Академия наук СССР

Общие условия магматизма и рудообразования в геосинклиналях

Издательство «Наука»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
ИНСТИТУТ ТЕКТОНИКИ И ГЕОФИЗИКИ

Общие условия магматизма и рудообразования в геосинклиналях

2784

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1978

Институт Геологических Наук
Библиотека

УДК 551.242.3 : 551.263.2 (571.6)

Коллектив авторов:

Г.М. Власов, О.Г. Борисов, Е.Д. Петраченко, М.И. Попкова

Общие условия магматизма и рудообразования в геосинклиналях. М., "Наука", 1978

Работа представляет собой непосредственное продолжение монографии "Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации". Освещены общие условия магматизма и рудообразования в геосинклиналях, излагаются выводы о периодичности и эволюции геосинклинального процесса, сделана попытка использования геосинклинальной теории при металлогеническом анализе конкретной территории.

Монография представляет интерес для широкого круга геологов.

Табл. 21. Ил. 34. Библ. 448 назв.

Ответственный редактор

В.Г. Моисеенко

Общие условия магматизма и рудообразования в геосинклиналях

Утверждено к печати Институтом тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР

Редактор *И.С. Сидоров*. Редактор издательства *Л.С. Тапельзон*
Художественный редактор *А.Н. Жданов*. Технический редактор *Н.М. Бурова*

ИБ № 7048

Подписано к печати 11.08.78. Т – 15020. Усл.печ.л. 17,9 + вкл. 0,8. Уч.-изд.л. 20,7
Формат 70 х 108 1/16. Бумага офс. № 1. Тираж 1400 экз. Тип. зак. 383. Цена 3 р. 20 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94[а]
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

---

0 $\frac{20805-349}{055\ (02)-78}$ 205–78

© Издательство "Наука", 1978 г.

Предисловие

Настоящая книга представляет собой непосредственное продолжение работы "Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации", в которой описана молодая (позднемеловая-кайнозойская) геосинклинальная система, развивающаяся на периферии Тихого океана, охарактеризованы ее вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации, строение и условия развития. Показаны проявления этапа островных дуг в геологической истории внутриматериковых складчатых областей. Выделены типы ортогеосинклиналей. Подчеркнута необходимость учета периодических изменений тектонического режима Земли, именно - смены эпох сжатия и растяжения земной коры при построении глобальных тектонических теорий.

Анализ позднемеловых-кайнозойских структур островных дуг Тихого океана показал, что к геосинклинальной системе принадлежат не только океанические желоба и дуги - геоантиклинальные поднятия, но и краевые (тыловые) прогибы и краевые вулканические пояса, которые многими исследователями относятся без достаточных оснований к "негеосинклинальным" образованиям или к структурам, связанным с "автономной активизацией". Каждый из структурных элементов геосинклинальной системы характеризуется свойственными ему геологическими формациями, тектонической структурой, составами руд. Поэтому выделение таких элементов представляет собой рациональный способ тектонического и металлогенического районирования приокеанической части Тихоокеанского пояса.

На примере молодых притихоокеанских структур выявилось исключительное значение сейсмофлокальных зон Беньофа, в значительной степени направляющих геосинклинальный процесс. Вместе с тем многие положения глобальной тектоники не подтверждаются наблюдениями у Тихого океана.

В предлагаемой вниманию читателей книге освещены условия магматизма и рудообразования в геосинклиналях, причем особое внимание уделено роли вулкано-плутонических ассоциаций, субвулканических интрузий и экструзий в формировании рудных месторождений. С учетом имеющихся материалов о современных гидротермах вулканических районов даются геохимические модели подводного рудообразования в условиях океанических хребтов, континентальных рифтов, мелководных полузакрытых морей. Основываясь на наблюдениях над молодыми вулканическими процессами и их продуктами, авторы делают выводы об отсутствии принципиальных различий между пропиллитовыми и "зеленокаменными" изменениями лав, а также об их ранней (еще до извержения на дно моря) альбитизации. С несколько меньшей определенностью рассмат-

риваются вопросы периодичности и эволюции магматических и рудообразующих процессов.

В заключительном разделе книги сделана попытка использовать геосинклинальную теорию при металлогеническом анализе конкретной территории.

Авторы стремились использовать благоприятные (для решения важных геологических вопросов) возможности, предоставляемые исследованиями в современных вулканических областях Тихоокеанского пояса, и старались с наибольшей объективностью делать выводы, основываясь непосредственно на анализе полевых наблюдений. Авторы считают, что эти возможности еще не используются в полной мере, а подмеченные здесь закономерности геологических процессов недостаточно учитываются геологами, работающими в других областях Советского Союза. Между тем, очевидно, что какие-либо принципиальные различия в геологическом развитии тихоокеанского и атлантического секторов Земли отсутствуют.

Особенности поверхностных и близповерхностных магматических процессов

Типы вулканической деятельности и вулкано-тектонических структур[1]

Характер вулканических процессов и вулкано-тектонических структур изменялся на различных стадиях эволюции Земли, а также в различные этапы тектоно-магматических циклов.

В раннюю, лунную стадию развития Земли с зачаточной маломощной базальтовой корой (и то не повсеместной) конвекционные потоки в жидкой магме создавали обширные кольцевые структуры. Можно провести аналогию между механизмом возникновения этих структур и пузырями, поднимающимися в маловязкой среде и лопающимися на поверхности. Образования этой стадии можно наблюдать на Луне, развитие которой не пошло дальше. Может быть, к той же стадии относятся гигантские кольцевые структуры с поперечниками в многие сотни километров (т.е. сравнимые по величине с малыми кольцевыми "морями" Луны), которые все в больших количествах обнаруживаются на щитах и платформах Земли (Гинтов, 1973; Kloosterman, 1973; и др).

В нуклеарную стадию, когда возникли и стали развиваться сгустки гранитной магмы (ядра сиализации), относительная легкость сиаля обусловливала его "всплывание" и исключительно широкое распространение длительно (до миллиарда лет) формирующихся, беспорядочно распределенных у поверхности гранитных и гранито-гнейсовых куполов (Павловский, 1973). Уже на этой ранней стадии купола, в пределах которых сосредоточивались наиболее дифференцированные продукты, начали играть роль концентраторов руд (например, золотых в архее Канадского щита).

Образование жесткой и достаточно мощной коры создало препятствие на пути поднимающихся легких магматических дифференциатов. В дальнейшем они проникали к поверхности преимущественно вдоль глубоких разломов, число которых в земной коре все более возрастало. Структурные системы, связанные с глубинными разломами, приобрели характер геосинклиналей. Механизм развития сиаля в геосинклинальных трогах оставался примерно тем же, что и при образовании древнейших гранитных куполов, но действовать он стал уже вдоль протяженных линейных зон.

В геосинклинальных трогах возникали центры сиализации, геоморфологически выраженные брахиформными вулканогенными поднятиями. Эти поднятия обычно впоследствии сливались в общую геантиклинальную структуру, но могли частично сохраниться в виде относительно обособленных образований, как, например, в зеленокаменной зоне Урала. Как и древние купола, более молодые вулканогенные поднятия (С.Н. Иванов назвал их ацерволитами) являются оптимальными рудоносными структурами. Примером относительно молодых купольных структур длительного развития (в период с позднего кембрия до среднего палеозоя) могут служить рудоносные купола Селемджино-Кербинского района

---

[1] Вулкано-тектоническими мы называем структуры, в которых процессы тектонических дислокаций и вулканизма проявляются сопряженно.

(Хабаровский край), подробно описанные Л.В. Эйришем (1972). В пределах этих куполов сосредоточивались кислые вулканиты и гранитоидные интрузии с рудами, тогда как окружающие их обширные пространства представляли собой эвгеосинклинальные троги, выполненные главным образом спилито-кератофировой формацией того же возраста; в этих трогах формировались вулканогенно-осадочные месторождения железа, марганца, фосфора. Интересно, что и в мезозойское время (включая поздний мел) к тем же куполам избирательно приурочивалась многофазовая магматическая деятельность с внедрениями гранитоидных интрузий, даек липаритов и липарито-дацитов.

С увеличением мощности коры возрастало давление в глубинных магматических очагах. С наиболее глубокими разломами стало связываться образование андезитовых вулканических дуг со специфическими типами вулканических извержений и вулкано-тектонических структур.

Дальнейшая общая эволюция Земли была направлена в сторону увеличения продолжительности и интенсивности процессов орогенного этапа. В течение этого этапа широко развивался коровый магматизм с неглубоко залегающими периферическими магматическими очагами. В поздние стадии орогенного этапа эти очаги настолько приблизились к поверхности, что стали "вырываться" на нее, давая игнимбритовые извержения. Приближение очагов к поверхности опять обусловило развитие центральных кольцевых и кальдерных культур. Особенным обилием и многообразием отличаются кольцевые орогенные структуры краевых вулканических поясов. Эти структуры при внешнем сходстве с кольцевыми *"морями" лунной стадии Земли принципиально отличны от последних:* они связаны не с базальтовым, а с кислым магматизмом, значительно меньше по размерам и в большинстве своем имеют ориентированное цепочечное расположение вдоль прямолинейных и дугообразных разломов; кроме того, к ним приурочены рудные скопления, что вряд ли имело место в структурах лунной стадии.

По мере развития и утолщения земной коры все более возрастала контрастность (по составу) магматических проявлений в одних и тех же структурах: с одной стороны, кислых, коровых, с другой – мантийных, основных и средних. В каждом тектоно-магматическом цикле и от цикла к циклу относительная роль мантийных процессов повышалась, что дает основание говорить некоторым авторам о происходящей "базификации" коры. В структурно-формационных зонах совмещаются резко различные типы извержений и вулкано-тектонические формы, присущие коровым и мантийным магмам. В посторогенный этап, когда коровые очаги "выходят" на поверхность и коровый магматизм прекращается, господствующее положение занимает вулканизм мантийных лав основного состава.

Своеобразной формой базитового и ультрабазитового магматизма, получившей, по-видимому, особенно широкое распространение в новейшее геологическое время, являются срединно-океанические и внутриматериковые рифты. В рифтах (часть которых может развиться в геосинклинальные системы) тенденция к образованию протяженных линейных вулкано-тектонических структур нашла наибольшее выражение.

Таким образом, несмотря на общую тенденцию в истории Земли к смене изометричных структур линейными, купольные и кольцевые структуры продолжают развиваться (в определенные этапы) и в новейшее геологическое время. Они проявляются прежде всего в раннегеосинклинальную стадию (как бы повторяя в каждом тектоно-магматическом цикле ранние эволюционные формы истории Земли) и на позднеорогенном этапе, когда их образованию благоприятствует близкое к поверхности положение магматических очагов.

После этих вводных замечаний перейдем к характеристике типов вулканических извержений и вулкано-тектонических структур, присущих различным стадиям тектоно-магматического цикла.

Раннегеосинклинальный этап

Ареной вулканизма на этом этапе являются геосинклинальные троги у глубинных разломов (внешние прогибы). Начальная форма трогов – океанические рифты или океанические желоба (рис. 1, *А*): как в тех, так и в других вулканизм проявляется в условиях растяжения земной коры.

