



ГЛАВА VII

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ВУЛКАНИЗМА И ОРУДЕНЕНИЕ

В рифтовых зонах в минералах в составе включений среди газов, помимо воды, которая составляет 80–90% общего объема флюидов при высоком содержании углекислого газа, значительную долю составляют восстановленные газы, а среди них преобладает водород. Пределы колебания составов находятся в узком интервале величин (табл. 7.1). Кроме того, для них характерны очень низкие соотношения K/Na как в расплавах, так и в солевом составе включений в стекле (табл. 7.2). Щелочные оливиновые базальты, развитые в пределах вулканических островов и океанических вулканических поясов (Гавайская цепь, Императорские горы и др.), по сравнению с рифтовыми отличаются меньшим содержанием водорода. Возможно, это связано с окислением флюидов по мере увеличения и консолидированности структур. Как полагают А.А. Маракушев и Л.Л. Перчук (1977), это может быть обусловлено реакциями окисления следующего типа: $\text{CH}_4 + 0,5\text{O}_2 = \text{CO} + 2\text{H}_2$, $\text{H}_2 + \text{O} = \text{H}_2\text{O}$, $\text{CO} + 0,5\text{O}_2 = \text{CO}_2$

Колебания состава газов в зависимости от состава пород различных групп островов значительные. Наиболее близки к толеитам рифтовых зон базальты островов, расположенных у Восточно-Тихоокеанского поднятия или вблизи трансформных разломов (о. Пасхи, Сан-Феликс и др.). Одним из важных в теоретическом отношении является вопрос о соотношении толеитовых и щелочных базальтоидов как в пределах структур Тихого океана, так и вообще в геологии. Существует много критериев, которые позволяют выделять их как самостоятельные образования или как связанные между собой. Изучение флюидного режима пород этих формаций на примере структур Тихого океана показало различие в содержании восстановленных и окисленных газов, что, возможно, связано с уровнями генерации расплавов. Но возможен и эффект подкисления или ошелачивания, связанный с флюидно-магматическим взаимодействием в магматической колонне. Как показали геофизические работы в пределах зоны гавайских действующих вулканов, такие колонны разогретого вещества уходят на значительные глубины в мантию, где связываются с основными зонами генерации расплавов. Пульсационное внедрение таких расплавов, возможно, приводит к сложным взаимоотношениям щелочных и толеитовых базальтов (например, на вулканах Гавайских островов).

Более сложные взаимоотношения вскрываются в скв. 165 и 169, пробуренных в Центрально-Тихоокеанской котловине, вблизи поднятия Лайн, где отмечаются толеитовые и щелочные разности, часть из которых, возможно, связана с подводным выветриванием. По микроэлементам, особенно по уровню Ni, Co и Cr, выделяются щелочные базальты, встреченные в скв. 170, которые, видимо, можно считать мантийными, внедрившимися в базальты второго слоя.

Следует кратко остановиться на характере распределения хлора и фтора, поведение которых рассматривалось ранее в соответствующих разделах. Суммируя эти данные, можно отметить, что существуют два уровня их распреде-

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ВУЛКАНИЗМА И ОРУДЕНЕНИЕ

Т а б л и ц а 7.1. Состав газов в лавах базальтовых формаций Тихого океана, зоны перехода азиатской окраины (Моисеенко, Сахно, 1982)

| Место взятия, порода | CO ₂ | | CO | | CH ₄ | | H ₂ | | N ₂ | |
|--|-----------------|-------|----------|-------|-----------------|-------|----------------|-------|----------------|-------|
| | ммоль/кг | экв.% | ммоль/кг | экв.% | ммоль/кг | экв.% | ммоль/кг | экв.% | ммоль/кг | экв.% |
| Базальты океана | | | | | | | | | | |
| Базальты океанических рифтов | 15.98 | 68.1 | 2.16 | 9.2 | 0.31 | 1.3 | 5.0 | 21.4 | - | - |
| Оливиновые базальты океанических островов | 8.60 | 68.2 | 1.51 | 12.0 | 2.16 | 17.1 | 0.33 | 2.7 | - | - |
| Базальты континента | | | | | | | | | | |
| Щелочной оливиновый базальт | 8.02 | 67.6 | 2.84 | 23.9 | 0.27 | 2.3 | 0.64 | 2.3 | 0.12 | 1.0 |
| Толейты | 13.04 | 80.9 | 2.71 | 16.8 | 0.14 | 0.9 | 0.22 | 0.4 | - | - |
| Островные дуги | | | | | | | | | | |
| <i>Малая Курильская</i> | | | | | | | | | | |
| Щелочной базальт | 16.46 | 61.5 | 20.1 | 7.5 | 0.70 | 2.6 | 6.46 | 24.1 | 1.15 | 4.3 |
| Толейт | 28.42 | 77.3 | 2.87 | 7.8 | 3.64 | 9.9 | 0.85 | 2.3 | 1.00 | 2.7 |
| <i>Большая Курильская</i> | | | | | | | | | | |
| Базальт (толейт) | 77.14 | 89.4 | 5.37 | 6.2 | 1.20 | 1.14 | 2.56 | 3.0 | сл. | - |
| Окраинные моря | | | | | | | | | | |
| <i>Японское</i> | | | | | | | | | | |
| Базальт | 21.87 | 84.7 | 2.73 | 10.6 | 0.08 | 0.3 | 0.12 | 0.3 | 0.03 | 0.1 |
| Щелочной базальт западных островов (Улындо, Чукто) | 48.60 | 93.7 | 1.82 | 3.5 | 0.35 | 0.7 | 0.86 | 1.6 | 0.26 | 0.5 |
| Меймечит (складчатые структуры Сихотэ-Алиня) | 11.19 | 68.1 | 0.37 | 2.3 | 0.50 | 3.0 | 4.38 | 26.6 | - | - |

