулканизм и метасоматическая деятельность в Тихоокеанской системе вулканогенных поясов сопровождались переработкой вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород; гидротермальным метасоматозом затронуты также и толщи основания пород, хотя именно эта сторона его проявления устанавливается не всюду из-за глубокого залегания фундамента.



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 комагматичными интрузиями в вулканогенных толщах, практически проявленными во всех вулканогенных поясах как в Восточно-Азиатской ветви, так и в Западно-Американской. Но это скорее кажущееся, чем в действительности существующее явление, и его смысл становится понятным, если проблему рассматривать в общем виде. Плодотворной идеей для такого подхода является гидротермальная кислотно-щелочная дифференциация пород -концепция, в свое время рассматривавшаяся Д.С.Коржинским / 12 /.



Изучение взаимоотношений формирования вулканических толщ, внедрения в них комагматичных интрузий, образования метасоматитов и отложения рудного вещества в отдельных вулканогенных поясах показывает, что в целом здесь ярко проявляются два класса гидротермального метаморфизма: региональный и околорудный / 24,34 /. Каждый из них отличается многостадийностью, разнообразием фаций, сложным соотношением с оруденением в зависимости от условий его проявления, но в общем, пожалуй, один и другой повторяют классические схемы образования метасоматитов / 18 /в областях современного активного наземного вулканизма.



В классе гидротермальных фаций регионального метаморфизма заметная роль принадлежит интрузиям и контролирующим их разломам и оперяющим нарушениям; иногда такие метасоматиты приурочены к вулканструктурам оседания. Как в первом, так и во втором случаях гидротермальной переработке подвергаются разного состава интрузии и вулканиты, ассоциированные в одних и тех же структурах. Этот тип метаморфизма распространен также в экзоконтактовых зонах, в которых развиваются типичные для гипабиссальных зон минералы: кварц, мусковит, хлорит, эпидот, альбит, карбонаты, цеолиты и др. Их количественные соотношения меняются от фаций пропилитов внутренней зоны к внешней. Во многих вулканогенных поясах 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 примерах характерно увеличение магнетита по мере удаления от интрузий.



Процессы гипабиссальной (среднетемпературной) пропилитизации протекают при активном привносе кремнезема в фации внутренней зоны и выносе его из внешних зон; 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 меньше единицы (0,2-0,5), тогда как для неизмененных пород этот показатель колеблется в пределах единицы и более. Рассматриваемый тип пропилитизации сопровождается также увеличением количества сульфидной серы.



Среди метасоматитов, обычно относимых к гиабиссальным фациям / 36/, часто присутствуют кварциты, которые ассоциируются с интрузиями гранитоидов; можно предположить, что конечной формой именно этого типа гидротермального метаморфизма является образование вторичных (гидротермальных) кварцитов за счет метасоматической переработки вулканитов. Этот тип гидротермальных метасоматитов обнаружен во многих районах вулканогенных поясов, но особенно хорошо он изучен в Охотско-Чукотском поясе и в чилийском отрезке Перуанско-Чилийского пояса. При полном внешнем сходстве с рассматриваемыми ниже метасоматитами, с которыми тесно связана золото-серебряная минерализация, они имеют и некоторые отличия, на которых вкратце следует остановиться.



Этот, я бы сказал, высокотемпературный тип метасоматитов почти всегда контролируется разломами, имеющими продольное или поперечное направление по отношению к структурам вулканогенных толщ. Среди этих метасоматитов во многих случаях присутствуют серицит-кварцевые, каолинит-кварцевые, алунит-кварцевые и монокварцевые (пористые кварциты) породы. Они всегда ассоциированы с небольшими интрузиями гранитов, гранодиоритов, диоритов и образуют мощные (свыше 300 м) толщи гидротермально измененных вулканических пород. Гидротермальному изменению подвергаются и сами интрузии, с которыми ассоциированы эти вторичные кварциты. В латеральном направлении вторичные кварциты почти всегда обрамляются зонами эпидот-хлоритовых пород. В составе метасоматических зон иногда выделяются алунитовые, алунит-диаспор-каолинитовые, топазовые и монокварцевые породы; нередко присутствуют гидрослюды, рутил, пирит, зуниит, самородная сера. Иногда этим породам свойственен разнообразный набор высоко - и среднетемпературных минералов, среди которых, наряду с высокоглиноземистыми минералами (диаспором, андалузитом, алунитом, корундом, пирофиллитом), обычны типичные минералы грейзенов (топаз, зуниит, турмалин, флюорит), свидетельствующие о широком участии в метасоматических преобразованиях пород летучих компонентов. Роддер, Берзина, Сотников, Наибородин, Еремин и другие / 4 / считают, что при образовании этих пород в около интрузивных зонах существовали определенные режимы с высококонцентрированными растворами, высокими температурами минералообразования, разгрузкой гидротерм преимущественно в пределах субвулканических тел. Для них характерно медно-молибденовое порфировое оруденение.



Гидротермальный метаморфизм, связанный с субвулканическими фациями вулканогенных поясов, проявлен очень широко и наблюдается в разных их зонах; он довольно детально изучался в Охотско-Чукотском поясе. В своем пространственном размещении субвулканические фации в значительно большей степени подчиняются вулканоструктурам или контролирующим именно эти формы вулканической деятельности обширным разломам и оперяющим их дизъюнктивным структурам. Фациальное разнообразие метасоматитов субвулканического гидротермального вулканизма включает такие образования, как гидротермальные кварциты, являющиеся типичными продуктами кислотной переработки вулканитов, так и аргиллизиты, пропилиты, пропилитизированные породы, ортоклазовые метасоматиты и др.



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



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. Гидротермальные кварциты возникают преимущественно в кислых породах: липаритах, туфах, игнимбритах, реже в андезитах и еще реже в базальтах. Аргиллизиты обычно занимают верхнюю зону наиболее интенсивного выщелачивания кислых вулканитов; они связаны различными переходами с кварцитами и пропилитами. В качестве внешней фации многих рудных полей последние возникают в связи с андезитами, базальтами, в виде обособленных массивов проявляются и в вулканитах более кислого состава. В некоторых районах вулканогенных поясов прослеживаются зоны гидротермально измененных пород, в верхней части которых 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 состава, а также на субвулканических липаритах и дацитах.