Вулканические процессы и сопряженные с ними вулкано-тектонические структуры видоизменялись с течением времени, примерно сохраняя следующую общую последовательность.

Раннегеосинклинальные излияния базальтов. В эту стадию происходят преимущественно спокойные излияния жидких базальтовых лав на дно геосинклинального бассейна (извержения гавайского типа или сакурадзима) и внедрения ультрабазитовых интрузий вдоль глубинных разломов. Базальтовые излияния связаны как с трещинными, так и с центральными очагами типа щитовидных вулканов. Потоки шаровых лав при охлаждении частично превращаются в гиалокластиты. "Вулканические пеплы", описанные для больших глубин океанов и окраинных морей, например Японского (Репечка, 1972), представляют собой, по-видимому, преимущественно гиалокластиты. Постмагматические процессы обусловливают палагонитизацию, хлоритизацию, эпидотизацию, альбитизацию, карбонатизацию, цеолитизацию, монтмориллонитизацию и другие "зеленокаменные" изменения лав. Магмы и гидротермы в эту стадию еще мало дифференцированы, и с ними связано лишь железное, марганцевое и серноколчеданное оруденение, что наглядно проявляется в современных рифтовых океанических зонах (Восточно-Тихоокеанское поднятие, Срединный Атлантический рифт).

Формирование вулкано-купольных структур. На отдельных участках геосинклинальных трогов возникают "центры сиализации", выраженные в рельефе дна трогов пологими брахиподнятиями – сложными куполами. Это – длительно и многоэтапно формирующиеся структуры, в пределах которых сосредоточиваются кислые дифференциаты и рудные эманации. Извержения лав (андезито-базальтовых, андезитовых, дацитовых) сопровождаются эксплозиями с образованием агломератовых потоков и экструзий. В ограниченных количествах извергаются андезитовые и дацитовые пемзы. В вулканических зонах образуется большое количество даек и пластовых залежей альбитофиров (альбитизированные андезиты и дациты).

Подводные эксплозивные извержения в вулкано-купольных структурах образуют "вулкано-мутьевые облака" и местные "вулкано-мутьевые потоки", устремляющиеся от центров извержения. Последовательное осаждение все более мелкого и более легкого вулканогенно-обломочного материала из подобных мутьевых образований обусловливает градационную слоистость образующихся пород, часто неверно связываемую с турбидными потоками.

Между поднятиями вулкано-купольных структур обособляются впадины, имеющие характер синвулканических брахисинклиналей. В этих впадинах нередко создаются благоприятные условия для вулканогенно-осадочного рудообразования. Оруденение – преимущественно серноколчеданное и медноколчеданное. Примерами месторождений в подобных сложных вулкано-купольных структурах могут служить на Урале Сибайское, Чайское и др. (Нечеухин, 1973). Линейно-ориентированные группы приподнятых вулканических структур образуют сложные, иногда кулисообразно друг относительно друга расположенные, рудоносные брахиантиклинальные структуры (Джусинское месторождение на Урале). К синвулканическим брахисинклиналям приурочено Блявинское колчеданное месторождение на Южном Урале (Яковлев, Старостин, 1968). При блоковом строении "фундамента" развиваются "пологоскладчатые" рудоносные структуры (например, Ащебутакская на Урале), которые, как нам кажется, было бы правильнее называть пологоскладчато-блоковыми.

Развитие вулкано-кальдер. Образование очагов с относительно кислыми (андезитовыми, дацитовыми) магмами, приближенных ко дну трогов, обуслов-

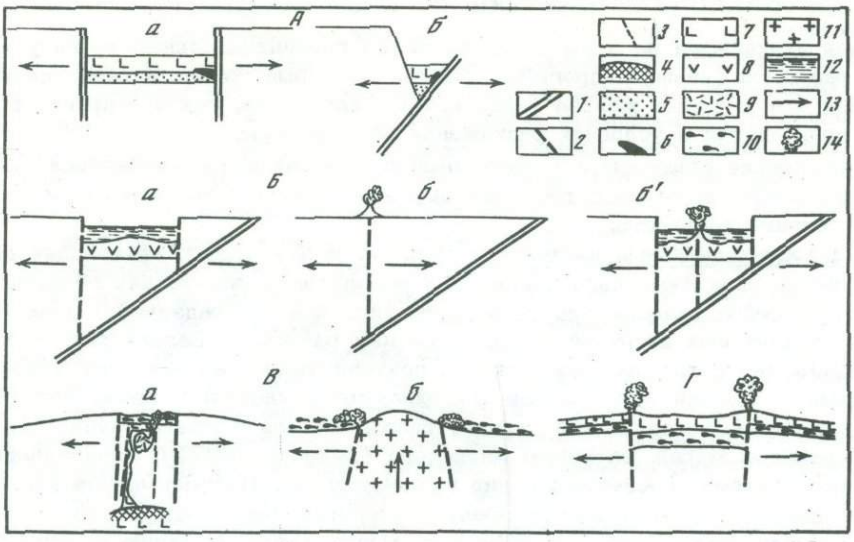


Рис. 1. Крупные вулканоструктуры, характерные для различных этапов развития подвижных областей

А – раннегеосинклинальный этап: *а* – рифт, *б* – океанический желоб; *Б* – позднегеосинклинальный–раннеорогенный этапы: *а* – вулкано–тектоническое (подводное) опускание, *б* – субаэральный вулканизм у вертикальных глубинных разломов (внутренняя геоантиклиналь), *б'* – вулканизм островов и приостровного мелководья (комбинация случаев *а* и *б*); *В* – позднеорогенный этап: *а* – вулкано–тектонические депрессии (блоковые опускания и провалы над очагами), *б* – купольные поднятия (часто преобразующиеся затем в кольцевые структуры); *Г* – посторогенный этап: пологий свод с рифтовой впадиной и рядами щитовидных вулканов.

1 – сверхглубинные разломы; *2* – глубинные разломы; *3* – глубинные разломы 3–го порядка; *4* – магматические очаги; *5* – терригенно–осадочные отложения; *6* – ультрабазиты; *7* – базальты; *8* – андезиты; *9* – вулканиты кислого состава; *10* – игнимбриты и туфолавы; *11* – гранитоиды; *12* – уровень моря; *13* – направление растягивающих усилий; *14* – вулканы

ливает эксплозивные извержения больших масс пемзы и потоков глыбовой лавы, превращающейся при охлаждении в гиалокластиты. В это время, кроме натриевого обычно проявляется уже и калиевый метасоматоз.

Обрушения над частично истощенными магматическими очагами вызывают образование кальдер, внедрение субвулканических интрузий и выход экструзий на поверхность по трещинам. В глубинных частях вулканоструктур формируются интрузии плагиогранитов.

Оруденение этого типа – преимущественно медно–цинковоколчеданное. Примерами уральских месторождений, связанных с кальдерами, могут служить Валенторское, Молодежное и др. (Нечеухин, 1973).

Описываемый В.М. Нечеухиным (1973) экструзивно–линейный тип вулканотектонических структур с полисульфидно–колчеданными рудами (а возможно, и рассматривавшийся выше вулкано–кальдерный тип структур) относится уже не к раннегеосинклинальному, а к позднегеосинклинальному – раннеорогенному этапу. По заключениям многих уральских исследователей (Бородаевская и др., 1973; Каретин, 1973; Грешнер, 1974; Яковлев, 1973), поздние стадии рудообразования на Урале (особенно в Тагильском погружении) характеризовались субаэральными (островными) условиями. По–видимому, правы Г.Ф. Яковлев и В.Н. Старостин (1968), проводящие на Урале границу между ранней и поздней геосинклинальными стадиями по появлению линейных антиклинальных структур.

Позднегеосинклинальный-раннеорогенный этап

Ареной вулканизма на этом этапе являются внутренние вулканические (андезитовые) дуги, а главными вулканоструктурами 1-го порядка – вулкано-тектонические опускания (с подводным вулканизмом) и зоны стратовулканов у вертикальных глубинных разломов (с субаэральным вулканизмом – рис. 1*Б*: *а,б*). Возможна комбинация этих структур. В таком случае вулканизм проявляется в условиях островов и приостровного мелководья (рис. 1*Б*: *б'*).

Подводный вулканизм. Излияния относительно основных лав (андезито-базальты, андезиты) дают потоки своеобразных андезитовых гиалокластитов, похожих на пиллоу-лаву – лавобрекчии (при незначительной дезинтеграции лавовых обособлений) или на туфобрекчии (при сильном растрескивании обломков).

Более кислые лавы (кислые андезиты, андезито-дациты, липариты) при выходе на дно бассейна вспениваются, часто со взрывами, образуя пемзу. Перерабатываясь морем, последняя перераспределяется в стратифицированные (нередко ритмичнослоистые) отложения пемзовых и кристалло-пемзовых туфов. Дегазированная после взрывов магма выдавливается в форме экструзий. Остаточная обогащенная кристаллами магма периферических очагов образует специфические подводные кристаллоигнимбриты. Они имеют интрузивную форму залегания непосредственно у очагов (трещины и центральные жерла), переходящую в покровообразную на некотором удалении от центров извержения. В более глубинных частях вулканоструктур кристаллоигнимбриты переходят в полнокристаллические субвулканические интрузивные породы состава диоритовых порфиритов, диоритов, гранодиорит-порфиров и др.

Интенсивные постмагматические газо-гидротермальные процессы вызывают изменения пород, в том числе хлоритизацию, эпидотизацию (вблизи контактов с интрузиями и экструзиями), альбитизацию, опализацию (окварцевание), цеолитизацию, монтмориллонитизацию, образование пренита, пумпеллиита, селадонита, местами – адуляра, а также колчеданно-полиметаллических и полиметаллических руд.

Лучше всего последовательность вулканических, в том числе газо-гидротермальных процессов, обусловливающих образование руд в подводной обстановке, изучена в Японии. Е. Хорикоси и Т. Сато (1973) выделяют несколько стадий в развитии каждого центра вулканической активности при подводном вулканизме: начальную эксплозию, рост экструзивных куполов, взрывы пара, гидротермальное рудоотложение. На позднегеосинклинальном-раннеорогенном этапе формирование экструзивных куполов, чаще дацитового и липаритового состава, вообще, видимо, является характернейшим процессом. Многочисленные экструзии имеются в большинстве рудных районов Урала. Они описаны и в геосинклинальных комплексах Рудного Алтая.

По-видимому, близкое к "экструзивному" типу подводное извержение произошло в 1952 г. у берегов Японии, в вулканической зоне Фудзи. Это извержение сопровождалось эксплозиями, и в результате его над уровнем моря поднялись дацитовые экструзии (риф Медзин). Пепловые тучи при эксплозиях выбрасывались на высоту до 2 км (Morimoto, Ossaka, 1955; Dietz, Sheehy, 1954).