ления: в глубинных, в условиях ликвидусной кристаллизации минералов, и в остаточных расплавах в близповерхностных камерах. В связи с этим выделяется несколько типов распределения: а) высокий уровень фтора по отношению к хлору от стадии зарождения до извержения толейтовой и субщелочной серий океанических поднятий (Гавайи, Самоа и т.д.); б) резкое накопление фтора к заключительным этапам (Фиджи, Таити, Восточно-Тихоокеанское поднятие); в) хлоридный тип — высокий уровень хлора в первичных и остаточных расплавах (базальты Галапагосского рифта и др.). Островные дуги, развитые по периферии океанического бассейна, на стыке океанической плиты и зоны перехода, характеризуются интенсивным многообразным вулканизмом. При этом состав базальтов начальных фаз извержения для двойных дуг, таких, как Курильская, различен, а направление дифференциации Большой и Малой дуг имеет свои особенности. Малокурильский островодужный комплекс дифференцирует от толейтов к щелочным базальтам и трахибазальтам. Эволюция газовой составляющей лав начинается от сильно восстановленных флюидов, в

Т а б л и ц а 7.2. Солевой состав флюидных включений в вулканических породах Тихоокеанского пояса

| Место взятия, порода | K | Na | Ca | Mg | Cl | S |
|--|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| | ммоль/кг | ммоль/кг | ммоль/кг | ммоль/кг | ммоль/кг | ммоль/кг |
| Рифтовые зоны , базальт | 0.01 | 10.26 | 3.73 | 1.27 | 0.67 | 0.18 |
| Океанические острова , базальт | 0.04 | 0.92 | 2.11 | 1.01 | 0.22 | 0.40 |
| Континентальные | | | | | | |
| Щелочные базальты | 0.12 | 1.70 | 3.06 | 3.92 | 0.27 | - |
| Толейты | 0.08 | 0.16 | 1.2 | 0.71 | 0.04 | - |
| Дно окраинных морей (Японское), базальт | 0.02 | 1.82 | 2.6 | 1.05 | 0.04 | - |
| Островные дуги | | | | | | |
| Большая Курильская | | | | | | |
| Базальт (толеит) | - | 26.25 | 2.93 | 2.72 | 0.73 | - |
| Трахибазальт | 0.20 | - | 3.33 | 3.65 | 0.85 | 0.10 |
| Андезит | 0.01 | 26.91 | 2.61 | 1.49 | 0.11 | - |
| Малая Курильская | | | | | | |
| Трахибазальт | - | - | 4.21 | 1.40 | 0.43 | - |
| Базальт | - | 2.12 | 3.6 | 1.49 | 0.09 | - |
| Андезит | - | 0.86 | 2.09 | | 0.12 | - |
| Континентальные вулканические пояса | | | | | | |
| Окраинный, липариты | 0.13 | - | 1.59 | 2.22 | - | - |
| Внутренняя зона, андезиты | 0.11 | - | 1.69 | 1.77 | 0.53 | 0.34 |

которых доля водорода равна 24%. Толейты последующей фазы сопровождаются повышением количества окисленных газов ($CO_2 = 77\%$, табл. 7.1), а количество водорода сокращается в несколько раз. Субщелочные базальты этого комплекса по составу газов, законсервированных в минералах, близки к первичным базальтам дна океана. Наиболее щелочные разности и сиениты резко обогащаются окисленными газами и водой, что способствует дифференциации в малоглубинных камерах. Базальты Большой Курильской дуги, относимые к глиноземистым базальтам, отличаются резким увеличением окисленных газов (до 89%). Таким образом, с увеличением мощности коры и ее консолидированности увеличивается доля окисленных газов в составе флюидной фазы..

Заслуживает внимания характер эволюции газов в известково-щелочной и толейтовой сериях Большой Курильской дуги. Породы известково-щелочной серии характеризуются значительно более высоким уровнем общего объема флюидов, среди которых преобладают вода и CO_2 , что их отличает от более «сухих» толейтовых серий. Как полагают некоторые исследователи, размещение серий прежде всего обуславливается мощностью коры, что, возможно, и определяет более окисленный характер флюидов в известково-щелочной среде. Но данные по островам средней части дуги (о. Симушир), где кора имеет субокеаническую мощность, показывают, что здесь развита серия, для которой характерен состав газов, близких к известково-щелочной серии. Напрашивается вывод, что проявления известково-щелочной серии прежде всего контролируются составом флюидной фазы и в меньшей степени мощностью коры.

Распределение фтора и хлора, изученное на примере пород различных фаций и формационной принадлежности, показывает, что на всех уровнях кристаллизации расплавов выдерживается хлоридный тип (преобладание

хлора над фтором в 10 раз и более). И лишь в некоторых структурах фтор накапливается в поздних кремнекислых калиевых дифференциатах. Для них характерны типы минерализации оловянная, олово-полиметаллическая и др. Натрово-хлоридная специфика большинства вулcano-экструзивных образований определяет и основной тип оруденения – медно-сульфидный.

В лавах окраинных морей, образование которых, как было показано выше, связано с процессами разного порядка, по петрологическим данным намечаются две группы пород по составу газов. В базальтах дна Японского моря газы близки к островодужным, но отличаются низким содержанием водорода. По ряду петрохимических, петрографических и геохимических признаков они также аналогичны базальтам островных дуг. А базальты бассейна Лау (море Фиджи) близки к примитивным толеитам (Karig, 1971). Состав флюидов щелочных базальтоидов западных островов Японского моря (Уллындо, Чукто) отличается от состава газов, закапсулированных в базальтах дна морей, что, видимо, связано с различным их происхождением (см. табл. 7.1). На основании геофизических, геологических и петрологических данных была предложена модель формирования коры центральной части дна окраинных морей в результате рифтинга (Karig, 1971).

Широкое внедрение термобарогеохимических исследований в сочетании с термодинамическими расчетами газовых равновесий и экспериментальным моделированием позволяет восстановить первичный флюид.