Минеральный состав низкотемпературных метасоматитов разнообразен. Для аргиллизитов характерны алунит, каолинит, диккит; в них иногда присутствуют сульфаты железа, ассоциированные с сульфидами. Низкотемпературные кварциты слагаются кварцем с гидрослюдами, адуляром, хлоритами, но встречаются и такие сравнительно редкие минералы, как топаз, флюорит, апатит. Список минералов в пропилитах, особенно когда в них проявляются черты ксенотермальности, несколько расширяется; эти породы слагаются кварцем, гидрослюдами, хлоритами, карбонатами с адуляром, эпидотом, цеолитами. Наконец, сравнительно редкие ортоклазовые метасоматиты характеризуются ортоклазом, биотитом, в меньшей степени альбитом .



Детали механизма образования широкой гаммы метасоматитов, замещающих вулканиты как кислого состава, так и среднеосновного, освещены в работах многих отечественных и зарубежных исследователей, где раскрывается сущность этого сложного процесса и крайне важного для понимания близповерхностного золото-серебряного рудообразования / 10,11,32,35 /. Поэтому отмечу лишь главнейшие тенденции его развития, основываясь на материалах различных исследователей и своих личных наблюдениях /24,26,33/.



В целом, развитие метасоматитов сопровождается выносом петрогенных элементов и перераспределением металлов. Даже кремнекислота, количество которой в монокварцитах достигает 80% и более, играет некоторую роль в балансе выщелачиваемого вещества, хотя кремний, так же как и алюминий, составляющий сущность низкотемпературной кислотно-щелочной переработки вулканогенных толщ, обладает наименьшей относительной подвижностью, по сравнению со всеми другими элементами. Это и понятно, так как процесс протекает в таком температурном интервале, когда активность аниона СО2 резко возрастает, а аниона SiO2 - снижается, определяя тем самым и подвижность Аl. Вспомним в связи с этим, что в последней стадии образования даже среднетемпературных кварцевых жил увеличивается их карбонатный компонент. Алюминий в основном подвергается перераспределению.



В развитии низкотемпературного метасоматоза важную роль играет калий, который в некоторых случаях, подавив подвижность алюминия, выносится (монокварциты), а в других - накапливается, что подчеркивается развитием адуляризации. В целом же его баланс, вероятно, должен быть положительным, и именно поэтому низкотемпературный гидротермальный метаморфизм вулканических толщ следует рассматривать как калиевый метасоматоз со всеми вытекающими отсюда последствиями. Однако это утверждение действительно только для последней стадии развития процесса, когда перераспределение кремния и алюминия в основном произошло, иными словами, когда кислотное выщелачивание ослабевает и кислая среда сменяется на щелочную.



Натрий, кальций и магний подвергаются активному выносу и перераспределяются между отдельными фациями метасоматитов, например при развитии карбонатизации, хлоритизации.



Для низкотемпературного гидротермального метаморфизма практически во всех Тихоокеанских вулканогенных поясах в целом характерен положительный баланс воды, и эта тенденция ярко выражена в новообразованных минералах, содержащих ее в своих решетках (гидрослюды и др.).



Гидротермальный метасоматоз в собственно рудную стадию его развития и формирующиеся при этом гидротермально измененные породы прежде всего обладают вертикальной зональностью и характеризуются пространственно-временными соотношениями с оруденением; на золото-серебряных месторождениях рассматриваемых поясов с удивительным постоянством выделяются три зоны метасоматических образований: нижняя пропилитовая подрудная с эпидот-альбитовой подзоной, околожильная кварц-пропилитовая рудной минерализацией и надрудная аргиллитовая.



Подрудная зона, как правило, слагается эпидот-карбонат-хлоритовыми породами, обычно развивающимися по вулканитам средней основности; книзу она сменяется эпидот-альбитовыми породами, характеризующими более высокие температуры ее образования, чем у собственной рудной зоны.



Залегающие на этих породах кварц-пропилитовые породы являются рудной зоной, вмещающей золото-серебряное оруденение; пределах описываемых поясов подобная зона является вмещающей и для ряда других рудных формаций, от рассмотрения которых я намеренно уклоняюсь в связи с задачей, которую поставил перед собой. Почти всегда наиболее продуктивной частью этой рудной зоны является подзона гидротермальных кварцитов или гидрослюдисто-кварцевых пород. В этих метасоматитах качестве типоморфных минералов присутствуют гидрослюды со структурой 1М, 1М+2М1 и ЗТ. В околожильных метасоматических образованиях, кроме гидрослюд, широко распространен адуляр, а в периферических частях - глинистые минералы; иногда появляются пирит, ярозит, рутил, лейкоксен, гидроокислы железа.



Надрудная верхняя зона почти всегда слагается каолинитом и кварцем, хотя в некоторых случаях развивается алунит существенно калиевой разновидности, с соотношением К2О/Nа2 равным 20-45. Такие минералы, как диккит, накрит, галлуазит, монтмориллонит, имеют второстепенное значение, хотя именно по ним можно судить о среде накопления кварца и о характере минералообразующих растворов. В ассоциации с названными минералами иногда появляются пирит, марказит, антимонит, киноварь /39,42/.



Золото-серебряная минерализация Тихоокеанской системы вулканогенных поясов



В пределах Тихоокеанской системы вулканогенных поясов золото-серебряная минерализация проявлена чрезвычайно ярко и в высшей степени мощно, значительно сильнее, чем любой другой типоморфный для этих структур металл (олово, медь, вольфрам, молибден, ртуть), - встречающийся в Тихоокеанских вулканогенных поясах в различных по характеру и размерам месторождениях. Промышленные концентрации указанных элементов часто образуют и обширные линейно вытянутые зоны, но, тем не менее, проявляются локально. К ним, например, можно отнести медный Чилийско-Перуанский пояс или оловоносную зону Сихотэ-Алиня, или ртутоносные зоны Северо-Востока Азии и т.д.