Вулканизм островов и приостровного мелководья. Своеобразие этой обстановки (очень важной в практическом отношении, так как с ней связано формирование рудоносной формации зеленых туфов) заключается в развитии больших масс вулканогенно-обломочного материала, образующегося при разрушении морским прибоем надводных вулканических сооружений. Особенно интенсивное разрушение происходит в первую стадию роста вулканических островов, когда поднимающиеся из-под уровня моря островки сразу же уничтожаются действием морских волн. Поэтому в основании толщ субаэральных вулканитов обычно лежит мощная (до нескольких сотен метров) линза грубообломочного вулканомиктового материала. Этот материал иногда ошибочно принимается за лахаровые отложения (Ротман, 1965). Как показывают наблюдения над подводными извержениями вулкана Капелиньюш (Азорские острова), образовавшими в течение 48 час. остров высотой около 200 м и длиной 1 км, в началь-

ную стадию островное сооружение может быть сложено вулканическими пеплами и песками (Richey, 1957). Такое сооружение непрочно и после прекращения извержения быстро разрушается морем. Лишь "бронирование" пепловых накоплений лавами может обеспечить долговечность вулканических островов.

Вторая особенность описываемой обстановки – отложение в ближайших впадинах мощной тефроидной (граувакковой) толщи, представляющей собой вулканический материал, несколько обработанный морем (сортированный по размеру и перемещенный на небольшое расстояние).

Непосредственная береговая линия островов в период вулканизма маркируется шлейфами грубообломочных береговых отложений, а также игнимбритовыми и пемзовыми потоками, подстилаемыми прибрежными вулканомиктовыми отложениями с морской ракушей. Во многих случаях берег может быть установлен по переходу волнистой базальтовой лавы в пиллоу-лаву и в гиалокластиты, по смене андезитовых глыбовых лав андезитовыми гиалокластитами, наконец, по изменению характера пемзовых потоков (именно – появлению галечниково-песчаных "замывов", прожилков карбонатов и цеолитов и др.). В геологических разрезах граница между подводными и наземными вулканитами может быть установлена по различному характеру газо-гидротермальных преобразований пород, проявляющихся в виде той или иной их вторичной окраски: зеленой у подводных вулканитов и белой, красноватой или желтоватой – у субаэральных. Окисление (в субаэральных условиях) сернистых газов вызывает образование кислот и развитие мощной "шапки" кислотно-измененных пород ярко-белой или охристой окраски. Следует предостеречь от возможных ошибочных оценок красной окраски вулканитов как указателя обязательно наземного их образования (Коптев-Дворников и др., 1967): нередкая, рассеянная по всей массе породы или сосредоточенная (в прожилках, желваках, линзах и слоях) гематитизация подводных вулканитов обусловливает их сиренево-красную или сургучно-красную окраску.

Развитие внутренних геоантиклинальных структур сопровождается формированием большого числа субвулканических интрузий главным образом андезитового и дацитового состава.

Осушение вулканических зон вызывает смену зеленых туфов рудоносной пропилитовой формацией, содержащей примерно те же металлы, но уже в форме жильных и метасоматических месторождений. Многочисленные примеры хорошо изученных японских и румынских рудных месторождений пропилитовой формации показывают избирательную приуроченность большинства рудных залежей к тем или иным частям вулкано-тектонических структур. Особенно характерна для румынских золото-серебряных и полиметаллических месторождений приуроченность к кровельным частям субвулканических андезитовых интрузий, выступам в кровле тел эксплозивных брекчий, экзо- и эндоконтактам андезитовых даек и некков, верхним частям андезитовых некков (у их расширения в основании аккумулятивных вулканических конусов.

Субаэральный вулканизм. Обстановку и течение самого процесса этого типа вулканизма мы можем наблюдать в современную эпоху в островных дугах, например в Курило-Камчатской. Еще А.Н. Заварицкий (1946) обратил внимание на линейное расположение вулканов Камчатки, Курильских островов и других вулканических областей. Линейные зоны с цепью андезитовых стратовулканов представляют собой наиболее типичные и простые вулкано-тектонические структуры внутренних вулканических дуг. Ранние извержения андезитовых стратовулканов обычно характеризуются выбросами больших количеств вулканического пепла, вулканического песка и лапиллей и излияниями сравнительно коротких потоков глыбовой лавы (вулканский тип извержений). Извержения кислых (обычно двупироксеновых) андезитов в позднюю стадию сопровождаются образованием агломератовых потоков и подъемом экструзивных куполов (извержения вулканов типа Безымянного).

Густота расположения вулканов в линейных зонах отражает динамику вулканических процессов, в частности последовательное развитие разломов и перемещение центров извержений. Расстояния же между параллельными ряда-

ми вулканов могут в некоторых случаях соответствовать мощности земной коры – по аналогии с Тунгусской синеклизой, где тектонические напряжения разбили земную кору на четырехгранные призмы со стороной грани, равной толщине коры (Варанд, 1970). Особенно интересны поперечные (к простиранию дуг) ряды вулканов. Состав лав в таких рядах изменяется в направлении от океана к континенту, причем содержание щелочей увеличивается, кислотность лав уменьшается и возраст вулканов уменьшается в том же направлении. По обоснованному предположению В.Р. Диккинсона (Dickinson, 1962), Е.К. Мархинина и Д.С. Стратулы (1971) и других вулканологов, это связано с последовательным углублением магматических очагов, располагающихся в фокальной зоне Беньофа.

Линейные зоны с цепями стратовулканов по мере развития вулканизма внутренних дуг усложняются и преобразуются в линейно-гнездовые зоны вулканов с кальдерами и экструзиями (Горшков, 1967), наиболее распространенные на Камчатке и Курильских островах. Около основных вулканов развиваются боковые вулканические центры, на месте некоторых вулканов образуются кальдеры, вдоль трещин формируются экструзивные купола. Характерно, что в поперечных рядах кальдеры образуются преимущественно над крайними, ближайшими к океану вулканами. Это естественно, так как именно у этих вулканов магматические очаги наиболее приближены к поверхности. Подобные вулканы отличаются обилием экструзий, длительной газо-гидротермальной деятельностью, проявлениями руд металлов и наличием метасоматических серных месторождений, а также другими особенностями, свойственными так называемым "вулканам над интрузиями" (Власов, 1960).

Однако нет смысла противопоставлять, как делают И.П. Аверьянов и В.И.Федорченко, кальдерные и линейно-гнездовые вулканы, так как кальдерные вулканы являются элементами линейно-гнездовых рядов вулканов, что имеет большое практическое значение. Так, по утверждениям указанных авторов, кальдерные вулканы малоперспективны в отношении крупных серных месторождений, а линейно-гнездовые – высокоперспективны. А по существу именно в кальдерных вулканах, входящих в линейно-гнездовые комплексы (и занимающих в них определенное положение – непосредственно над периферическими магматическими очагами), сосредоточиваются главные рудопроявления как серы, так и металлов.

Третьим типом вулканоструктур, распространенных во внутренних дугах, являются вулкано-тектонические депрессии с игнимбритами и пемзами. Это сравнительно поздние структуры, более свойственные позднеорогенному этапу, но иногда проявляющиеся и на фоне андезитового вулканизма внутренних дуг. Длительные процессы дифференциации в долгоживущих периферических магматических очагах приводят к накоплению больших количеств кислых, дацитовых и липаритовых магм, насыщенных летучими. Извержения вспененного и дезинтегрированного магматического материала происходят в значительной степени по трещинам и сопровождаются обрушением кровли над истощенными магматическими очагами. Это – типичные извержения катмайского типа.

Г.С. Горшков, по нашему мнению, ошибочно отождествил извержения вулканов Катмая и Безымянного, хотя последнее представляет собой совершенно специфический тип, свойственный внутренним вулканическим дугам и магмам состава кислых андезитов. Различия катмайского и безымянного типов извержений освещены в работе О.Г. Борисова (1966). Различия эти касаются не только составов вулканических продуктов и формы их эрупции, но и характера газо-гидротермальных процессов и рудопроявлений, обусловленных постмагматическими процессами. Огромные массы вулканогенно-обломочного материала во внутренних вулканических дугах в значительной степени связаны с извержениями типа вулкана Безымянного. Подобные извержения – наиболее характерное явление позднегеосинклинального-раннеорогенного этапа, тогда как катмайские извержения свойственны уже позднеорогенным процессам и в значительной мере определяют состав вулканических продуктов краевых вулканических поясов.

Позднеорогенный этап

Ареной вулканизма на этом этапе являлись складчато-глыбовые хребты преимущественно в пределах краевых вулканических поясов и внутренних вулканических дуг (рис. 1, *В*). Вулкано-тектонические структуры 1-го порядка, свойственные этому этапу, специфичны, и представления о них изменились в последние десятилетия.

Раньше источниками больших масс игнимбритов, слагающих значительную часть разрезов краевых вулканических поясов, считались исключительно коровые магматические очаги, а распространенные в пределах вулканических поясов вулкано-тектонические депрессии рассматривались как кальдеры обрушения над истощенными периферическими очагами. В последующем выяснилась большая роль в сложении вулканических поясов глубинных магм – выплавок из вещества нижней части земной коры и верхней мантии. Это обусловило изменение представлений об относительно небольшом протяжении магмоподводящих разломов и об отражении вулкано-тектонических структур лишь на самых верхних этажах земной коры.

Новые представления, выдвинутые Дж. Мак-Коллом (McCall, 1963) на примере кальдерных опусканий Гленко в Шотландии, наиболее четко изложены С. Бранчем (Branch, 1967) главным образом по материалам изученных им вулканических районов Северного Квинсленда (Австралия). По С. Бранчу (рис. 2), риодацитовые магмы образовались фракционным плавлением базальтов в нижней части земной коры, где несколько выше поверхности Мохоровичича возникли обширные магматические камеры. Выбросы больших масс кислых вулканических продуктов вызвали общее понижение уровня магмы в глубинном очаге и погружение всего комплекса блоков земной коры, разделенных разломами. Этот процесс С. Бранч называет котлообразными опусканиями площади – cauldron subsidence area. Взгляды С. Бранча приняты Г.М. Фремдом (1972), который несколько видоизменил их применительно к условиям Сихотэ-Алиня.

Недостатком взглядов как С. Бранча, так и Г.М. Фремда является, то, что они учитывают при формировании вулкано-тектонических депрессий лишь вертикальные движения и не принимают во внимание горизонтальные движения, в частности периодическую смену напряжений растяжения и сжатия. Первые обусловливают глубокие расколы земной коры и формирование крупных впадин-бассейнов, вторые способствуют образованию закрытых магматических очагов и продолжительной дифференциации в них магм.

Эпохи растяжения земной коры и бассейнообразования (basin-range faulting – у американских авторов) обычно отмечаются излияниями базальтов. По-видимому, начиная с этих временных "реперов", намечающих границы циклов, и надо строить схемы формирования вулкано-тектонических депрессий, так как глубокие разломы, ограничивающие крупные блоки и пересекающие всю земную кору, могут образовываться лишь растягивающими усилиями.