Попытки реставрации физико-химических условий кристаллизации минералов с помощью термодинамических расчетов и экспериментальных данных рассмотрены в работах Н.И. Хитарова (1979), А.А. Маракушева и Л.Л. Перчука (1977), Э.Б. Эпельбаума (1980), Н.С. Никольского (1980) и др. При этом созданы приемы расчета равновесных концентраций газов на основе математического моделирования в поликомпонентных системах для заданных температур и давлений (Heald, 1968; Волков, Рузайкин, 1974). И все же результаты этих расчетов в большинстве не удовлетворяют условиям равновесия, исходя из реальных геологических обстановок. Наиболее удовлетворительными являются принципы моделирования равновесных составов поликомпонентных фаз, изложенные в методике Н.С. Никольского (1980). Они позволили проверить аналитические данные по составу газов (полученные при вскрытии включений в интрателлурических минералах с помощью газовой хроматографии) и отобрать те результаты, которые удовлетворяли параметрам равновесия $P_{\text{общ.}} - t, fO_2$. При этом предполагалось, что в магматических расплавах газы находятся в равновесии между собой, а также с жидкими и твердыми фазами. Следовательно, субликвидусная кристаллизация минеральных фаз в магмах проходила в условиях равновесия с флюидной частью, растворенной в расплаве, и, как показывают расчеты, для основных магм, соответствующих полю устойчивости железа. В дальнейшем происходит повышение окислительного потенциала до уровня устойчивости фаялита. Таким образом, о характере флюидных фаз можно судить по расчетам с использованием летучести кислорода, фиксируемыми равновесиями с участием минеральных фаз, а также буферными смесями (Никольский, 1980). Основным выводом, полученный на основе термодинамических расчетов, заключается в том, что глубинные флюиды являются восстановленными, метаново-водородными, а кристаллизация глубинных магматических расплавов происходит в окислительно-восстановительных условиях, соответствующих буферу железа.

На основании этой методики представляется возможным определение параметров равновесия газовых смесей по аналитическим данным, а сле-

довательно, решение многих вопросов магматизма. Анализ такого материала на примере некоторых структур Тихого океана, зоны перехода и континентальной окраины показывает, что роль флюидов в магматизме и эволюции является определяющей и имеет свои отличительные особенности как в каждой из них, так и в отдельных структурах. Прежде всего обратимся к анализу особенностей вулканогенных образований и эволюции магматизма океанических структур. Своеобразны породы дна океанов и океанических островов. В континентальных структурах трудно найти аналоги океанических пород, которые бы полностью повторяли петролого-геохимические характеристики последних. Это выражается в соотношениях петрогенных окислов и малых элементов и поведении редкоземельных элементов, что в какой-то степени подтверждает глобальную асимметрию континентальной и океанической частей планеты. Нечто подобное обнаружено и на Луне, что заставляет предполагать либо изначальную протопланетную асимметрию, либо существенную дифференциацию материала литосферы в начальные периоды развития Земли. Но существует своеобразие составов пород для отдельных структур и блоков внутри океана, что позволяет на фоне общей закономерности океанических магматических пород выявить специфику эволюции, которая зависит от глубины формирования расплавов и участия в этом процессе глубинных флюидов и последующей дифференциации. Один из основных вопросов петрологии вулканических пород океана – соотношение щелочных и толеитовых серий. Этот вопрос затрагивался во многих работах как советских, так и зарубежных геологов (Маракушев и др., 1979; Энгель, Энгель, 1968).

Существуют два взаимоисключающих представления относительно толеитов и щелочных базальтов: 1) щелочные базальты являются самостоятельными и более глубинными; 2) щелочные породы – производные толеитовой магмы. Анализ материалов, полученных при драгировании и бурении дна океана, показывает, что океанические толеиты слагают обширные пространства структур океанического дна и представлены своеобразным типом – низкокалиевыми толеитами. Щелочные базальты известны только на островных или подводных возвышенностях с более развитой корой. На островах также развиты толеиты, составляющие большую часть фундамента, но в отличие от океанических толеитов они более калиевые и титанистые и характеризуются несколько иным уровнем редких элементов, что позволяет выделить их в группу островных толеитов. Толеиты этой группы по составу значительно варьируют, отличаются прежде всего содержанием калия и титана. Более того, устанавливается корреляционная зависимость между содержанием этих окислов и глубинным строением, особенно мощностью коры (базальтового слоя). Таким образом, среди островных толеитов трудно выделить дискретные группы.

Щелочные базальты слагают самостоятельную серию, отличающуюся от островных и океанических толеитов по составу как петрогенных окислов, так и малых элементов. Особенно это касается поведения таких элементов, как Rb, Cs, Sr, Ba, La, K, Ti, Zr, Nb, V, и характера их накопления в процессе эволюции. Так, неоднократно отмечалось различное поведение Rb, Cs, Sr, Ba и других элементов в толеитовых и щелочных базальтах, особенно отношение K/Rb, Sr/Ba и т.д. (Gast, 1965; Hart, 1971).

Если подойти с позиции самостоятельности толеитовой и щелочной магм как производных разноглубинных зон генерации, то многие особенности состава и характера распределения этих элементов в толеитовых и щелочных магмах легко объяснить, учитывая влияние потока глубинных флюи-

дов, на роль которых в петрогенезисе магматических расплавов указывали Д.С. Коржинский (1959), А.А. Маракушев (1979) и др. Высокая восстановленность глубинного флюида, состоящего в основном из водорода и углерода, способствует выщелачиванию из пород мантии элементов, обладающих в кислотно-основном ряду согласно принципу кислотно-основного взаимодействия более щелочными свойствами. Глубинные флюиды и расплавы экстрагируют более щелочные элементы и обогащаются ими. В связи с этим при возрастании глубины экстракция таких элементов, как рубидий по отношению к калию, цезий по отношению к рубидию, барий по отношению к стронцию, возрастает, что отмечается в щелочных базальтах; в толеитах – обратные соотношения.

В более глубинных породах одновременно возрастает роль тугоплавких элементов (Mg, Sr, Ni, Co), но соотношение тугоплавких и легкоплавких элементов сдвигается в сторону легкоплавких (Ti, V и т.д.). Это соответствует механизму селективного плавления. Согласно нашим данным на основе термодинамических расчетов устанавливается, что первичный флюид имел существенно водородно-метановый состав при весьма низкой фугитивности кислорода ($\lg fO_2 = 12-16$), высоких температурах ($t = 1250-1340^\circ\text{C}$) и давлении. Объем флюидной фазы в океанических базальтах весьма мал. Объем флюидной фазы в расплаве возрастает в 2 и более раза от толеитов океанического дна к островным толеитам и щелочным базальтам (табл. 7.3).

Обогащение остаточных расплавов в промежуточных очагах флюидами, среди которых появляется вода в значительных количествах, а также фтор, приводит к ликвационным явлениям. Так, на о. Пасхи кислые обсидианы (комендиты) в экструзивных фациях обогащены фтором и водой, обладают расслоением, а по характеру распределения микроэлементов и тугоплавких окислов ($MgO = 0,1$) они являются «рафинированными» кремнекислыми расплавами – производными первичной толеитовой магмы.