Металлогенической особенностью вулканогенных структур Тихоокеанского обрамления является пространственная и парагенетическая связь золото-серебряного оруденения с продуктами игнимбритового вулканизма, фиксировавшаяся многими исследованиями, проведенными во второй половине XX столетия. Эта главная особенность металлогении вулканогенных поясов просматривается в тесной связи ее с различными типами вулкано-тектонических структур и с вулканогенными ( в том числе с субвулканическими интрузиями) породами вулкано-плутонических ассоциаций. Однако обращает на себя внимание то обстоятельство, что золото-серебряное оруденение не имеет явных пространственных и, по-видимому, парагенетических связей с гранитоидными плутонами, несмотря на их комагматичность именно с кислыми продуктами вулканизма. В некоторых районах для интрузивно-эффузивной ассоциации характерны околоинтрузивные проявления молибдена, полиметаллов, к которым в качестве второстепенного элемента прибавляется золото со слабой серебристостью. По-видимому, плутоногенная фация оруденения вулканогенных поясов, связанная с очагами формирования гранитоидов, определяется особенностями пород основания различных вулканогенных поясов Тихоокеанского обрамления. В этом смысле интересными и важными в отношении перспектив являются перивулканические зоны и особенно те их отрезки, где вулканогенные пояса сочленяются с более древними золотоносными структурами (Яно-Колымский пояс), перекрывая последние андезит-липаритовыми или игнимбритовыми фациями (см. рис. 2).



По всей вероятности, эволюция кислых магматических расплавов происходила в сравнительно стабильных условиях и при достаточно высоких значениях Рн2о=2000-2500 кг/см. Дивергенция рудного минерального комплекса, связанного с кислыми магмами, одна ветвь которых завершилась гранитообразованием, а другая - эксплозиями игнимбритов, вероятно, произошла на заключительном этапе магматического процесса. Такой вывод подтверждается тем фактом, что к гранитоидам габбро-диоритового и более кислого ряда, которые в основном размещаются в связи с крупными зонами разломов, хотя встречаются и по обрамлению вулканогенных депрессий, тяготеет гипабиссальное золото-редкометальное оруденение. Оно отличается многостадийностью; с начальными стадиями связано образование грейзенов с вольфрамитом, молибденитом; заканчиваются эти стадии отложением низкотемпературных кварцевых и карбонатных друзовидных агрегатов со слабо развитой ассоциацией рудных минералов.



Гипабиссальные рудные тела сложены кварцем с сульфидами, вольфрамитом, касситеритом, теллуридами висмута, местами - магнетитом. Температура дискрепетации кварца из некоторых рудопроявлений, пространственно тяготеющих к указанным интрузиям, размещающимся в пределах различных вулканогенных поясов и являющимся комагматичными ассоциантами с вулканитами, достигает 380-450° . Для рудных полей, связанных с указанными интрузиями, характерна альбитизация, часто отвечающая натриевому составу плутонов.



Собственно близповерхностные вулканогенные золото-серебряные месторождения, как правило, приуроченные к кислым и умеренно кислым формациям вулканогенных толщ (липариты, игнимбриты, дациты, андезиты), отличаются стерильностью в отношении других элементов, отмеченных выше; в то же время золото и серебро не только образуют целые пояса в пределах Тихоокеанского обрамления, но и присутствуют в месторождениях меди, олова, вольфрама, молибдена, ртути. Словом, Тихоокеанскую систему вулканогенных поясов с полным основанием можно назвать золото-серебряной структурой планетарного масштаба. В ней золото-серебряные месторождения локализуются в разнообразных вулкано-тектонических структурах, в какой-то степени определяющихся и складчатым фундаментом, на котором сформировались вулканогенные пояса; они обнаруживают генетическую и парагенетическую связь с определенными формациями вулкано-плутонических ассоциаций, сопровождаются характерными для них метасоматитами. В зависимости от сочетания этих факторов и степени проявления каждого из них золото-серебряные месторождения в разной тектоно-магматической обстановке приобретают те или иные черты морфологии рудных тел, характер жильного и рудного минеральных комплексов, а следовательно, и формационную принадлежность.



В пределах рассматриваемых вулканогенных поясов Тихоокеанского обрамления по морфологическим признакам можно выделить следующие типы золото-серебряных месторождений: жильные (рис. 8,9), прожилково-метасоматические и штокверковые (рис.10). Существуют месторождения переходные между ними; так рудоносные жилы иногда развиваются в полях прожилково-вкрапленного оруденения, последнее на глубине часто переходит в типичные жильные рудные тела.



Жильные золото-серебряные месторождения и многочисленные аналогичные им по форме, но не всегда в одинаковой степени изученные рудопроявления связаны с крупными линейными рудоконтролирующими разломами, как правило, крутопадающими, вдоль которых развиваются протяженные зоны гидротермально измененных пород вулканического ряда, о чем было сказано выше. Они образуют обширные рудоносные зоны, которые включают рудные поля; но эти же жилы нередко группируются в сложные нелинейные поля, приуроченные к отрицательным вулканическим структурам, последние почти всегда контролируются четко выраженными разломами, нанизывающими в виде мозаики различные рудоносные структуры. Рудные зоны могут иметь несогласное с ними протяжение, и в этом случае они являются секущими генеральное направление структур вулканогенных поясов, или, напротив, - согласное с этими структурами протяжение. Часто жильные золото-серебряные системы контролируются длительно развивавшимися кальдерными структурами, и в этом случае они могут размещаться по радиальным трещинам, но иногда сосредоточиваются на периферии кальдер, образуя кольцевые жильные свиты.



Мощность рудоносных жильных тел (рис. 11) и прожилково-метасоматических продуктивных образований варьирует в широких пределах; она иногда достигает нескольких десятков метров при протяженности рудных тел по простиранию в сотни метров или в несколько километров. Некоторые рудные жилы, достигая мощности в сотни метров, прослеживаются на десятки километров, приурочиваясь к тектоническим разломам, расчленяющим фундамент вулканогенных толщ и трассирующим эруптивные аппараты Тихоокеанской системы вулканогенных поясов.



Примечательной особенностью жильных рудных тел и других форм минеральных концентраций золото-серебряных месторождений является широкое развитие брекчиевых текстур, свидетельствующих о тесной сопряженности рудоотложения с тектоническими движениями, внутриформационными напряжениями, снятие которых происходило при нарушении сплошности уже сформировавшихся рудных тел и при дальнейшем развитии трещиноватости в перекрывающей рудоконтролирующий горизонт толще. Рудный процесс, в ходе которого образуются жильные тела (рис. 12) золото-серебряных месторождений, характеризуется метаколлоидными гребенчатыми и шестоватыми текстурами, подчеркивающими, с одной стороны, его пульсационность, а с другой - кристаллизацию гелей. Наряду с этим, в месторождениях имеют место и другие типы текстур, свидетельствующие о колебательных напряжениях рудообразующего процесса, падении и подъеме температур, изменении давления, состава термальных вод и т.д.