Для Сихотэ-Алиня этот момент развития растягивающих усилий и формирование вулкано-тектонических депрессий (а в более восточных зонах – новых геосинклинальных прогибов) был приурочен к началу позднего мела (сеноман-турон). Растяжение обусловило соединение разломами базальтовых очагов с поверхностью, излияния базальтовых лав и формирование габброидных интрузий (рис. 3, I). Прогрессирующее углубление разломов (и развитие процессов контаминации и дифференциации) вызвало в начале сенона смену базальтов андезитами (рис. 3, II). Последующая смена растяжения сжатием способствовала длительной дифференциации магм в глубинных и коровых очагах и накоплению кислых магм (рис. 3, III). Новая эпоха растяжения земной коры в позднем сеноне-дате ознаменовалась массовыми извержениями игнимбритов и образованием магматических очагов высоких уровней (рис. 3, IV). Дальнейшее углубление трещин привело в палеогене к вскрытию глубинных очагов базальтовой магмы и излияниям базальтов (рис. 3, V). Наступление сжатия обособило значительные массы базальтовой магмы в периферических очагах, дифференциация которой дала трахидацитовые и трахилипаритовые магмы (рис. 3,

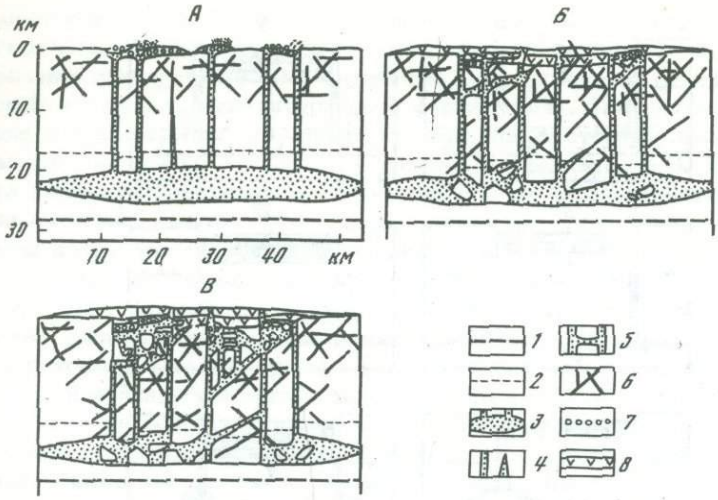


Рис. 2. Эволюция котлообразных опускающихся площадей, по С.Д. Бранчу (1967)

А – стадия 1: выбросы кислых вулканических продуктов; *Б* – стадия 2: котлообразное опускание площади; *В* – стадия 3: интрузии (дайки и штоки).

1 – граница Мохоровичича; *2* – граница "сиаль – сима"; *3* – магматические камеры глубокого уровня; *4* – главные магмоподводящие трещины фундамента; *5* – магматические камеры высокого уровня; *6* – второстепенные трещины фундамента; *7* – пресноводные осадки; *8* – покровы риодацитовых спекшихся туфов

VI). Эти магмы получили доступ на поверхность в конце палеогена (позднем олигоцене), в начале новой эпохи растяжения (рис. 3, VII). И снова дальнейшее углубление разломов в начале миоцена привело к массовым излияниям базальтов (рис. 3, VIII). Последняя эпоха растяжения фиксируется базальтовыми лавами в конце плиоцена – начале плейстоцена. Так, с учетом периодов растяжения земной коры особенности магматизма и вулкано-тектонических структур Сихотэ-Алиня получают естественное объяснение.

Следовательно, распространенными вулкано-тектоническими структурами 1-го порядка в позднеорогенном этапе являются крупные блоковые опускания, которые нередко развиваются на вершинах сводовых поднятий – структур, часто охватывающих огромные площади. В ряде случаев верхние части сводовых поднятий преобразуются при растягивающих напряжениях в протяженные рифты, выполненные магматическими продуктами как основного, так и кислого состава.

Особенно широко распространены в областях позднего орогенеза различного типа центральные вулкано-тектонические (точнее, плутоно-вулкано-тектонические) структуры – купольные, кольцевые и др. Очень большое количество подобных структур обнаружено в последние годы в южной части Дальнего Востока и Северо-Востока СССР исследованиями Р.Е.Остроумова, В.В. Ветренникова, В.И. Рыбалко, В.И. Сухова, А.Ф. Болотникова, Г.М. Фремда, В.Н. Орлянкина, В.Ф. Белого и др. Масштабы выявленных центральных структур различны: от нескольких километров до многих сотен километров в диаметре.

Обращает на себя внимание обилие выявляемых в последние годы купольных структур, отражающих избыточное давление магмы на кровлю очага. Тщательные исследования А.Ф. Болотникова и др. (1974 г.) в уникальном по масштабам игнимбритового магматизма Баджальском хребте (Хабаровский край) подтвердили одновременность формирования структур и накопления вулканических продуктов. Это устанавливается наблюдаемой зависимостью между мощностями вулканитов, распределением их отдельных фаций и положением

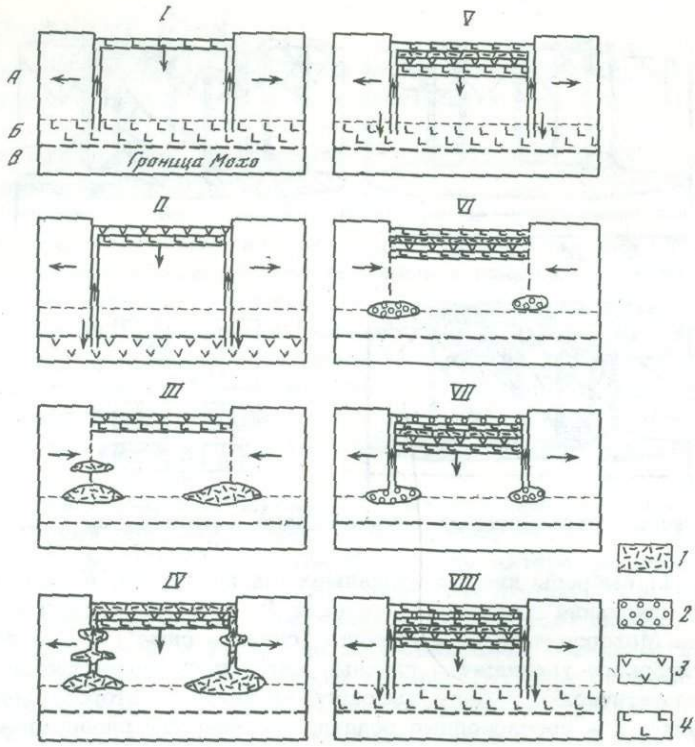


Рис. 3. Схема развития вулканизма Восточно-Сихотэ-Алинского пояса (по Г.М. Власову)

I – сеноман-турон; II – начало сенона (углубление разломов); III – ранний сенон (сжатие); IV – поздний сенон (растяжение); V – эоцен (углубление разломов); VI – поздний эоцен, ранний и средний олигоцен (сжатие); VII – поздний олигоцен (растяжение); VIII – ранний миоцен (углубление разломов). *А* – уровень коровых магматических очагов; *Б* – уровень генерации базальтовых магм; *В* – уровень генерации андезитовых магм.

1 – липарито-дациты (игнимбриты); *2* – трахилипариты, трахидациты; *3* – андезиты; *4* – базальты

структурных элементов. Общая последовательность образования вулканов и вулкано-плутонов Баджальского хребта, по А.Ф. Болотникову, следующая. На фоне общего воздымания развился игнимбритовый вулканизм с последовательной сменой извержений витрокристалловых игнимбритов выпираниями вязких масс кристалловых (порфирокристалловых) игнимбритов; затем образовались линейные вулкано-тектонические впадины; на пересечении разломов возникли своеобразные щитовидные вулканы, сложенные преимущественно кислой пирокластикой; на некоторых таких вулканах развились кальдерные проседания; появились вулкано-плутонические купольные поднятия, сопровождающиеся незначительной вулканической деятельностью.

В.И. Сухов составил интересную классификацию структур вулканов и вулкано-плутонов Приамурья, в которой учтены и различные уровни магматических проявлений: вулканический, субвулканический, гипабиссальный, мезабиссальный. Некоторые элементы этой классификации использованы в даваемой ниже общей систематике вулкано-тектонических структур. В.И. Сухов установил, что в сложении вулкано-плутонических структур Приамурья участвуют магматические продукты как мантийных, так и коровых очагов. Структуры, сложенные породами глубинных (базальтовых и андезитовых) магм перспективны прежде всего на цветные металлы, полиметаллы, ртуть, алуниты; структуры, сложенные породами кислых коровых магм, – на олово (сравнительно

небольшие месторождения), вольфрам, молибден. Там, где проявляется смешанный магматизм, соответствующий характер имеют и руды. К таким структурам приурочены наиболее крупные оловянные месторождения (с силикатно-касситеритовой и сульфидно-касситеритовой формациями). Главная масса руд сосредоточена в корневых частях сильно эродированных стратовулканов или на субвулканическом уровне вулкано-плутонических структур. В.И. Сухов проанализировал лишь континентальные структуры, в том числе находящиеся в краевых вулканических поясах.

Специфичны позднеорогенные вулканические и вулкано-плутонические структуры и металлогения в пределах внутренних вулканических дуг. Здесь развиты кальдерные вулканы, сложенные двупироксеновыми андезитами с небольшим участием более кислых пород – чаще дацитов, иногда с кольцевыми магматическими комплексами, а также вулкано-тектонические депрессии, выполненные вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами, в том числе игнимбритами, отложениями пемзовых и агломератовых потоков, лахаровым грубообломочным материалом. Относительная молодость этих структур (поздний неоген) обусловливает обычно небольшую их эродированность. Лишь вулканы, подвергшиеся воздействию сильных газо-гидротермальных процессов, разрушены теперь почти до основания, и в центральной части их иногда обнаруживаются полнокристаллические интрузивные породы периферических очагов (чаще – диориты и диоритовые порфириты). Серные и серноколчеданные руды, распространенные в позднеорогенных структурах внутренних дуг, образовались в связи с газо-гидротермальными процессами, проявившимися вслед за последними извержениями наиболее кислых продуктов (дацитовых, липарито-дацитовых). Судя по металлическим примесям в водах горячих минеральных источников, а также по наблюдающемуся местами на Курильских островах современному отложению сульфидов различных металлов, в более глубинных частях структур и сейчас еще продолжается отложение руд металлов, близких по составу к пропилитовому рудному ряду, характерному для неогеновой металлогенической эпохи Тихоокеанского пояса. В литературе имеются описания многих позднеорогенных вулканов и вулкано-плутонов Камчатки и Курильских островов и связанных с ними рудопроявлений (Вулканические серные месторождения..., 1971).

Посторогенный этап

Арена вулканизма этого этапа – молодая складчатая (складчато-глыбовая) область (рис. 1, *Г*). Состав вулканических продуктов однообразен – это преимущественно базальты, излившиеся в позднеплиоценовую–раннеплейстоценовую эпоху растяжения земной коры и местами – в более позднее время. Базальтовые покровы часто непосредственно подстилаются игнимбритами. Закономерность развития подобной "формационной пары" впервые была подчеркнута на примерах камчатских материалов С.Е. Апрелковым (1966).

Очаги базальтовых излияний представляют собой щитовидные вулканы или трещины; в ряде районов Камчатки проявлены очень недавние ареальные излияния базальтов. Наиболее распространенные вулканоструктуры: линейные зоны щитовидных вулканов, грабены (рифты), вулканоплато; относительно редки кольцевые структуры. Наиболее общей вулканоструктурой рассматриваемого этапа кажется пологий свод, осложненный рифтовыми впадинами. Подобную структуру, по-видимому, имела в конце плиоцена–начале плейстоцена Центрально-Камчатская вулканическая зона.