Показателем глубинности магм являются величина связи и положительные корреляционные соотношения K/Ti, K/Ni, K/Co, K/Sr и другие, для которых с глубиной такие связи усиливаются. Анализ таких данных, приведенный в соответствующих главах, показывает, что наиболее высокой коррелятивной связью отличаются щелочные лавы о. Таити. В меньшей степени это характерно для щелочных пород Гавайских островов, еще в меньшей степени – для базальтов островов Восточно-Тихоокеанского поднятия, а в рифтовых долинах и океанических толеитах дна океана проявлено весьма слабо.

Резюмируя все изложенное по океаническому вулканизму, можно сделать следующие выводы: а) особенности состава базальтоидов структурных элементов океана определяются глубиной генерации, стимулируемой потоком сквозьмагматических флюидов, которые экстрагируют элементы на различных уровнях в мантии, не свойственные ей (некогерентные: K, Rb, Sr, Ba и др.), и обогащают их расплавы; б) наименее глубинными и более «сухими» являются океанические толеиты (генерация островных толеитов, а тем более щелочных базальтоидов проходила при больших глубинах и флюидном потоке); в) увеличение мощности коры, особенно под островными системами в океанах, сопровождается появлением промежуточных очагов при вулканических процессах, в которых происходит накопление флюидов, их окисление и дифференциация. Степень дифференцированности находится в прямой зависимости от состава и количества флюидов. Резкое увеличение их к заключительным этапам формирования структур приводит к появлению дифференцированных серий, как на о. Пасхи (оливиновые толеиты – гавайиты – муд-

жиериты — бенморейты — трахиты и риолитовые стекла), или толеитовой серии островов Гавайи (толеитовые базальты-исландиты-риодациты), или щелочных — натрового или калиевого направления (острова Гавайи, Таити, Самоа, Пасхи).

Кремнекислые дифференциаты толеитовой и щелочной серий, как правило, занимают небольшие объемы. С ними связаны зоны изменения и переработки пород гидротермальными растворами. В океанических структурах неизвестны сколько-нибудь заметные рудопроявления, но наличие горячих рудоносных рассолов вдоль активных зон вулканизма, обнаруженных во многих районах дна океана и приуроченных к долгоживущим тектоническим и вулканическим центрам, показывает возможность образования рудных залежей только в тех структурах, для которых характерен длительный и устойчивый вулканический процесс, сопровождаемый устойчивым флюидным потоком и глубокой дифференциацией.

Возможно, что приуроченность скоплений богатых рудными элементами конкреций к трансформным разломам связана с выносом на океаническое дно рудных эманаций гидротермами из магматических резервуаров, сосредоточенных вдоль этих разломов. Но создание рудно-магматических долгоживущих систем в пределах тонкой океанической коры представляется весьма редким явлением. Они возникают там, где существует долгоживущая магматическая система, связанная с зоной разломов, уходящей глубоко в мантию, вдоль которой проходит циркуляция флюидов.

Островодужные системы, представляющие собой границы континентального и океанического блоков, характеризуются иным составом продуктов и интенсивностью вулканических процессов. Прежде всего резко возрастает газовая фаза при вулканизме, что приводит к катастрофическим извержениям глубинных расплавов. Коэффициент эксплозивности, который отражает степень участия флюидов при извержениях, наглядно иллюстрирует влияние газов при островодужном вулканизме. Если в океанических бассейнах коэффициент эксплозивности не более 3%, в платформенных извержениях около 17%, то в островодужных он возрастает до 95% (Ритман, 1963). В островных дугах эксплозивность возрастает вследствие более высокого флюидного потока, хотя начальные стадии формирования вулканитов, как правило, отличаются небольшой ролью флюидов.

Сравнение островодужных толеитов с океаническими показывает глубокие отличия между ними. Для островодужных толеитов характерны низкие уровни сидерофильных элементов, низкая калиево-щелочность и титанистость, высокая глиноземистость. Появление известково-щелочной серии, в которой доминируют андезиты (наряду с петрогеохимическими особенностями, а также флюидным режимом), позволяет предполагать другой механизм их формирования. Однако в составе серии имеются вулканиты основного состава, отличающиеся более высокими концентрациями сидерофильных элементов (особенно хрома). Таким образом, можно предполагать, что существуют разные уровни генерации основных расплавов.

Особое место в вопросе о происхождении вулканитов островных дуг занимают андезиты. Для объяснения их генезиса привлекается несколько механизмов: кристаллизационной дифференциации, ассимиляции корового материала, подкорового выплавления (Горшков, 1967; Green, Ringwood, 1968; Kushiro, 1972). Надо отметить, что ни одна из предложенных точек зрения удовлетворительно не объясняет геологические и петрогеохимические особенности андезитов островных дуг. Известково-щелочные серии часто имеют

сложные взаимоотношения с толеитами, но в отличие от последних они характеризуются повышенным количеством флюидов и высокой explosивностью. Анализ распределения этой серии относительно глубинного строения и мощности коры на примере Курильской, Алеутской и других островных дуг показывает, что нет определенной взаимосвязи между мощностью коры и развитием известково-щелочной серии в островодужных системах. Изменяющийся, как по составу, так и по объему флюидный поток контролирует толеитовую и известково-щелочную тенденции магматических расплавов. Часто проявляющаяся «толеитовая» направленность дифференциации в известково-щелочных сериях определяется высокой долей восстановленных флюидов. Увеличение количества окисленных газов, и особенно воды, изменяет характер эволюции расплавов. Это отражается и в минеральном составе (появление большого количества пироксеновых разностей с магнетитом).

Поведение в магнетитах таких микроэлементов, как ванадий, титан, и их соотношения с окислами железа определяются фугитивностью кислорода. Она наибольшая в «обводненных» андезитах и дацитах известково-щелочной серии. Как показали результаты анализа газов в породах островных дуг, состав газов и его объем колеблется в значительных пределах. Это относится к соотношению окисленных и восстановленных газов в минеральных фазах различных стадий кристаллизации. На основе предварительных термодинамических расчетов по малочисленным аналитическим данным можно считать, что основу флюидного потока составляли прежде всего водород, метан и, видимо, сера. Окисление их проходило на различных уровнях, что оказывало существенное влияние на эволюцию расплава.