Для рассматриваемых месторождений характерна мелкоритмичная текстура руд. По ним, как это делали С.С.Смирнов, Ф.Н.Шахов и другие, обычно судят о пульсирующем характере рудного процесса, что возможно в близповерхностных условиях, где периодически происходит снятие напряжения в моменты, когда динамические глубинные нагрузки превосходят давление кровли. Но несомненно также, что важная роль в формировании этих особенностей руд вулканогенных золото-серебряных месторождений принадлежит перераспределению анизотропии давления, меняющемуся напряжению процесса (теоретическую его основу в свое время пытался рассматривать Д.В.Рундквис). Подобные текстуры распространены и в метасоматитах, что может служить аргументом в пользу генетической общности рудоотложения и гидротермального метаморфизма.



Вместе с тем, накопившийся огромный фактический материал, в частности, полученный при изучении золото-серебряных месторождений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, а также корейских, калифорнийских и других районов Тихоокеанского обрамления / 40,42,43,44 /, позволяет объяснить приведенные выше факты широкого развития ритмичных руд с позиций гипотезы "опережающей волны кислотности" Д.С.Коржинского / 12 /. 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 в эволюции рудообразующего процесса), а вызван развитием послемагматических явлений, в основе которых лежит взаимодействие трансмагматических и послемагматических растворов с минеральным веществом горных пород, причем важное значение отводится структурным условиям, определяющим анизотропный фон напряжений в земной коре. Благоприятной для этого обстановкой являются вулканоструктуры, которым отведена важная роль во многих работах, выполненных в ходе изучения золото-серебряных месторождений Тихоокеанской системы вулканогенных поясов.



Минеральный состав золото-серебряных месторождений различных провинций вулканогенных поясов, где развито оруденение, весьма разнообразен, однако в сложной минералогии руд выделяются устойчивые парагенезисы, которые характеризуют условия образования этих месторождений (рис. 13). Можно сказать, что главной особенностью рассматриваемых месторождений является разнообразие в них рудных минералов. К ним относятся самородные элементы и прежде всего золото (электрум), самородное серебро, иногда медь; за ними идут сульфиды и их аналоги, в их числе - около 20 минералов; затем следуют сульфосоли, являющиеся наиболее примечательной особенностью этих месторождений; они представлены списком, включающим более 10 минералов; иногда присутствуют некоторые окислы и гидроокислы, карбонаты, сульфаты и силикаты.



По составу рудного и жильного минеральных комплексов в группе вулканогенных месторождений Тихоокеанского обрамления выделяется следующий ряд формаций (или типов): золото-серебряная - кварцевая, золото-серебряная - адуляровая, золото-серебряная - родонитовая, золото-серебряная - родохрозитовая, золото-серебряная -хлоритовая, иногда к этой группе месторождений относят золото-серебряную - акантит-адуляровую формацию / 25,26 /.



В минеральных парагенезисах формаций характерными металлами являются Рb, Сu, Fе, Мn, иногда Zn и Нg. При образовании минералов в соответствующих термодинамических условиях эти элементы входят в их структуры с координационными числами 2,3,4 с образованием сульфосолей серебра типа прустита, пираргирита и некоторых других, в парагенезисе с которыми присутствуют моносульфиды Аg, Сu, Рb. По сравнению с сульфосолями моносульфиды занимают второстепенное место; в месторождениях, принадлежащих к вулканогенной группе формаций, они не всегда являются промышленно ценными компонентами.



Золото-серебряную кварцевую формацию вулканогенного ряда (рис. 14) можно рассматривать в качестве вулканогенного аналога золото-кварцевой формации метаморфогенных и плутоногенных золоторудных месторождений. Весьма существенной, а может быть, одной из главных особенностей золото-серебряной кварцевой формации представляется форма нахождения в ней кремнезема, присутствующего в виде полиморфных модификаций в рудных телах; последние часто сложены различными генерациями раскристаллизованного кварца, тонковолокнистыми, а нередко аморфными его разновидностями. В этих формациях сосуществуют кварц, халцедон, кварцин и опал; они образуют друзовые агрегаты, полосчатые структуры, ажурные каркасы, кокардовые и концентрические зональные формы. Самородное золото, электрум и кюстелит в рудах формации состоят из мелких зерен не более 0,2 мм.



Золото-серебряная адуляровая формация (см. рис. 14) широко распространена среди вулканогенных месторождений и рудопроявлений. Адуляр в рудах вулканогенных месторождений присутствует в разнообразных формах. В ряде месторождений он замещает другие полевые шпаты, ассоциирован гидрослюдами, встречается в виде идиоморфных зерен в кварце. С адуляр-кварцевой частью рудных тел связаны тонкие выделения дисперсного рудного вещества и вкрапленников самородного золота с сульфосолями серебра. Рудный комплекс представлен золотом, серебром, электрумом, кюстелитом и сульфидами железа, меди, свинца, отчасти цинка и серебра. С ними ассоциированых сульфосоли серебра.



В золото-серебряной родонитовой (Рис. 14) формации наиболее значим родонит. Минеральный состав гидротермальных золото-серебряных родонитовых месторождений богат и нередко представлен сотней минералов; в рудах формации наблюдаются обильные выделения самородного серебра, золото же, напротив, присутствует в виде мельчайших выделений электрума и кюстелита, ассоциированным с сульфидами или с кварцем.



Золото-серебряная родохрозитовая формация встречается сравнительно редко; по минеральному составу рудного и жильного парагенезисов она почти аналогична описанной выше золото-серебряной родонитовой формации.



Золото-серебряная хлоритовая формация характеризуется присутствием в жильном комплексе хлорита, сравнительно редко возникающего в условиях вулканической деятельности в таком количестве, чтобы превалировать над другими минералами жильного комплекса. По-видимому, это связано с тем, что слоистые силикаты, к которым относятся хлориты, являющиеся продуктами гидролиза орто- и метасиликатов, как правило, возникают в ассоциации с минералами разной генерации кремнезема, адуляра и родонита, подавляющими этот гидролиз.