* * *

При большом числе классификаций вулкано-тектонических структур общими их недостатками являются отсутствие привязки выделяемых структур к определенным этапам геосинклинального развития, а также рассмотрение преимущественно структур, свойственных лишь узким интервалам геологического времени или определенным типам структурно-формационных зон. Поэтому наша попыт-

Таблица 1

Классификация вулканических и вулкано-плутонических структур

Этап	Структуры 1-го порядка (вулканические зоны различных типов)	Структуры 2-го порядка (региональные)		Структуры 3-го порядка (локальные)	
		положительные	отрицательные	положительные	отрицательные
Раннегеосинклинальный	Вулканические троги (внешние геосинклинальные прогибы) Океанические рифты Эвгеосинклинали областей с блоково-ячеистым строением	Вулкано-купольные структуры. Вулканогенные брахиантиклинальные поднятия (ацервалиты)	Синвулканические брахисинклинали	Лавовые купола. Щитовидные вулканы. Вулканы трещинного типа. Лавовые (гиалокластитовые) поля	Вулканические грабены
Позднегеосинклинальный-раннеорогенный	Внутренние (андезитовые) вулканические дуги	Линейные ряды андезитовых стратовулканов. Линейно-гнездовые зоны с кальдерами и экструзиями	Вулканогенные прогибы. Вулкано-тектонические депрессии с игнимбритами, пемзами, туфоагломератами	Стратовулканы. Многожерловые вулканические массивы. Экструзивные купола моногенные. Экструзивные купола полигенные. Купола кристаллоигнимбритов. Пирокластические покровы (пемзовые, агломератовые, игнимбритовые?)	Вулканические жерла. Кратерные впадины (расширенные эрозией). Вулканические кальдеры.
Позднеорогенный	Краевые вулканические пояса. Внутренние (андезитовые) вулканические зоны	Сводовые поднятия. Зоны вулкано-плутонических купольных поднятий. Игнимбритовые плато	Зоны блоковых вулканических опусканий. Зоны блоковых опусканий с кальдерами и экструзиями	Центрально-кольцевые структуры. Центрально-конические структуры. Блоково-кольцевые структуры (с внутренним блоком фундамента). Вулкано-плутонические трещинные тела. Иглы выпирания (экструзивные). Простые некки. Некки с кольцевыми трещинами. Щитовидные пирокластические вулканы. Купольные поднятия гранитоидов (вулкано-плутоны)	Камеры с автомагматическими брекчиями. Воронки взрыва. Вулканические расселины. Секториальные впадины. Кальдеры проседания на щитовидных пирокластических вулканах. Мозаично-блоковые поля (котловины) с экструзиями и субинтрузиями (на месте кальдер)
Посторогенный	Вулканические зоны складчатых областей	Вулканоплато. Зоны щитовидных вулканов. Области ареальных базальтовых извержений. Щелочные кольцевые комплексы	Грабены (рифты)	Горсты (с интрузиями). Щитовидные вулканы. Моногенные вулканы (шлаковые конуса).	Грабены (с базальтами). Опускания с односторонними разломами. Маары. Кратерные впадины. Криптовулканические структуры

Таблица 2

Типы вулканической деятельности в геосинклиналях

Этап	Обстановка	Тип и подтипы вулканической деятельности		Характер вулканических аппаратов	Типы извержений	Состав продуктов извержения	Ход извержения	Коэффициент эксплозивности	Постмагматическая газо-гидротермальная деятельность	Рудные образования	Примеры
Раннегеосинклинальный	Подводная	Начальная геосинклинальная	Ранний инициальный подтип	Трещинные, щитовидные	Гавайский, сакурадзима	Базальты (лавы)	Спокойные излияния лав (с эпизодическим фонтанированием)	0–10	Палагонитизация, альбитизация, хлоритизация, гематитизация, карбонатизация, цеолитизация и др.	Вулканогенно-осадочные месторождения железа, марганца	Урал, Камчатка (верхний мел)
			Поздний инициальный подтип	Трещинные, центральные, купольные	Вулканский (?)	Андезиты, дациты (лавы, экструзии, туфы)	Извержения сравнительно кислых магматических продуктов из вулкано-купольных поднятий (ацервулитов)	30–50	То же	Медноколчеданные и медно-цинковоколчеданные руды	Гайский вулкан, Урал
Позднегеосинклинальный-раннеорогенный	Подводная и субаэральная (островов и мелководья)	Остаточная геосинклинальная		Купольные, трещинные (?)	Медзин, бандасанский, усу	Дациты	Подводные эксплозии с агломератовыми потоками и пемзообразованием и выпирание на дно куполов вязкой лавы, массивов кристаллолигнимбритов	50–70	Альбитизация, адуляризация, хлоритизация, карбонатизация, монтмориллонитизация, цеолитизация, опализация и др.	Колчеданно-полиметаллические руды с золотом и серебром	Япония (Косака)
		Раннеорогенная	Докальдерный подтип	Центральные	Вулканский, везувианский	Андезиты	Извержения стратовулканов с выбросами больших количеств вулканогенно-обломочного материала и излияниями коротких потоков глыбовой лавы	70–80	Сольфатарная аргиллизация, образование вторичных кварцитов сернокислотного ряда	Серные и серно-колчеданные месторождения	Стратовулканы Камчатки
			Посткальдерный подтип	Центральные, купольные	Безымянного	Кислые андезиты, андезито-дациты	Эксплозии (в кальдерных вулканах) с образованием агломератовых (и пемзовых?) потоков и подъемом экструзивных куполов	80–90	Сольфатарная аргиллизация, пропилитизация, образование вторичных кварцитов галогенно-кислотного ряда	Месторождения пропилитового рудного ряда	Вулкан Безымянный
Позднеорогенный	Субаэральная	Позднеорогенная	Игнимбритовый подтип	Трещинные, редко центральные	Катмайский, пелейский	Липариты, липарито-дациты (игнимбриты)	Игнимбритовые извержения с образованием вулкано-тектонических депрессий	80–100	Окварцевание, хлоритизация и др.	Полиметаллические месторождения (?)	Игнимбриты Сихотэ-Алиня; игнимбриты позднего неогена Камчатки
			Вулкано-плутоно-кольцевой подтип	Центральные, трещинные	Пелейский	Дациты, липариты, гранитоиды	Кольцевые вулкано-плутонические структуры	20–40	Окварцевание, хлоритизация, турмалинизация, адуляризация и др.	Оловянные, олово-полиметаллические, медные порфировые месторождения	Восточно-Сихотэ-Алинский краевой вулканический пояс
			Вулкано-плутоно-купольный подтип	Центральные (купольные)	Пелейский, мерапи	Липариты (игнимбриты), граниты	Вулкано-плутонические купольные поднятия	50–80	Калишпатизация, грейзенизация, турмалинизация, серицитизация и др.	Оловянные, вольфрамовые, молибденовые рудопроявления	Хр. Баджал (Приамурье)
Посторогенный	Посторогенная		Подтип платоизлияний	Щитовидные, трещинные	Гавайский, исландский	Базальты	Спокойные излияния с образованием платобазальтов	0–10	Приочаговая аргиллизация	–	Платобазальты Сихотэ-Алиня
			Подтип ареальных излияний	Центральные каналы на трещинах, на пересечениях трещин	Гавайский	Базальты	Ареальные (трещинные?) извержения с преимущественным образованием шлаковых конусов	20–80	–		Голоценовые ареальные излияния Камчатки
			Щелочные кольцевые вулкано-плутонические комплексы	Центральные, трещинные	?	Щелочные породы	Формирование щелочных кольцевых вулкано-плутонических комплексов	?		Месторождения редких элементов и др.	

2784

Зак. 383.

ка систематизации имеющихся материалов и построения общей классификационной таблицы для всех этапов развития геосинклинальных областей кажется небесполезной. При составлении классификации (табл. 1) были использованы материалы многих авторов (Ветренников, 1973; Невский, 1973; данные В.И.Сухова, 1974 г.; Яковлев, 1973; Основные принципы..., 1973; Рыбалко, 1972; Фремд, Рыбалко, 1968; и др.). Что касается типов вулканической деятельности геосинклинальных областей, то их предлагаемая типизация (табл. 2) представляет собой обобщение приведенной выше характеристики разноэтапных вулканических процессов.

Следует различать типы вулканической деятельности и типы извержений. Первые характеризуют определенные, сравнительно длительные периоды геосинклинального развития вулканических зон, вторые – короткие эпизоды жизни отдельных вулканов. Типы извержений выделяются на основе непосредственных наблюдений исторических извержений вулканов. Типы вулканической деятельности – это обобщенная характеристика вулканизма различных этапов, составленная главным образом по палеовулканологическим данным. Чтобы сделать эту характеристику более конкретной, в отдельной графе табл. 2 указаны вероятные, наиболее распространенные типы извержений. К сожалению, в отношении подводных извержений наблюдений пока так мало, что представляется возможность выделить дополнительно к известным типам субаэральных извержений, следуя Г.У. Менарду (1966), лишь два типа, описанные в этом разделе: медзин (подводные эксплозии с поднятием экструзивных дацитовых куполов) и сакурадзима (спокойные излияния лав на мелководье). Третий намечающийся тип – капелиньюш (отмечающий переход от подводного вулканизма к наземному) – пока может быть выделен очень условно.

О вулкано-плутонических ассоциациях

Вопрос о взаимоотношениях вулканических и плутонических явлений еще далеко не ясен. Представления о существовании двух независимых типов магматических ассоциаций – вулканической и плутонической, связанных соответственно с базальтовой и гранитоидной магмами, наиболее четко сформулированные В. Кеннеди и И. Андерсоном (Kennedy, Anderson, 1938), еще и сейчас имеют своих сторонников. Однако выдвинутая Е.К. Устиевым (1969) идея о существовании, кроме вулканических и плутонических, также и вулкано-плутонических ассоциаций, характеризующихся тесной парагенетической связью вулканических и плутонических пород, нашла отклик среди советских и зарубежных исследователей.

Большинство геологов, следуя воззрениям Ф.Ю. Левинсона-Лессинга, Г. Розенбуша и других петрографов, и раньше стояли на позиции генетического единства вулканических и плутонических явлений. Многие вопросы взаимоотношений вулканизма и плутонизма, однако, не потеряли своей злободневности. В какой мере непрерывны связи между этими явлениями? Присущи ли вулкано-плутонические ассоциации всем или только некоторым этапам тектоно-магматического цикла? Действительно ли водосодержащие гранитоидные магмы могут формировать лишь плутоны? Вот главные проблемы, интересующие сейчас исследователей.

Серьезным аргументом в пользу существования обособленной плутонической гранитоидной ассоциации является обоснованная теоретически и экспериментально невозможность подъема на поверхность водонасыщенных гранитоидных магм: падение давления при подъеме таких магм вызывает их немедленную кристаллизацию (Харрис и др., 1972). Д.С. Штейнберг и др. (1968, 1971), Д.Р. Канн (Cann, 1970) полагают, что породы гранитной плутонической ассоциации происходят из богатых водой расплавов. Наряду с ними существуют "сухие" гранитоидные расплавы, с которыми связаны вулканические излияния кислых лав. Эти расплавы формируются из предварительно обезвоженных ультраметаморфических пород основания геосинклиналей. Подобные представления, однако, плохо согласуются с природными обстановками.