Сложное динамическое равновесие между флюидом и расплавом, а также пульсационный характер проявления газового режима определили, с одной стороны, сложные взаимоотношения серий, а с другой – общий петрохимический профиль, свойственный островодужным сериям, прежде всего их низкую калиевость и титанистость, являющуюся, видимо, следствием не малоглубинного генезиса, а высокой динамичности первичного флюида и большого потока, вынесшего калий, титан и другие компоненты за пределы магматических резервуаров. Возможно и другое объяснение этого явления: высокая степень окисления первичного флюида (водорода) – до воды, которая в данном случае уже является щелочным компонентом, обуславливающим экстракцию из пород фундамента кремнезема. О значительных объемах флюидного потока, сопровождающего андезитовый вулканизм в островных дугах, говорят результаты газового анализа (табл. 7.3), а также огромные массы пирокластического материала. Появление больших объемов андезитов, видимо, явилось следствием флюидно-магматического взаимодействия, при котором первичный базальтовый расплав обогащался кремнеземом и щелочами, привнесенными флюидами. Кислый вулканизм как самостоятельная фаза в островодужных поясах, как правило, отсутствует или выражен небольшими объемами: экструзиями, пирокластическими потоками, пемзовыми образованиями и игнимбритами «малых объемов». При этом они несут признаки дифференциатов базальтовой магмы, что выражается в петрохимическом, минералогическом составе и характере распределения микроэлементов.

В островодужных поясах, особенно в «зрелых» дугах, формируются магматогенно-рудные системы, представляющие собой долгоживущие магматические очаги с глубокой дифференциацией и проявлениями экструзивных фаций кислого состава, вдоль которых проходила длительная циркуляция флюидов и гидротерм. В пределах таких систем формируются месторожде-

ния. В континентальной окраине наиболее широко на порядок проявлена известково-щелочная серия с высокой эксплозивностью извержений (до 95–99%). Количество флюидов в породах континентальных поясов по сравнению с океаническими и островодужными поясами возрастает на порядок.

Таблица 7.3. Параметры газового режима в вулканических структурах океана и островных дуг

| Комплекс, порода | H ₂ O, ммоль/кг | V, см ³ /кг | C/H | C+H/O | CO+H ₂ /CH ₄ | CO/CO ₂ | F/Cl во включениях | F/Cl в остаточных растворах |
|---|----------------------------|------------------------|-------|-------|------------------------------------|--------------------|--------------------|-----------------------------|
| Океан | | | | | | | | |
| Восточно-Тихоокеанское поднятие | | | | | | | | |
| Толеит | 128.0 | 278.5 | 1.70 | 0.84 | 21.08 | 0.03 | 0.05 | 2.5 |
| Галапагосский рифт | | | | | | | | |
| Толеит | 171.0 | 346.0 | 2.45 | 0.75 | 14.36 | 0.09 | 0.11 | 0.55 |
| Острова Восточно-Тихоокеанского поднятия и Западной провинции | | | | | | | | |
| <i>Кокос</i> | | 913.4 | 1.59 | 0.98 | 7.94 | 0.30 | - | - |
| <i>Пасхи</i> | | | | | | | | |
| Толеит | | 753.2 | 1.67 | 0.61 | 6.81 | 0.18 | - | 0.40 |
| Липарит | 270.1 | 821.0 | 2.01 | 0.64 | 15.51 | 0.45 | - | 0.90 |
| <i>Гавайи</i> | | | | | | | | |
| Толеит | | 1113.3 | 3.95 | 0.79 | 25.05 | 0.29 | 0.99 | 1.2 |
| Щелочной базальт | | 2225.0 | 1.08 | 0.51 | 116.1 | - | - | - |
| <i>Таити</i> | | | | | | | | |
| Базальт | | 1049.0 | 6.78 | 0.63 | 39.17 | 0.17 | 0.21 | 2.0 |
| <i>Самоа</i> | | | | | | | | |
| Щелочной базальт | | 566.2 | 6.15 | 0.70 | 100.1 | 0.70 | 0.06 | 0.6 |
| Островные дуги | | | | | | | | |
| Малая Курильская | | | | | | | | |
| Толеиты | | 983.6 | 1.61 | 0.89 | 24.88 | 0.02 | 0.16 | 2.0 |
| Трахибазальты | | 2641.0 | - | - | - | - | 0.02 | 1.66 |
| Большая Курильская | | | | | | | | |
| Толеиты | | 1281.0 | 17.85 | 0.55 | 8.55 | 0.1 | 0.07 | 0.4 |
| Известково-щелочной комплекс | | 4715.9 | 9.18 | 0.63 | 26.54 | 0.30 | 0.03 | 0.7 |

Безусловно, проблема происхождения кислых расплавов — одна из самых сложных. Сейчас все больше появляется сторонников более глубинного генезиса кислых магм, однако непосредственное выплавление кислых расплавов из мантии вряд ли возможно. Для этого, согласно данным И.Куширо (1972), необходимо высокое давление воды, что трудно предполагать на основании данных современных экспериментов. По результатам наших исследований включений в минералах ультраосновных пород, содержание воды значительно меньше 1%.

Повышение уровня воды, отмечаемое для некоторых минералов из ксенолитов, очевидно, объясняется заимствованием из вмещающих базальтов при их транспортировке.

Вместе с тем при переходе от океана к структурам островных дуг, и в большей степени к окраинным поясам, количество флюидной фазы (особенно воды) в породах возрастает в кислых расплавах. Процесс обогащения летучими и водой кислых дифференциатов характерен и для океанических формаций, бедных газовой составляющей. Резкое обогащение их летучими и водой, а также хлором и особенно фтором по сравнению с базальтами приводит к появлению ликвационных структур в экструзиях. Тем не менее этот процесс является не настолько резким по сравнению с островодужными дифференциатами, где объем их в общем балансе весьма значителен. Еще более резкое обогащение расплавов летучими отмечается для континентальных окраин. Так, в вулканитах окраинно-материковых поясов возрастание флюидной фазы, и особенно воды, имеет скачкообразный характер. Этот фактор резкой перенасыщенности расплавов флюидами отражает появление больших масс кислых расплавов, представляющих собой «флюид-порфировые» комплексы или игнимбриты «больших объемов».