Вулкано-плутонические месторождения выделены мною в особую группу, так как им свойственен своеобразный комплекс элементов, образующих триаду - сурьма, висмут и теллур; они придают специфические черты этим месторождениям, обладающим переходными свойствами между собственно вулканогенными и плутоногенными формациями. Для них характерно присутствие таких минералов, относящихся к тиосолям, как тетраэдрит, теннантит, фрейбергит, голдфельдит, хакит, прустит, пираргирит, буланжерит и джемсонит. В этой группе, кроме трех формаций (золото-сурьмяной кварцевой, золото-висмутовой кварцевой, золото-теллуровой кварцевой) присутствует также золото-сульфидная с серебром формация (рис. 13).



На месторождениях вулканогенных формаций процесс минералообразования протекает в несколько стадий (см. рис. 13,14). В качестве примера можно описать характер последовательности минералообразования на Дукатском серебряном месторождении, содержащем в виде примеси небольшое количество золота. Здесь фиксируются четыре стадии: 1) кварц-хлорит-сульфидная; 2) кварц-адуляр-серебряная; 3) кварц-родонит-родохрозитовая; 4) гребенчатого кварца. На месторождении выявлены более 20 рудных минералов и около 10 жильных. Кварц интенсивно проявляет себя в трх первых стадиях, в четвертой - он развит слабо и присутствует в ассоциации с хлоритом; следующими наиболее значимыми жильными минералами месторождения являются родонит и родохрозит, проявляющиеся в третьей стадии минералообразования; в четвертой стадии проявлены в слабой форме карбонаты вместе с небольшим количеством кварца и хлорита. К ярко проявляющим себя рудным минералам относятся сфалерит, галенит, самородное серебро, акантит; первые два минерала появляются в рудном комплексе месторождения (рис. 14) в первой и второй стадиях минералообразования, а самородное серебро с акантитом обнаруживается во второй и в третьей стадиях. Эти минералы следуют за золотом и как бы накладываются на него; золото и серебро появляются после сульфидов цинка, свинца и меди, а также после завершения кристаллизации адуляра.



Дукатское месторождение / 39 / обладает рядом особенностей, часто в той или иной степени проявляющихся на других аналогичных или близких по геологической позиции и минеральному составу месторождениях серебра и золота; они заключаются в резком усеребрении руд, в смещении в сторону серебра отношений золото - серебро, находящихся в пределах 1:250 - 1:400-500, в кварц-родонитовом с сульфидами составе руд, в развитии минералов марганца, в ограниченном распространении в рудах сульфидов железа, в перегруппировке минералов серебра, сопровождавшейся появлением регенерированных минералов серебра и некоторых сульфидов, в геохимической связи серебра с сульфидами.



В рассматриваемых месторождениях Тихоокеанской системы вулканогенных поясов геохимическая связь серебра с золотом постоянно обнаруживает себя в совместном присутствии этих двух элементов, несмотря на то, что химия их различна. Этому партнерству помимо амфотерности золота, способствуют близкие величины атомных и ионных радиусов, равных у золота 1,44 А и 1,37 А соответственно, у серебра - 1,44 А и 1,13 А. Оба элемента имеют близкие гранецентрированные кубические решетки (Аu-ае=4,0704 A, Ag-ае=4,0772 A), сходное строение электронных оболочек, почти одинаковые по величине потенциалы ионизации. Золото и серебро в одинаковой мере обладают ярко выраженной склонностью к линейной координации, что, по-видимому, обусловлено малой разницей в энергии между заполненными d-орбитами и незаполненными s-орбитами, а также сходством в стехиометрии соединений в случае одинакового состояния окисления.



Оба элемента, обладая близкими по величине потенциалами ионизации, имеют сходство и в электрохимических свойствах, что позволяет им высаживаться из растворов на сульфидах одновременно, образуя или интерметаллические соединения, или непрерывный ряд твердых растворов. Однако, несмотря на эти сходства партнерства, отношение золота и серебра в количественном выражении отличается от аналогичных показателей в плутоногенных и метаморфогенных месторождениях. Так, по месторождениям Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и с учетом данных по месторождениям Эль-Оро, Сильвертон, Комсток, Деламар, Пачука и др. мною получен следующий ряд:1:1-1,5, 2-5:10, 5-7:100, 1-3:10000; каждому члену этого ряда золото-серебряных отношений соответствуют следующие величины пробностей золота: 585-605, 530-550, 530-550, 600-650.



Происхождение андезитов и источники рудного вещества



Материалы изучения Тихоокеанской системы вулканогенных поясов и их металлогенической специализации позволяют наметить последовательность событий, определивших главнейшие особенности развития этих планетарных структур; она может быть представлена следующей схемой: накопление мощных толщ андезитов и продуктов вулканической деятельности андезитового состава - смена андезитового вулканизма дацитовым и существенно кислым в игнимбритовых фациях - внедрение в толщу вулканитов комагматичных интрузий диорит-гранодиоритового ряда - околоинтрузивный гипабиссальный метасоматоз, сопровождающийся альбитизацией, - развитие вдоль зон разломов регионального гидротермального метаморфизма и сопутствующее образование вторичных кварцитов - формирование гипабиссальных рудных минеральных, преимущественно сульфидных, ассоциаций - внедрение гранитов и субвулканических интрузий кислого состава - развитие трещинного и кальдерного метасоматоза, сопровождающегося пропилитизацией вулканитов и образованием кварцитов в близповерхностной зоне, - формирование околорудных метасоматитов с кварц-родонит-адуляровой ассоциацией и образование золото-серебряных и серебряных месторождений вулканогенного ряда с сульфосолевой минерализацией - излияние базальтовых лав и накопление продуктов вулканической деятельности основного состава.