По В.С. Соболеву и др. (1970), поведение воды в магмах является более сложным, чем казалось до последнего времени. Изучение метаморфических комплексов показало возможность образования и широкого распространения в земной коре гранитных магм, богатых водой. Если эти магмы образовались при достаточно высоком давлении, они сохраняют подвижность при вертикальных перемещениях. Верхний предел водонасыщения в излившихся на поверхность магмах этими авторами определяется в 12%. Большую роль также играет диффузия воды внутрь расплавов при движении сухих магм среди пород, богатых водой. При этом не только не будет происходить кристаллизации магм, но, наоборот, снижение температуры плавления вызовет плавление пород. Высокощелочные магмы, обогащенные фтором и хлором, способны удержать большие количества воды вплоть до весьма низких давлений (Кадик и др., 1971). Все это способствует достижению водонасыщенными магмами поверхности и в значительной мере уничтожает контрасты между глубинными водными и приповерхностными сухими магмами.

Поэтому извержения на земную поверхность больших масс кислого водосодержащего магматического материала не являются редкостью. Это прежде всего – игнимбритовые извержения, нередко дающие массы вулканических продуктов, сравнимые с объемами гранитоидных батолитов. Подобные извержения происходят после накопления в магмах довольно больших количеств воды (более 4%) и других летучих, обусловливающих высокое внутреннее давление, которое вызывает вскипание и флюидизацию магм еще на некоторой глубине и последующее вытекание пепловых потоков на поверхность.

Следует также учитывать, что не обязательно кислые водонасыщенные магмы при подъеме к поверхности будут раскристаллизовываться. При падении внешнего давления и быстром охлаждении не менее естественным процессом будет переход магм в метастабильное стекло, которое еще до затвердевания (в вязком состоянии) может достигнуть поверхности и выжаться в форме экструзивных тел.

Примером подъема к поверхности (на дно морских бассейнов) больших масс сравнительно кислых (состава кислых андезитов, дацитов и липарито-дацитов) и водонасыщенных магм является формация зеленых туфов. Интенсивные постмагматические "зеленокаменные" изменения пород этой формации большинство исследователей связывают с первичным содержанием в магмах, дающих подводные вулканиты, больших количеств воды и других летучих. Если обычное содержание воды в базальтовых магмах составляет 0,1-0,2%, то в подводных базитах Гавайских островов оно поднимается до 0,5%, а в магмах, давших начало формации зеленых туфов, по подсчетам японских исследователей, до 4%.

Кристаллизация амфиболов и биотита может уменьшить содержание воды в водонасыщенных гранитоидных магмах, которые после этого будут иметь большую возможность достижения земной поверхности и излияния в виде липаритовых или дацитовых потоков (Харрис и др., 1972).

Образование эксплозивных гранитных магм, проникающих на высокие уровни и достигающих поверхности, может быть связано с обогащением их не столько водой, сколько другими летучими (Раст, 1972). Обогащению гранитоидных магм летучими и их продвижению к поверхности способствует последовательное образование все более приближенных к поверхности магматических очагов. Преодолев часть пути к поверхности, магма формирует промежуточный очаг, процессы дифференциации в котором способствуют накоплению летучих, обособлению в верхней части очага легкоподвижных магм, способных преодолеть "очередной рубеж" на пути к поверхности. Характерен в этом отношении пример андезитовых магм. Их очень высокая эксплозивность и непосредственные исследования составов продуктов андезитовых извержений указывают на значительные содержания в андезитовых магмах воды и других летучих. Тем не менее эти магмы и их дифференциаты в больших количествах достигают поверхности, слагая в значительной мере геоантиклинали островных дуг. Первоначальное движение андезитовых магм к поверхности могло обусловливаться увеличением объема выплавок по сравнению с твердым веществом мантии и создающимся благодаря этому дополнительным давлением (Раст, 1972). После-

дующее же продвижение магм к поверхности облегчалось накоплением воды и других летучих в промежуточных очагах.

Таким образом, водонасыщенность гранитоидных магм не в такой уж степени препятствует их проникновению на поверхность, как это представляют сторонники преимущественно плутонического характера гранитоидного магматизма. Развитию гранитоидных плутонов, по-видимому, в большей мере, чем водонасыщенность магм, благоприятствуют условия сжатия, уменьшающие проницаемость коры, способствующие накоплению тепла и деятельности сквозьмагматических растворов, т.е. процессу палингенеза с образованием плутонов. Наоборот, периоды проявления условий растяжения (с образованием глубоких открытых расколов) способствуют прямоточному выходу недифференцированных базальтовых лав на поверхность и образованию формации платобазальтов. Эта формация, по-видимому, является единственным примером чисто вулканической ассоциации. В других условиях на всех этапах тектоно-магматического цикла проявляется связь вулканической и плутонической форм магматической деятельности (Власов, 1969б). Траппы, нередко приводимые как пример чисто вулканической формации, оказываются смешанным интрузивно-эффузивным образованием, причем при пульсации тектонических движений периоды растяжения характеризовались свободными излияниями базальтовых лав на поверхность, периоды сжатия - образованием промежуточных магматических камер, т.е. интрузивных тел. Поэтому Н.И. Урванцев и др. (1972) считают, что классификация пород трапповой формации должна быть единой как для эффузивных, так и для интрузивных ее представителей.

В магматических образованиях разных этапов развития подвижных областей связи между вулканическими и плутоническими породами выражены в различной степени. По мнению В.М. Нечеухина (1973), вулкано-плутонические ассоциации возникают лишь на сравнительно поздних стадиях геосинклинального процесса. Для подобного мнения есть основания.

В наименьшей мере сопряженность интрузивных и эффузивных процессов проявлена для раннегеосинклинальных базитов и ультраосновных пород. Однако и у последних, по-видимому, имеются эффузивные аналоги, судя по описанным А.Ф. Михайловым (1955) в Пенжинском районе своеобразным пирокластическим породам ультраосновного состава, слагающих стратифицированные горизонты в верхнемеловой вулканогенной толще.

Более отчетливы тесные связи между раннегеосинклинальными спилито-диабазовой и спилито-кератофировой формациями, с одной стороны, и их интрузивными аналогами - с другой. Так, в Алтае-Саянской области в прогибах с устойчивыми погружениями обнаруживаются вулканиты спилито-диабазовой формации и интрузии габбро-диабазовой субформации. В прогибах с дифференцированными движениями обычно развита уже спилито-кератофировая формация; соответственно изменяется и характер ассоциированных интрузий: вместо габбро и диабазов появляется габбро-плагиогранитовая субформация. По Г.Э. Нарвайту и Н.М. Жукову (1974), вулканиты, с которыми связано колчеданное оруденение, и интрузии габбро-плагиогранитов Казахстана (Муготжары) представляют собой одновременные образования и принадлежат общей вулкано-плутонической ассоциации.

В орогенную стадию вулканизм и плутонизм чрезвычайно тесно сближаются как по времени проявления, так и по глубинности процессов. Магматические очаги становятся столь неглубокими, что нередко происходят прорывы кислых газонасыщенных магм к поверхности, обусловливающие образование толщ игнимбритов и формирование специфических вулкано-тектонических депрессий вследствие провалов кровли частично истощенных магматических очагов. Интрузивные породы и игнимбриты этого этапа, как подчеркивает И.М. Сперанская (1963), - уже не парагенетические, а генетические и одновозрастные образования. Строго говоря, только такие ассоциации магматических пород и являются вулкано-плутоническими в их классическом выражении.

Однако в пользу более широкого понимания вулкано-плутонических ассоциаций говорят по крайней мере три обстоятельства.

Во-первых, четко разграничить позднеорогенную "настоящую" вулкано-плутоническую ассоциацию и более ранние "не совсем" вулкано-плутонические ассоциации не представляется возможным. Во всех этих ассоциациях проявляются (правда, в различной степени) такие характерные для вулкано-плутонов образования, как игнимбриты. В последние годы они были обнаружены и в позднегеосинклинальных толщах некоторых районов (Курило-Камчатская дуга, Япония и др.). Из ранее сказанного видно, что развитие геологического процесса в общем направлено в сторону все большего и большего сближения плутонических и вулканических явлений. Поэтому черты, присущие вулкано-плутоническим ассоциациям, проявлялись еще в раннюю, геосинклинальную стадию подвижных областей и постепенно развивались в ходе геологического процесса.

Во-вторых, при обычной, очень большой продолжительности образования вулкано-плутонических ассоциаций незначительная разница во времени формирования эффузивных толщ и плутонов (например, несколько более позднее внедрение интрузивов в комагматичные им эффузивные толщи при формировании андезито-диоритовой ассоциации) не имеет существенного значения. В перспективе геологического времени они могут рассматриваться как примерно одновременные образования.

В-третьих, учет особенностей вулкано-плутонических ассоциаций полезен при освоении руд, сформировавшихся и на геосинклинальном и на орогенном этапах. Позднегеосинклинальные рудные проявления Камчатки размещаются в структурах, близких к вулкано-плутонам. Более глубинные звенья неогенового рудного ряда обнаруживаются там в "плутонической" обстановке (порфировые медные руды, вкрапленно-прожилковые медно-молибденовые проявления и пр.), менее глубинные – в типичной "вулканической" обстановке (ртутные и другие проявления). Бесспорен значительный диапазон условий, в которых формировались руды Урала. Часть их представляет собой относительно высокотемпературные близконтактовые (и частично – эндоконтактовые) образования, другие – близповерхностные и поверхностные вулканогенно-осадочные. Многие уральские геологи связывают альбитофиры и плагиограниты рудных районов в общую эффузивно-интрузивную ассоциацию. Последними работами устанавливается приуроченность значительной части рудных месторождений Урала к вулканоструктурам с кальдерами, накоплениями пемзовых туфов, игнимбритами и другими атрибутами вулкано-плутонов. Следовательно, и для геосинклинальных толщ Урала проблема вулкано-плутонизма имеет серьезное практическое значение.

В результате кажется целесообразным пока, до более детальных исследований взаимоотношений плутонизма и вулканизма, использовать термин "вулкано-плутоническая ассоциация" в широком понимании, применительно к магматическим образованиям различных этапов развития подвижных областей. Это избавит от беспочвенных споров – относить ли данную рудную формацию к плутонической или вулканической – и будет способствовать изучению общих генетических рядов рудных формаций (как глубинных, так и поверхностных), связанных с той или иной магматической ассоциацией.

Субвулканические интрузии и их роль в рудообразовании

Термин "субвулканические интрузии" является достаточно неопределенным, так как почти каждый исследователь вкладывает в него свой смысл. Г.Ф.Яковлев, например, под субвулканическими понимает породы, образовавшиеся "в связи с вулканической деятельностью на незначительной глубине (от первых метров до 1000–1500 м) в полостях, не имеющих непосредственной связи с поверхностью" (Основные принципы..., 1973, с. 40). В отличие от интрузивных гипабиссальных пород субвулканические породы имеют эффузивный облик или представлены автомагматическими и другого характера брекчиями.