Высокая калиевоность, накопление таких летучих, как фтор и хлор, в экструзивных фациях и повышенный уровень некоторых рудных элементов определяют его металлогеническую специализацию. Характерно, что и гидротермальный режим наследует общую закономерность магматической стадии эволюции комплекса. На примере некоторых комплексов (богопольского и самаргинского) прослеживается общий характер зональности пояса: в восточных структурах для основных вулканитов характерен более углеродистый и окисленный флюид; для западных — более кремнекислый состав, а отношение C/N сдвигается к водородному и менее окисленному типу, что определяет толеитовую тенденцию, т.е. наличие более железистых разностей минералов, а также устойчивость муассонита и графита.

Инверсия флюидов в отдельных структурах определяет появление ультракислых и ультракалиевых липаритов с высоким отношением F/Cl, особенно в экструзивных фациях с явлениями ликвационного расслоения. Высокие концентрации фтора и некоторых рудных элементов определяют металлогеническую специализацию этих структур. Как правило, эти комплексы развиты в центральной части сводовых поднятий и куполов, что согласуется с общей тенденцией — приуроченностью к ним высокотемпературных типов рудной минерализации олова (кварцевый тип и т.д.). Следует заметить, что в структурах (например, Шандуйской), в которых флюидный режим не был интенсивным, рудная минерализация отсутствует.

Металлогеническая специализация магматогенных комплексов зависит не только от флюидного режима, но и от геохимической специализации фундамента и мантии.

По данным, основанным на изучении глубинных ксенолитов (Сахно и др., 1971), установлено, что существует латеральная неоднородность в составе мантии. Это подчеркивается распределением микроэлементов в составе породообразующих минералов. Для зоны перехода пород мантии (в сравнении с общепланетарным кларком) характерны повышенные содержания меди, олова, свинца, цинка, серебра, бора и т.д. Безусловно, существует связь между высокими содержаниями микроэлементов в мантии и магматических породах, слагающих вулканические пояса. Анализ данных по распределению элементов, особенно рудного профиля (Sn, Mo, Pb, Zn, Cu и т.д.), показывает, что почти все вулканогенные формации континентальной окраины Северо-Восточной Азии характеризуются повышенными (против кларкового) содержаниями олова, бора, свинца, серебра, т.е. элементов, являющихся типо-

морфными для этой части Тихоокеанского пояса. Это свойственно и американской части океана, что находит подтверждение в виде многочисленных месторождений Северной и Южной Америки в вулканогенных формациях, близких по составу и времени формирования. Для всей структуры в целом вырисовывается определенный металлогенический профиль. Однако даже в пределах отдельных вулканических поясов намечается зависимость содержания рудных элементов в породах от концентрации в них газов и соотношения щелочей. Таким образом, щелочность магматических пород, содержание в них рудных компонентов и газонасыщенность минералов тесно взаимосвязаны. Следует заметить, что, как отмечают Л.Н. Когарко (1972) и другие исследователи, наиболее высокие содержания воды, хлора, фтора, серы и углекислоты характерны именно для пород повышенной щелочности. Известно, что растворимость воды в силикатных и алюмосиликатных расплавах увеличивается с ростом мольных долей щелочных катионов (Когарко, 1972). Наиболее высокие содержания фтора, хлора и серы характерны для сиенитов и нефелиновых сиенитов, а карбонатиты (ультраосновная щелочная формация) концентрируют огромное количество углекислоты. Способность щелочных магм накапливать повышенное количество летучих компонентов и удерживать их до самых поздних стадий дифференциации отмечали многие исследователи (Коржинский, 1968; Маракушев, 1973). В свою очередь, такие летучие, как фтор, хлор, сера, углекислота, способны экстрагировать рудные компоненты из пород. Уже отмечалось, что наблюдаются значительные колебания уровня газовых фаз от структуры к структуре, что приводит к появлению более высокотемпературных комплексов в отдельных структурах.

Анализ размещения рудных месторождений в вулканических поясах американской и азиатской частей Тихоокеанского пояса показывает, что большинство из них сосредоточено в купольных и сводовых структурах, где долгий период сохранялись условия «закрытости» флюидно-магматической системы, способствующей глубокой «проработке и пропарке» всей магматической колонны. Это создает оптимальные условия для экстракции рудных элементов, переноса и отложения их в верхних горизонтах.

Условия открытой системы вызывают эксплозивный, скоротечный вулканизм, часто сопровождаемый многовыходным ареальным типом извержений и формированием протяженных игнимбритовых полей больших объемов. При эксплозивном вулканизме, развивающемся в условиях растяжения, чаще всего нет благоприятных условий для концентрации значительных количеств рудного вещества. Видимо, поэтому основные рудные узлы, связанные с определенными вулканическими комплексами в Восточно-Сихотэ-Алинском поясе, так же как и в других поясах, тяготеют к тыловым частям, где формируются купольные и сводовые поднятия (Журавлевский, Арму-Иманский и др.), а вулканические структуры на Американском побережье, формировавшиеся в условиях сжатия, имеют весьма высокую перспективность.

Для образования крупных скоплений ценных компонентов важное значение имеет также состав пород, в которых развивается промежуточный магматический очаг, и состав пород, вмещающих рудные залежи. На Американском побережье это эвгеосинклинальные комплексы с мощными толщами карбонатных пород, при ассимиляции или метаморфизме которых выделяются огромные количества двуокси углерода, являющиеся основным компонентом газовой фазы подавляющего количества гидротермальных флюидов. Здесь необходимо отметить, что соединения углерода играют большую роль в транспорте рудных элементов, а углерод — элемент с переменной валентно-

стью — чаще всего определяет величину окислительно-восстановительного потенциала минералообразующего раствора. В отличие от американского в азиатском секторе Тихоокеанского подвижного пояса больше развиты миогеосинклинальные терригенные толщи с редкими биотермами. Вследствие этого перспективны на поиски некоторых полезных ископаемых при благоприятных геологических и геохимических факторах в структурах вулканогенного пояса Сихотэ-Алиня блоки фундамента с биогермами в вулканокупольных структурах и сводовых поднятиях.

Вулканизм обеих ветвей Тихоокеанского подвижного кольца имеет много общего: как на Азиатском, так и на Американском континенте установлены одни и те же формации с одинаковым порядком их чередования. В обеих ветвях пояса проявляется сходная последовательность смены базальтоидных накоплений салических и щелочно-салическими.