В этой последовательности событий обращает на себя внимание смена андезитового субаэрального вулканизма существенно кислым игнимбритовым, в свою очередь, уступающим место базальтоидному; в пределах некоторых поясов Тихоокеанского обрамления базальтовая стадия их развития не завершилась: излияния основных лав происходят и в голоцене /1/. Аналогичная смена основности магматизма наблюдается и в интрузивных фациях; здесь она происходила в той же последовательности, а именно: от диоритов и гранодиоритов к калиевым гранитам и дацит-липаритовым (риолитовым) субинтрузиям. Метасоматические и рудообразующие процессы, развивавшиеся одновременно, следовали сразу же за внедрением интрузий как гипабиссального, так и близповерхностного рядов.



Изучение современных вулканов в дополнение к материалам, полученным при исследовании различных вулканогенных приматериковых поясов Тихоокеанского обрамления, позволяет считать, что дифференциация магматического расплава в пределах абисали протекает от базальтовой жидкости - через андезитовые - к дацитовым и липаритовым (риолитовым). Она прослеживается во всех фациях: эффузивной, субинтрузивной и плутонической; сопряженно с двумя последними развиваются метасоматические процессы, сопровождающиеся образованием рудных минеральных ассоциаций золото-серебряных и существенно серебряных месторождений, по-видимому, лишь парагенетически связанных с собственно интрузивной деятельностью.



Объяснение причин появления грандиозной планетарной структуры, которой является Тихоокеанская система приматериковых вулканогенных поясов, с ярко выраженной золото-серебряной и серебряной металлогенической специализацией, в равной мере характерной для всех ее звеньев, хотя и сопровождающейся в некоторых случаях месторождениями меди, олова, свинца, цинка, ртути, железа и др. / 43 /, позволяет решить ряд фундаментальных вопросов рудообразования. Полученные данные могут быть использованы при построении моделей рудообразующих систем, которые должны основываться на том, что разнофациальные магматические породы вулканогенных поясов, рудные минеральные парагенезисы и участвующие в образовании месторождений флюиды (рис. 15), вызвавшие метасоматическую переработку вулканитов, несомненно, связаны с единым магма-флюидно-рудогенерирующим источником. Таковым, по всем данным, является магмагенерирующая верхнемантийная абисальная зона, пространственно локализованная в Тихоокеанском сегменте планеты; она в течение длительного времени (мел - голоцен) строго контролируется постоянными давлением и температурой, химическим составом исходного магма-флюидо-рудообразующего вещества и может рассматриваться как инвариантная система.



Формирование Тихоокеанской системы приматериковых вулканогенных поясов сопровождалось мощным тепловым потоком (рис. 16), который достиг максимума в верхнем мелу и палеогене; в ходе этого процесса на поверхность Земли выброшено в эффузивных фациях около 20-25 кубометров материала, поднявшегося с глубины 140-200 км. Газово-флюидная компонента расплава составляла не менее 40% его объема; следовательно, поднимавшаяся магма представляла собой вспененную жидкость, флотировавшуюся к эруптивным аппаратам, преодолевая колоссальное сопротивление статистических нагрузок. Только этим можно объяснить излияние коматиитовых лав / 3 /, образование гигантских по разрезу игнимбритовых покровов и других явлений субаэрального Тихоокеанского вулканизма. Впрочем, на эту особенность изливающихся из абисали магматических расплавов указывают базальтовые плато Сибирской платформы, сложенное лавами Деканское плоскогорье в Индии, африканские траппы бассейна р.Конго, кимберлиты Сибири /21/ и Африки, современные базальтовые срединно-океанические хребты, магнетитовые лавы Чили, Норильские медно-никелевые с платиноидами руды и др..



В этой концепции, опирающейся на геологические факты, решается и проблема с флюидами /5,6/, если отказаться от надуманных представлений о составе мантийного вещества / 41 /, якобы сходного с хондритами метеоритов. Несомненно, их источником является мантия, составляющая 83% объема и 66,7% массы Земли, и ядро, заключающее соответственно 16,26% объема и 32,9% массы планеты, насыщенных водородом / 13 /. Инверсия мантийного вещества в силикатный водородно-водно-щелочной расплав обеспечивает образование флюидно-рудогенерирующих систем. Есть все основания утверждать, что ядро (внешнее и внутреннее) целиком состоит из (рис.17) водорода, присутствующего в нем в виде протонной плазмы; при этом возникающая проблема кулоновских сил может быть разрешена за счет некоторой примеси металлических элементов группы железа, платиноидов и золота, возможно урана, сваренных при взрыве сверхновой звезды и закрученных в недра планеты в ходе развития протопланетного с вихревой структурой термоплазменного спиралевидного облака. / 28,29 /. Протонная плазма в условиях сверхвысокого давления в центральном ядре, достигающего 3,5 млн атмосфер, приобретает твердое состояние с металлическими свойствами; во внешнем ядре, где давление падает до 2 млн атмосфер, металлическое протонное вещество переходит в жидкое состояние. Обладая чрезвычайно высокой подвижностью и способностью насыщать среду мантийного вещества, протоны из жидкой оболочки земного ядра мигрируют в зону верхней мантии, в которой переходят в молекулярное состояние, освобождая при этом энергию в количестве 437 кДж/моль; она приводит к выплавлению мантийного вещества, переходящего из высшей кубической формы симметрии в низшие ее виды, с освобождением некоторого количества энергии; преобразование решеток сопровождается разуплотнением вещества, примерно на 30-40%. Возрастание объемов в верхнемантийной зоне создает высокое напряжение в подкоровом пространстве, где по мере формирования флюидного режима происходит окисление водорода; эта реакция является экзотермической и протекает с освобождением энергии в количестве 928 кДж/моль. Вода вместе с неокисленным водородом образует подвижный силикатный расплав с гидроксильно-щелочными и другими флюидными компонентами, что и определяет в абисальной зоне верхней мантии магмагенерирующие условия, поддерживаемые в течение длительного времени притоком водорода из нижней мантии, взаимодействующей с внешним ядром. Проблема флюидного режима в магмагенерирующей зоне рассматривалась ранее мною, а также А.А.Маракушевым, Ф.А.Летниковым /14,15/ и другими исследователями, поэтому я не буду на ней останавливаться, укажу лишь на глубины от 400 до 700 км, где происходит смена скоростей сейсмических волн, и на уровень последней, ниже которой не фиксируются фокусы землетрясений.