В этом определении кажутся малооправданными ограничение субвулканических фаций лишь породами эффузивного облика и брекчиями и обязательное для них отсутствие связи с поверхностью. Если породы образуются "в связи с вулканической деятельностью", то отсутствие каких-либо каналов, соединяющих подземные очаги с поверхностью, маловероятно. Очень условны также критерии отличия субвулканических и гипабиссальных фаций в понимании Г.Ф. Яковлева и его соавторов. Они отмечают близость этих фаций по времени образования, петрографическому и петрохимическому составам пород, метаморфическим преобразованиям, почему обе они и объединяются в единую группу. По существу единственным и весьма спорным критерием разделения субвулканических и гипабиссальных пород остается "эффузивный" облик первых и "интрузивный" - вторых.

Вопросами формирования и систематики субвулканических интрузий давно занимается К.Н. Рудич (1970а,б), который выделил среди них типы и группы в зависимости от выхода или невыхода интрузии на поверхность и количественных соотношений магматических пород эффузивной и интрузивной фаций. Субвулканическими интрузиями К.Н. Рудич называет "магматические образования преимущественно интрузивной формы залегания, кристаллизовавшиеся в приповерхностных условиях и часто тесно связанные с вулканическими формациями" (Рудич, 1970а, с. 44). К субвулканическим интрузиям он относит и экструзивные купола. Как пишет К.Н. Рудич, магма, образующая субвулканические интрузии, при подъеме в верхние горизонты земной коры быстро теряет летучие компоненты и свои тепловые запасы, становится сухой, инертной, не оказывающей большого воздействия на вмещающие породы. Употребление термина "вулкано-плутоническая формация", по его представлениям, неоправданно, так как становление вулканических, субвулканических и плутонических формаций разделено во времени.

К.Н. Рудич приводит много ценных минералогических, петрохимических, структурных и текстурных признаков субвулканических пород, но в целом его представления о субвулканических породах и об их рациональной систематике не могут быть приняты по ряду причин.

1. Неопределенность, расплывчатость термина "субвулканические интрузии", который, по представлениям К.Н. Рудича, объединяет по существу все близповерхностные магматические образования; недостаточность критериев для выделения типов и групп субвулканических интрузий, особенно древних, значительно эродированных: определить в таких случаях, имели ли эти интрузии раньше выход на поверхность и каковы были количественные соотношения интрузивных и эффузивных фаций, конечно, невозможно.

2. Экструзивные купола - результат выжимания вязкой магмы на поверхность через жерла вулканов или трещины - представляют собой специфические экструзивные образования, в которых проявляется лишь переход от эффузивных пород к интрузивным; включение их в категорию субвулканических интрузий нерационально.

3. Субвулканические интрузии рассматриваются К.Н. Рудичем без учета эволюции магматизма в тектоно-магматических циклах при направленно-поступательном развитии подвижных областей; между тем характер этих интрузий (состав пород, геологические условия образования и форма залегания, газонасыщенность, взаимоотношения с эффузивными породами и др.) сильно изменяется в различных стадиях геологического процесса.

4. Представления К.Н. Рудича о сухости, инертности магм как важнейшей особенности образования субвулканических интрузий противоречат частому развитию вулканов с эксплозивными формами извержений и игнимбритообразованию при прорыве магм субвулканических очагов к поверхности, а также нередкому нахождению автомагматических брекчий и руд металлов в связи с субвулканическими интрузиями.

5. При обычных, наблюдающихся в природе взаимоотношениях субвулканических и вулканических образований (субвулканическая интрузия - магматический очаг - питает находящийся над ней вулкан и погребает себя собствен-

ными вулканическими продуктами) мнение К.Н. Рудича о разобщенности во времени плутонических, субвулканических и вулканических пород кажется весьма спорным.

Парадоксально, но К.Н. Рудич подразумевает под наименованием "субвулканические интрузии" как раз не те интрузии, что находятся под вулканами, а преимущественно экструзивные образования и дегазированные отпрыски близповерхностных плутонов, не связанных с поверхностным вулканизмом, но эти интрузии дать вулканов не могут - они инертны. Интрузии же, действительно порождающие и питающие вулканы, обусловливающие формирование цепей андезитовых вулканических островов, а в последующем - вулканических хребтов, более чем наполовину сложенных пирокластикой, вызывающие образование игнимбритовых плато, К.Н. Рудич оставляет без внимания. Между тем именно с этими газо- и водонасыщенными, очень активными интрузиями связаны автомагматические брекчии и руды.

Все сказанное заставляет нас во многом пересмотреть представления К.Н. Рудича, касающиеся субвулканических интрузий. Наши взгляды на субвулканические интрузии (конечно, еще уязвимые для критики) представляются в следующем виде.

Субвулканическая интрузия, как показывает само название, - это близповерхностная интрузия, залегающая обычно под вулканом. Она порождает вулкан и питает его магматическим материалом. Можно согласиться с определением субинтрузий (субвулканов), даваемым А.Е. Святловским (1971, с.77): "Субвулканы (вулканы-плутоны) - мелкие интрузивные тела, залегающие на небольшой глубине и в момент образования имевшие сообщения с земной поверхностью", или определением В.Л. Барсукова и др. (Условия образования месторождения..., 1972): " Субвулканические - близповерхностные интрузивы, связанные с вулканической деятельностью" (с. 13). Только если понимать термин "субвулканические интрузии" в таких пределах, то он становится вполне определенным.

Для всех других типов близповерхностных интрузий, непосредственно не связанных с поверхностным вулканизмом, уже существует распространенный термин "гипабиссальные интрузии". Эти интрузии в противоположность субвулканическим тесно связаны не с поверхностным, а с глубинным магматическим процессом. Нецелесообразно включать в понятие "субвулканическая интрузия" также и экструзии, представляющие собой преимущественно выжатые на поверхность купола вязкой лавы, т.е. эффузивные или переходные (от эффузивных к интрузивным) образования. Вулканические жерловины, выполнения трещин, по которым изливались, например, платобазальты, естественнее относить не к интрузиям, а к корневым частям эффузивных накоплений. Примерными синонимами "субвулканических интрузий", понимаемых в таком смысле, являются "shallow intrusions" американских и японских авторов (Lipman e.a., 1972; Вулканизм и рудообразование, 1973; и др.).

Характер субвулканических интрузий меняется вместе с развитием тектоно-магматического процесса, изменением общего тектонического режима от геосинклинального через орогенный к платформенному. Это направленное развитие магматизма сопровождается уменьшением глубины магматических очагов, последовательным приближением их к поверхности. Одновременно происходит раскисление магматических продуктов, увеличение их газо- и водонасыщенности. В позднюю стадию орогенного процесса интрузии, по существу, выходят на поверхность, что обусловливает игнимбритообразование.

Общая систематика близповерхностных интрузий (табл. 3) показывает, что субвулканические интрузии присущи всем стадиям тектоно-магматического цикла.

Выделение субвулканических пород среди обширных полей эффузивов, игнимбритов, туфов сопряжено со значительными трудностями, тем более, что все эти породы обычно изменены газо-гидротермальными процессами. Систематизация имеющихся материалов по эффузивным, экструзивным и субвулканическим породам Дальнего Востока и Северо-Востока СССР, Урала, Алтая,

Таблица 3

Главные типы близповерхностных интрузий

Группа типов	Тип	Подтип	Характер интрузий и их геологическое положение	Состав пород	Структура пород	Содержание летучих компонентов, газогидротермальные изменения	Руды
Субвулканические	Геосинклинальный	Раннегеосинклинальный	Интрузивные залежи спилитов и диабазов (силлы, штоки, неправильные тела, сопряженные с лавовыми потоками в раннегеосинклинальных вулканогенно-осадочных толщах)	Преимущественно основные	Полнокристаллическая, порфировая, иногда с остатками разложенного стекла	Сравнительно бедны летучими. Изменения часто отсутствуют или незначительны	Относительно редки (в мощных дифференцированных залежах): железо, хром, никель и др.
		Позднегеосинклинальный	Интрузии альбитофиров и кератофиров (в вулкано-купольных структурах, представляющих собой ранние поднятия участков геосинклинальных трогов)	Средние и кислые с повышенным содержанием щелочей	Порфировая или полнокристаллическая, равномернозернистая	Относительно богаты летучими. Автометаморфизм, изменения боковых пород	Часты колчеданные и колчеданно-полиметаллические залежи (медь, цинк, свинец и др.)
	Орогенный	Раннеорогенный	Интрузии периферических очагов андезитовой магмы (питающие андезитовые стратовулканы – "вулканы над интрузиями"; иногда формировавшие в подводных условиях массивы кристалло-игнимбритов)	Преимущественно средние (андезиты, диориты, гранодиориты)	Полнокристаллическая, часто порфировая; иногда игнимбритовая	Богаты летучими. Длительная газогидротермальная деятельность. Сильные пропилитовые и кислотные изменения	Часты (пропилитовый рудный ряд, с медью, молибденом, цинком, свинцом, золотом и серебром, сурьмой, мышьяком, ртутью, самородной серой)
		Позднеорогенный и постороген-ный?	Вулкано-плутоны краевых риолитовых поясов (кислые интрузии, вырвавшиеся на поверхность и давшие поля игнимбритов)	Преимущественно кислые (граниты, гранит-порфиры)	Полнокристаллическая, нередко, порфировая, местами переходящая в брекчиевую (автобрекчии) и игнимбритовую	Очень богаты летучими, часть которых рассеивается при эксплозиях, часть обусловливает интенсивные газо-гидротермальные изменения пород	Часты. Олово-полиметаллический рудный ряд, золото-серебряные месторождения и др.

Таблица 3 (окончание)

Группа типов	Тип	Подтип	Характер интрузий и их геологическое положение	Состав пород	Структура пород	Содержание летучих компонентов, газогидротермальные изменения	Руды
Субвулканические	Постороген-ный		Субплатформенные базитовые кольцевые вулкано-плутонические комплексы	Основные, ультраосновные, иногда щелочные	Порфировая, реже полнокристаллическая	Значительная газонасыщенность (в верхней части магматической колонны)	Иногда полиметаллические руды, проявления золота, ртути (в лиственитах)
Гипабиссальные			Неглубоко залегающие интрузии, не связанные непосредственно с поверхностными вулканическими процессами (апикальные части и апофизы крупных интрузий)	Преимущественно гранитоиды (в многофазных интрузиях – от габбро до гранитов)	Полнокристаллическая, реже порфировая	Различное содержание летучих. Контакты небольших интрузий часто "сухие"	Некоторые интрузии продуктивны (олово, вольфрам, молибден, редкие земли и др.). Часто "сухие"

Кавказа позволила М.И. Поповой наметить ряд геологических и минералого-петрографических критериев для различения субвулканических, экструзивных и эффузивных пород (табл. 4).