Однако различен переход от океана к континенту в западном и восточном сегментах Тихого океана, неодинакова мощность земной коры и различны условия господствующих деформаций на Азиатском и Американском континентах. Видимо, в связи с этим на западном побережье Америки роль кислого вулканизма более высокая и более интенсивно проявлена рудная минерализация. Как к западу, так и к востоку от подвижных поясов Тихого океана последовательно увеличивается мощность земной коры, возрастает насыщенность пород кремнекислотой и повышается роль калия в составе щелочей. Мы неоднократно отмечали, что постмагматические флюиды наследуют черты флюидов магматической стадии (Моисеенко, 1977; Моисеенко, Малахов, 1979; Моисеенко, Сахно, 1980), поэтому металлогеническая зональность Тихоокеанского пояса определяется изменением в направлении от океана к континенту состава флюидов. Так, флюиды вулканитов некоторых океанических островов и в особенности побережья Американского континента, а также островных дуг характеризуются преобладанием в группе катионов натрия и в группе анионов соединений серы. Этими флюидами формируются многочисленные месторождения меди, которая имеет теснейшее химическое сродство с серой. Металлогения островодужных систем, где господствует андезитовый магматизм, характеризуется широким развитием месторождений серы и алунитов. Крайним поясам более свойственна золото-серебряная минерализация, сформированная гидротермами с дефицитом серы, преобладанием бикарбонат-иона в группе анионов и заметно возросшим количеством калия в группе катионов. От океана к континенту, от глубоких горизонтов к поверхности, во флюидах возрастает роль калия и меняется характер рудной минерализации. Во внешних зонах Тихоокеанского металлогенического пояса широко проявлены калиевые гранитоиды и ассоциирующая с ними оловянная минерализация.

В однотипных вулканоплутонических ассоциациях, принадлежащих к единым формационным системам, тенденция нарастания щелочности просматривается в направлении не только от океана к континенту, но и от осевых частей активных зон к периферии, а по вертикали — от ранних образований к поздним. Прежде всего в связи с этим наряду с глобальной металлогенической зональностью проявлена и региональная металлогеническая зональность, когда в осевых частях вулканогенов, так же как и во внутренней мегазоне Тихоокеанского подвижного пояса, где преобладают флюиды серно-натриевого типа, наиболее широко проявлены месторождения серы, медных колчеданов, золота и полиметаллических сульфидных месторождений. По периферии вулканогенов, так же как и во внешней мегазоне Тихоокеанского подвижного пояса, проявлено золото-серебряное, вольфрамовое и оло-

вянное оруденение, сформированное флюидами, обогащенными бикарбонат-ионом, хлором, фтором и калием в группе катионов.

Влияние щелочных элементов на перенос и отложение рудного вещества трудно переоценить. Вследствие высокой способности к окислению щелочные металлы никогда не встречаются в природе в свободном состоянии. Как показали многочисленные исследования, современные гидротермы настолько обогащены натрием и калием, что концентрации их иногда достигают пределов растворимости в водных растворах. Щелочные элементы являются основными элементами, образующими комплексы, и играют большую роль в транспортировке рудных компонентов. Перед отложением руд или почти одновременно с процессом рудообразования обычно широко проявлены процессы кремнекислотного метасоматоза и развития полей гидротермально измененных пород, протекающие с активным участием щелочных и щелочноземельных элементов. В результате этих процессов часть щелочей и значительное количество воды связываются в минералах, и, таким образом, гидротермальная система обедняется водой. Все это приводит к нарушению равновесия системы, разрушению комплексов и отложению продуктивных минералов.

Поля гидротермально измененных пород чаще всего представлены зонами и ореолами калишпатизации, пропилитизации, адуляризации, аргиллизации, гидрослюдизации, окварцевания, сульфидизации и карбонатизации пород. В вулканогенных поясах также широко развиты метасоматические кварциты и вторичные кварциты. При этом четко просматривается приуроченность различных гидротермально измененных пород и сопутствующего им оруденения к определенным вулканическим образованиям. Так, ортоклазовые метасоматиты и приуроченные к ним медно-молибденовые руды ассоциируют с основными вулканитами, обычно картируются в нижних частях разреза. Вверх по разрезу в вулканитах среднего и основного состава развиваются мощные зоны пропилитизации и ассоциирующее с ними золотое оруденение, а с субвулканическими телами среднего и умеренно кислого состава связаны вторичные кварциты, в которых локализуются сурьмяно-ртутные и серосодержащие рудные тела. Таким образом, вулканизм, гидротермальные изменения пород и рудоотложение — процессы различные, но тесно взаимосвязанные потоком вещества и энергии, поступающим из мантии Земли. Именно влияние глобальных процессов, а не вулканизм и рудообразование определяет геологическое и металлогеническое сходство субаэральных вулканических поясов и зон Тихоокеанского подвижного пояса, несмотря на то, что сами зоны приурочены к различным геотектоническим провинциям, отличаются возрастом, мощностью и составом вулканогенных образований. Общность субаэральных вулканических поясов и зон в металлогенетическом плане определяется широким развитием в их пределах медно-молибденовой, полиметаллической, золотой, золото-серебряной, серебряной, оловянной, вольфрамовой и ртутно-сурьмяной минерализации.

Внутренние и внешние островные дуги уже имеют черты отличия субаэрального от субаквального вулканизма и металлогении. Г.М. Власов и др. (1978) отмечают, что на данной стадии формирования внешних островных дуг с базальтовым субстратом ассоциируют месторождения хрома, платины и меди, а по мере роста коры переходного типа образуются спилито-кератофировые формации с колчеданными и колчеданно-полиметаллическими рудами. Интрузивные серии внутренних дуг в отличие от внешних дуг представлены габбро-плагиогранитной ассоциацией с широким развитием гидротермально измененных пород, объединяемых в специфическую формацию «зе-