Проблема происхождения базальтов (рис. 18) мною обсуждалась в одной из серии статей, посвященных расслоенным плутонам и некоторым вопросам рудообразования / 27/, поэтому, опуская ее, отсылаю читателей к соответствующим публикациям. В настоящее время существует несколько альтернативных концепций происхождения андезитов / 9 /, однако ни одна из них не решает этого сложного в магматической геологии вопроса до конца. Я полагаю, что в качестве исходного материала для формирования андезитовых лав служит базальтовая флюидонасыщенная жидкость. Последняя эволюционирует в андезитовые расплавы, а при благоприятных условиях в дацитовые и липаритовые (риолитовые) магмы. В основе этой дифференциации лежит не кристаллизационная дифференциация, а разная подвижность прежде всего кремния и алюминия, а также щелочей в соответствующих средах при определенных значениях рН. Эволюция базальтоидных магматических расплавов сопровождается накоплением в абисали рудных элементов. Иными словами, формируется трехкомпонентная система: магма - флюид -рудный комплекс. Напряженное состояние системы, определяющееся разуплотнением мантийного вещества, приводит к ее бифуркации, стимулирующейся глубоко проникающими разломами земной коры. Формирование разломов и торцевых межблоковых швов - особая тема, на которой я лишен возможности останавливаться .



Металлогеническая специализация системы, подвергающейся бифуркации, может быть объяснена с позиций геохимического родства петрогенных и рудных элементов, обусловливающего разделение и последующую их концентрацию в соответствующих зонах, где создаются благоприятные термодинамические условия; возможно также заимствование рудных ассоциаций из мантийных зон, обогащенных до развития магматического процесса соответствующим набором элементов. Это - особая тема.



Возраст вулканогенных золото-серебряных и серебряных месторождений Восточно-Азиатских и Западно-Американских вулканогенных поясов не одинаков; в первых, подавляющая часть месторождений и рудопроявлений датируется верхним мелом -палеогеном, тогда как месторождения Западно-Американской ветви, как правило, имеют миоцен - плиоценовый возраст. Изученные месторождения и рудопроявления Тихоокеанского обрамления всегда оказываются моложе вмещающих их толщ вулканитов на 10-20 млн лет.



В заключение, отмечу, что в пределах рудных полей золото-серебряных и серебряных месторождений рассматриваемых вулканогенных поясов обычно широко развиты жилы флюорита, а в самих месторождениях флюорит часто является типоморфным минералом. В верхнем мелу, палеогене и неогене отложение флюорита, контролируемое крупными разломами глубокого заложения, более чем в полтора раза превосходит по объему "низкотемпературное" флюоритообразование всех предыдущих эпох развития земной коры. Широкое развитие субвулканических месторождений определенным образом коррелируется с этим бурным флюоритообразованием. Планетарный характер металлогенической эпохи (мел - палеоген - антропоген), для которой весьма характерны рассматриваемые месторождения золота и серебра, подтверждается формированием минеральных ассоциаций этих элементов и сопутствующих им парагенезисов в зонах современной вулканической деятельности, сдвинутой в Восточно-Азиатской ветви в океан, а в Западно-Американской - вглубь континента.



Тема настоящего доклада выбрана мною не случайно; В.И.Смирнов длительное время разрабатывал проблемы вулканогенного рудообразования, и его деятельность в этой области по достоинству была оценена советским правительством: он получил Ленинскую премию. Мне же за открытие крупного серебряного месторождения Дукат было присвоено звание лауреата Государственной премии.



**Список литературы**

1. Белый В.Ф. К проблеме связи тектоники и магматизма. Статья 2. "Базальтовая стадия в геологической истории Земли". Бюл.МОИП М.,1991, т.66, вып. 4, с. 3-11.

2. Ващилов Ю.Я., Зимникова Т.П., Шило Н.А. Петрофизика поверхностных и глубинных образований Северо-Востока Азии. - М.: Наука, 1982. - 163 С.

3. Гирнис А.В., Рябчиков И.Д., Богатиков О.А. Генезис коматиитов и коматиитовых базальтов. - М.: Наука, 1987. - 120 С.

4. Гончаров В. И. Результаты инфракрасной спектрометрии золото-серебряного кварца и некоторые особенности минералообразования на вулканогенных месторождениях/ В кн.: Минералогия и геохимия рудных месторождений Северо-Востока СССР. - Магадан, 1978. С. 34-43.

5. Гончаров В. И., Литвин О.Н. Газы палеогидротерм золото-серебряных месторождений Северо-Востока СССР/ В кн.: Минералогия и геохимия рудных месторождений Северо-Востока СССР. Магадан, 1978 С. 24-33.

6. Доливо-Добровольский В.В. Система Na2O-Al2O3-Fe2O3-SiO2 и подвижность щелочей при магматических явлениях/ В кн.: Очерки физико-химической петрологии. -М.: Наука, 1969. С.45-53.

7.Зимин С. С., Сахно В. Г., Суворов И.Н. и др. Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм. - М.: Наука, 1991. 260 C.

8. Ициксон М.И., Красный Л.И., Матвеенко В. Т. Вулканогенные пояса Тихоокеанского кольца и их металлогения/ В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. /М.: Недра, 1965. С.181-195.

9. Кадик А. А., Френкель М.Я. Декомпрессия пород коры и верхней мантии как механизм образования магм.- М.: Наука, 1982. 118 C.

10. Казанский В. И. Задачи и первые результаты глубокого бурения в рудных районах/ В кн.: Основные проблемы рудообразования и металлогении. - М. Наука, 1990. - С.104-118.

11. Коваленкер В. А. Минералого-геохимические закономерности формирования эпитермальных руд золота и серебра. Автореф. доктор.дисс.М.: ИГЕМ РАН,1995. 102 С.

12. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. - М.: Наука, 1982. - 104 С.

13. Ларин В.В. Гипотеза изначально гидридной Земли. - М. Недра, 1980. - 216 С.

14. Летников Ф.А., Жатнуев Н.С., Лашкевич В. В. Флюидный режим термоградиентных систем.- Новосибирск: Наука, 1985. - 134 С.

15. Маракушев А.А., Перчук Л.Л. Термодинамическая модель флюидного режима Земли/ В кн.: Очерки физико-химической петрологии. - М. Наука, 1974.-С.102-130.