ленных» туфов, в которых широко проявлена прежде всего колчеданно-полиметаллическая минерализация. Как полагает Х. Куно (1970), наибольшей потенциальной рудоносностью характеризуются известково-щелочные (двупироксеновые или гиперстеновые) серии пород, отличающиеся высоким содержанием флюидов. В островодужных системах широко проявлены руды типа куроко, представляющие собой стратиформные полиметаллические залежи, генетически связанные с подводным кислым вулканизмом неогенового возраста. В.И. Смирнов (1964), развивая теорию А.Н. Заварицкого (1946), считает, что наиболее многочисленные вулканогенные месторождения сформировались в доорогеновый этап развития эвгеосинклиналей и приурочены к вулканическим трогам. Среди месторождений этой группы наиболее широко проявлены колчеданные и колчеданно-полиметаллические проявления, установлена тесная связь колчеданных руд с подводными излияниями вулканитов спилит-кератофировой и диабаз-альбитофировой (базальт-липаритовой) формаций ранних стадий развития эвгеосинклиналей. Он полагает, что главная масса колчеданов накапливалась в конце вулканических циклов, в период излияния наиболее кислых по составу лав, сменяющийся периодом длительной газогидротермальной поствулканической деятельности. Выходившие на морское дно газогидротермы формировали согласные эксгаляционно-осадочные рудные залежи в западинах дна, где возникали застойные явления, в это же время на путях движения растворов формировались рудные скопления, отвечающие преимущественно субвулканическому уровню. Вместе с тем по мере развития океанологических исследований накапливается все больше данных, подтверждающих высказывания многих исследователей о чрезвычайно больших запасах ценных компонентов, сконцентрированных в железо-марганцевых конкрециях, которые широко распространены на дне океанов. В железо-марганцевых конкрециях содержится более 30 химических элементов, среди которых такие ценные, как медь, никель, кобальт, марганец и др. Например, запасы никеля оцениваются в 3–20 млрд т, кобальта — в 1–10, а меди — в 2–10 млрд т. Из 13 известных в Мировом океане полей распространения железо-марганцевых конкреций 8 расположено в Тихом океане. Здесь самые богатые по содержанию ценных компонентов и наиболее густо покрывающие поверхность (30–50%) дна океана конкреции известны в зоне между трансформными разломами Кларион и Клиппертон и вдоль Восточно-Тихоокеанского рифта. Известно несколько точек зрения на генезис железо-марганцевых конкреций. Большинство исследователей относят их к экзогенным образованиям. Однако, принимая во внимание данные изучения радиогенных изотопов в конкрециях, подтвердившие их эндогенный источник и приуроченность наиболее богатых и крупных полей железо-марганцевых конкреций к великим океаническим разломам, М.И. Ицксон (1974) считал, что они сформировались при существенной роли привноса рудного вещества в результате подводной дегазации вулканических терм и сходных эндогенных процессов.

В пределах срединных океанических хребтов установлена современная гидротермальная деятельность. Так, 70-м рейсом «Гломер Челленджер» изучался современный гидротермальный процесс в Тихом океане в районе Галапагосских островов. Здесь ранее обнаружены гидротермальные струи и в морской воде установлены повышенные содержания марганца, а на дне моря вдоль оси рифта выявлены холмообразные структуры, названные гидротермальными куполами. В результате исследований 70-го рейса «Гломвр Челленджер» установлено, что гидротермальные купола формируются в результа-

те переработки пелагических кремнисто-карбонатных илов глубинными растворами, поступающими через зоны нарушений в фундаменте и привносящих марганец, железо и кремнезем.

Интересный материал накоплен по горячим минерализованным растворам и осадкам впадин Красного моря, представляющего рифтовый трог в ранней стадии развития. В этом трог в современный период происходит формирование стратиформной рудной залежи. Здесь в осадках содержание окислов железа достигает 67%, марганца—до 35%, цинка—до 12% и меди — до 4,5%. Не рассматривая противоречивые точки зрения об источнике рудного вещества в этих осадках, следует только отметить, что Г.Фор и Л.Джонс (1974) установили низкие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в рассолах по сравнению с нормальной водой Красного моря. Дж. Бишофф на основании детального изучения минералогии осадков Красного моря высказал предположение о вулканогенно-гидротермальном происхождении рудного вещества. В связи с этой точкой зрения уместно напомнить, что вблизи Аденского пролива, разделяющего Африканскую и Азиатскую плиты земной коры, в Данальской впадине 8 ноября 1978 г. началось мощное извержение вулкана Ардукоба с излиянием базальтовой лавы. Этот вулкан находился в состоянии покоя порядка 3 тыс. лет. Установленные в океанических рифтах и рифтовых трогах или вблизи них очаги современного поступления гидротерм и образования рудных залежей приурочены либо к зонам повышенной сейсмической активности с проявлением современного вулканизма, либо к мобильным участкам с недавно прекратившейся вулканической деятельностью. В рассолах Красного моря, в гидротермальных растворах очагов, приуроченных к срединно-океаническим хребтам, и особенно в железо-марганцевых конкрециях, выстилающих значительные участки дна Мирового океана, сконцентрированы элементы, типичные для базальтоидной магмы (железо, марганец, никель, кобальт, медь). На стыке океана с континентом во внешних островных дугах в ранние стадии их формирования с базальтоидным субстратом ассоциируют месторождения хрома, платины и меди. В направлении от океана к континенту увеличивается мощность коры, возрастает глубина формирования магматических очагов, изменяется состав магмы, а также состав флюида, находящегося в равновесии с расплавом. Гидротермальные флюиды наследуют основные особенности магматических флюидов и в конечном счете определяют металлогеническую зональность.

Изменение металлогенической нагрузки при переходе от океанов к континенту просматривается на примере рифтов. В пользу единых планетарных структур рифтообразования говорят не только известные геологические данные (Грачев, 1977), но и факты непосредственного перехода материковых рифтовых структур в океанические (Калифорнийский залив, Красное море и др.). В то же время вдоль континентальных рифтов по сравнению с океаническими наблюдаются иные месторождения полезных ископаемых. Здесь сильно насыщенные двуокисью углерода, высоко дифференцированные щелочные интрузии ультраосновного состава сопровождаются карбонатитами и ассоциирующими с ними месторождениями тантала, ниобия, редких земель, апатита и флогопита. К континентальным рифтам приурочены цепочки кимберлитов и генетически связанных с ними месторождений алмазов. Кимберлиты и алмазы формировались флюидами с повышенным содержанием водорода, азота и окиси углерода. Таким образом, магматизм и металлогения в океане, зоне перехода и на континентах имеют свои индивидуальные черты, но общие их особенности и направленная глобальная эволюция флюидов, вулканизма и рудообразования связаны с потоком вещества и энергии из недр Земли.