16. Милов А.П., Котляр И.Н. Главные типы вулкано-плутонических ассоциаций Охотско-Чукотского вулканогенного пояса/ В кн.: Геологические исследования на Северо-Востоке СССР. .Магадан, 1975, Вып. 68, С.42-51.

17. Сидоров А.А., Гончаров В.И., Найбородин В.И., Еремин Р.А., Савва Н.Е. О температурной эволюции гидротермального процесса при вулканогенном рудообразовании/ В кн.: Минералогия и геохимия рудных месторождений Северо-Востока СССР. - Магадан, 1978 С.15-23.

18. Смирнов В.И. Сульфидное рудообразование в субмаринных вулканогенных геосинклинальных комплексах./ В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. - М.: Недра, 1965. - С.30-34.

19. Старостин В.И. Роль расплавов в формировании рудных месторождений/ В кн.: Основные проблемы рудообразования и металлогении. - М.: Наука, 1990. - С.137-154.

20. Фремд Г.М. Вулкано-тектонические структуры, вулкано-тектонические системы. Геодинамика, магмообразование и вулканизм. - Петропавловск-Камчатский, 1974

21. Харькив А.Д., Зуенко В.В., Зинчук Н.Н. и др. Петрохимия кимберлитов. - М.: Недра, 1991. - 304 С.

22. Хомич В. Г. Металлогения вулкано-плутонических поясов северного звена Азиатско-Тихоокеанской мегазоны взаимодействия. - Владивосток: Дальнаука, 1995. - 342 С.

23.Шило Н.А. Россыпи Яно-Колымского золотоносного пояса. - Магадан: СВ КНИИ, Вып. 6 ,- 484 С.

24.Шило Н.А. Золотое и золото-серебряное оруденение Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и некоторые вопросы рудообразования. Современные проблемы геологии/ Записки Ленингр. горного ин-та. - 1974. -ХVII, вып.2, C.20-34

25. Шило Н.А. Золоторудные месторождения метаморфогенной, плутоногенной и вулканогенной формаций/ В кн.: Геолого-геохимические исследования месторождений полезных ископаемых на Северо-Востоке СССР.- Магадан: СВ КНИИ АН СССР, 1976, - Вып. 69, - С. 3-41.

26. Шило Н.А. Основы учения о россыпях. - М.: Наука, 1985. - 400 С.

27. Шило Н.А. Расслоенные плутоны и некоторые вопросы рудообразования. Статья 3. Источник базальтоидных магм. - Новосибирск: Наука, 1987, Тихоокеанская геология № 1, С. 120-126.

28. Шило Н.А. Вихри - колыбель Солнечной системы/ В кн.: Гипотезы, прогнозы. Будущее науки. Международный ежегодник. - М.: Знание, 1988. Вып. 21. - С. 89-111.

29. Шило Н.А. Протосолнечное облако/ В кн.: Гипотезы, прогнозы. Будущее науки. Международный ежегодник. - М.: Знание, 1990 Вып.23, С.106-117.

30. 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, С.80-92.

31. Шило Н.А., Сидоров А. А., Гончаров В. И. Условия образования рудных месторождений вулканогенных поясов/ Геология рудных месторождений. 1973, Т.20, N 66.

32. Шило Н.А., Гончаров В.И., Сидоров А.А., Козлов В.К. Особенности поведения золота в хлоридных растворах в стандартных условиях/ В кн.: Минералогия и геохимия рудных месторждений Северо-Востока СССР. - Магадан:СВКНИИ ДВНЦ, 1978, - С. 44-54.

33. Шило Н.А., Сидоров А.А. Минералогические и генетические особенности золоторудных месторождений/ Там же С. 3-14.

34. Шило Н.А., Гончаров В. И., Сидоров А. А. Генетические типы и зональность размещения золотого и серебряного оруденения в пределах вулканогенных поясов и сопряженных с ними структур/ В кн.: Вулканизм и вулкано-структукры. - Тбилиси, 1980.

35. Шило Н.А., Гончаров В. И., Котляр И.Н. Проблемы геологии серебра/ Тихоокеанская Геология. 1985. -N 1. - C. 45-50.

36. Шило Н.А., Гончаров В.И., Ворцепнев В.В., Альшевский А.В. К соотношению метаморфогенного и магматогенного гидротермального минералообразования в золоторудных районах Северо-Востока СССР. Критерии отличия метаморфогенных и магматогенных гидротермальных месторождений. - Новосибирск: Наука,- С. 30-42.

37. Шило Н.А., Гончаров В.И., Альшевский А.В., Ворцепнев В.В. Условия формирования золотого оруденения в структурах Северо-Востока СССР. - М.: Наука, 1988. - 182 С.

38. Шило Н.А., Красный Л.И., Милов А.П. Магматизм Тихоокеанского пояса/ Тихоокеанская геология. Новосибирск. - 1990. - N 4. - C. 3-8.

39. Шило Н.А., Сахарова М.С., Кривицкая Н.Н., Ряховская С.К., Брызгалов И.А. Минералогия и генетические особенности золото-серебряного оруденения Северо-Западной части Тихоокеанского обрамления. - М.: Наука, 1992. - 257 C.

40. Aoki K., Ishiwaka K., Kanisawa S. Fluorine geochemistry of basaltic rocks from continental andioceanic regions and petrogenetic application // Contribs Mineral and Petrol. - 1981. - vol. 76, - P.53-79.

41. Green D.H. Magmatic activity as the major process in the chemical evolution of the Earth's crust and muntl// Tectonophysics. - 1972, - vol.13, N 1-4, - P.47-71.

42. Davidson D.F. Selenium in som epithermal deposits of antimony, silver and gold to similar deposits of gold and mercury // US Geol.Bull. - 1960, - 1112-A.

43. Hollister V. F. Reginal characteristics of porphiry copper deposits of South America // Mining Eng. - 1973, vol.25, N 8, - P. 35-56.

44. Kim O.J. Mineral resources of Korea // Circum-Pacific Energy and mineral resources Memoirs AAPG. - 1976, - N 25. - P. 440-447.

45. Shilo N.A., Milov A.P., Sobolev A.P. Calc-alkaline plutonism along the Pacific rim of Southern Alaska. Circum-Pacific Plutonic Terranes/ The Geological Society of America, Inc., 1983, Memoir, 159. - P. 159-170.