По многим признакам наблюдается последовательное возрастание или убывание значений от субвулканических интрузивных пород через экструзивные к эффузивным породам. В числе этих признаков – последовательное уменьшение ширины каемок микропегматита и кварца вокруг вкрапленников кварца (рис. 4). Наибольшей ширины подобные каемки достигают в глубинных гранитоидных массивах, где они обычно имеют микропегматитовую структуру. В субвулканических породах ширина каемок значительно уменьшается, но они сохраняют еще непрерывность вокруг кварцевых зерен и состоят из кварца, запыленного пелитоморфным глинистым материалом. В экструзивных породах каемки тонкие и прерывистые, в эффузивных – они обычно вообще отсутствуют. Подобная постепенность возрастания или убывания значений признаков в ряду субвулканические – экструзивные – эффузивные породы показывает справедливость отнесения экструзий к промежуточным образованиям между субвулканическими и эффузивными породами.

При оценке роли субвулканических пород в процессе рудообразования мнения исследователей расходятся, однако почти никто из них не отрицает частой пространственной связи руд и субвулканических интрузий. По статистике американских авторов (Stringham, 1958) к близповерхностным интрузиям порфировых пород приурочено около 70% известных в западных штатах США рудных месторождений. Многостадийный рудный процесс в альпидах Болгарии, Югославии, Румынии был тесно связан с вулканической деятельностью и субвулканическими интрузиями (Bogdanov, 1973). Почти все молодые рудные месторождения Боливии размещаются в пределах субвулканических тел дацитового и липаритового состава (Красный, 1973).

Таблица 4

Сопоставление особенностей субвулканических интрузивных, экструзивных и эффузивных пород (по М.И. Попковой)

Признаки	Субвулканические интрузивные породы	Экструзивные породы (купола)	Эффузивные породы
Общие	Приуроченность к вулканическим постройкам и полям развития эффузивов (чаще игнимбритов); нередки кольцевые структуры; развитие автобрекчий (эксплозивных), особенно в верхней части тел; вулкано-тектонические депрессии над интрузиями; механическое воздействие на вмещающие породы у контактов; слабое контактовое воздействие	Остатки "зеркал скольжения" в обелисках выжимания у контактов, брекчиевые мантии; иногда переходы в потоки (на крутых склонах); чашеобразные впадины на вершинах куполов; "луковичное строение"; наличие "обелисков"; цепочечное расположение вдоль дуговых разломов	Залегание в виде потоков и пр.; наличие туфогенного материала
Отдельность	Матрацевидная, параллелепипедальная, столбчатая	Глыбовая, мелкостолбчатая, веерообразная	Столбчатая (столбы вертикальные), плитчатая, шаровая, глыбовая
Текстура	Массивная, плантапараллельная, брекчиевая; при динамометаморфизме породы сохраняют массивное сложение	Флюидальная, брекчиевая, перлитовая, пемзовая; обилие ксенолитов вмещающих пород (особенно у контактов)	Атакситовая, эвтакситовая, флюидальная, пористая, шлаковая, пемзовая, перлитовая, миндалекаменная; при динамометаморфизме легко рассланцовываются
Структура пород	Порфировая, гломеропорфировая, серийно-порфировая, невадитовая (количество вкрапленников иногда доходит до 70%); неравномерность структуры, текстуры, степени кристалличности пород на различных участках; встречаются гломеропорфировые сростки; развитие второго поколения фенокристов	Порфировая, серийно-порфировая, витрофировая (с кристаллитами); нередки сростки кристаллов; часто невыдержанность структуры	Порфировая, афировая, игнимбритовая, витрофировая; вкрапленники чаще одного размера и распределены относительно равномерно; сростки фенокристаллов очень редки
Структура основной массы	Гранофировая, микропегматитовая, микропойкилитовая, микроаллотриоморфнозернистая, микрогранитная, тонкопризматическизернистая, псевдосферолитовая, сферолитовая, фельзитовая, глобулярная, офитовая, долеритовая и др.	Витрофировая, микролитовая, гиалопилитовая, сферолитовая	Витрофировая, микролитовая, гиалиновая, гиалопилитовая, интерсертальная, микрофельзитовая
Минеральный состав: Калиевые полевые шпаты (состав, форма, примеси)	Обычно правильная кристаллографическая форма; высокий и промежуточный триклинный ортоклаз и низкий санидин, анортоклаз; криптопертит, пертит, решетчатый микро-	Сравнительно редки (доля ортоклазовой молекулы меньше, анортитовой больше по сравнению с эффузивами)	Форма чаще обломочная, остроугольная (в кислых породах); наименее упорядоченный промежуточный санидин

Таблица 4 (продолжение)

Признаки		Субвулканические интрузивные породы	Экструзивные породы (купола)	Эффузивные породы
		клин очень редки; альбитового компонента меньше, чем в эффузивах; содержание рубидия и бария также меньше, чем в эффузивах		
Плагиоклаз	форма вкрапленников	Правильная кристаллографическая, более удлиненная по сравнению с гипабиссальными породами		Удлиненные кристаллы (плагиоклаз более высокотемпературный)
	состав	Альбит-олигоклаз № 5-18 (кислые породы)	Повышается основность плагиоклаза (по сравнению с лавами аналогичного состава)	Альбит-олигоклаз № 7-15 (кислые породы)
	степень упорядоченности	0,5-0,25 (кислые породы)	Неупорядоченные	0,25 (кислые породы)
	двойникование	Разнообразие законов двойникования		
Минеральный состав	Кварц	Вторичное увеличение размеров кварцевых вкрапленников путем образования вокруг них "кружевных" каемок, оптическая ориентировка которых совпадает с ориентировкой первичного зерна	В порфировых выделениях кварц сравнительно редок, "кружевные" каемки тонкие и прерывистые	Вкрапленники кварца корродированы с бухтообразными заходами основной массы, "кружевные" каемки отсутствуют
	Роговая обманка	Присутствует во вкрапленниках и основной массе; в противоположность абиссальным породам - опализирована	Очень часто присутствует (и опализируется)	В основной массе отсутствует, редка и во вкрапленниках (чаще - красная, окисленная)
	Биотит	Часто присутствует	Иногда присутствует	Редок (красный, окисленный)
	Пироксены	Чаще гиперстен и титан-авгит (основные породы); на разном удалении от контакта наблюдаются отличия в оптических свойствах пироксенов	Очень часто гиперстен	Часты и ромбический, и моноклинный
	Акцессорные минералы	Заметно большее количество по сравнению с лавами аналогичного состава; крайне неравномерное распределение магнетита (струйчатые и шлироподобные скопления)	Ильменит и магнетит замещаются рутилом, пиритом и гематитом	Бедны акцессориями минералами
Химический состав		Нередко большее содержание железа и калия, чем в эффузивных аналогах		Нередко меньшее содержание железа и калия, чем в субвулканических аналогах

Таблица 4 (окончание)

Признаки	Субвулканические интрузивные породы	Экструзивные породы (купола)	Эффузивные породы
"Окисленность" пород $\frac{Fe_2O_3}{FeO}$*	Умеренная	Очень сильная (базальты 3,3; андезиты 1,5; дациты 1,4; липариты 3,3)	Сильная (базальты 0,7; андезиты 0,6; дациты 0,7; липариты 2,0)
Гидротермальные изменения	Кислотные изменения пород контактового типа часто со значительным участием бора и фтора; сравнительно высокотемпературные щелочные изменения (эпидотизация и др.); приповерхностный характер пропилитизации (преобладание хлорита, наличие ацуляра, неупорядоченного альбита: степень упорядочения от 0 до 0,5; отрицательные углы оптических осей – 12–80°)	Проявление в кислых экструзиях галогенно-кислотного выщелачивания с развитием кварца, диккита (в окраинной зоне монтмориллонита), нередок гематит; в средних экструзиях – сольфатарные изменения с характерной зональностью	Кислотные изменения пород сольфатарного типа с глинистыми минералами (каолинит и др.), опализацией, отложением серы, сульфатов; низкотемпературные пропилитоподобные изменения (железосодержащие гидрослюды, пирит, карбонаты и др.)
Руды	Интрузии вместе с рудами являются парагенетическими образованиями и часто пространственно совмещены (особенно автобрекчии)	Брекчиевая мантия экструзий благоприятна для наложения оруденения	Специфическое рудоотложение (фумарольные возгоны, эксгаляционно-осадочные руды и др.)

*По В.Н. Борисовой.

По данным Г.Ф. Червяковского (1972), субвулканические тела кислого состава занимают до 50% общего объема кислых вулканических продуктов в колчеданоносных комплексах Урала. Уральские колчеданные месторождения, как подчеркивает Г.Ф. Червяковский, отчетливо парагенетически связаны с субвулканической фацией кислых вулканитов – кварцевыми и бескварцевыми альбитофирами. Другой исследователь Урала Г.Ф. Яковлев (1968) отмечает, что большинство колчеданных месторождений Южного Урала тесно связано во времени, пространстве и, вероятно, парагенетически с поздними субвулканическими телами кислого и основного состава. Особенно тесно колчеданные и другие руды ассоциируют с автомагматическими брекчиями, которые присутствуют почти во всех субвулканических интрузиях (Язева, 1969).

По материалам В.И. Чернова (1954, 1970), Е.Б. Яковлевой (1956) и другим работам алтайских геологов, тела кислых порфировых пород эффузивного облика, залегающие в форме интрузий, часто сопровождающиеся автомагматическими брекчиями, иногда – игнимбритами, развиты на большинстве (70%) месторождений Рудного Алтая, причем в тесном сочетании с рудами. Поэтому, как пишут В.И. Чернов и Е.Б. Яковлева, выяснение природы этих интрузий стало одной из наиболее острых проблем геологии Рудного Алтая. По данным Б.Н. Лапина (1973), тесная связь колчеданно-полиметаллических месторождений и субвулканических интрузий наблюдается в пределах всей Алтае-Саянской области.

М.А. Кашкай (1956), Н.С. Скрипченко (1966), А.С. Остроумова и др. (1973), К.М. Мурадян (1973), Э.Г. Малхасян (1973) и другие исследователи подчеркивают тесную связь колчеданных и колчеданно-полиметаллических залежей Малого Кавказа с субвулканическими кислыми интрузиями

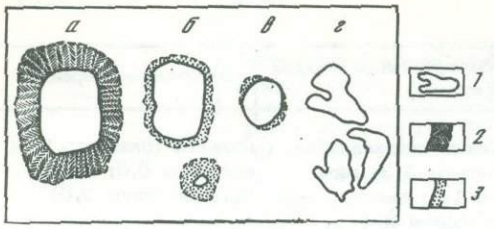


Рис. 4. Характер "кружевных" каемок вокруг вкрапленников кварца в интрузивных (*а*), субвулканических (*б*), экструзивных (*в*) и эффузивных (*г*) породах

1 – вкрапленники кварца; *2* – каемка из микропегматитовых срастаний; *3* – кварцевая каемка

типа кварцевых порфиров, кварцевых альбитофиров и андезито-дацитов. Такая же картина наблюдается в Центральном Казахстане (Дегтярева и др., 1969; Азбель, 1970; Каюпов и др., 1971; и др.), а также в советских Карпатах, причем не только в отношении позднемезозойско-кайнозойской, но и палеозойской металлогении (Быстревская, 1973; Штифанов, 1973; и др.).

А.К. Кондратенко и др. (1970) отмечают тесную связь рудоносности Срединного хребта Камчатки с поясом развития субвулканических интрузий трахидацитов, слагающих штоки, неправильные залежи, поля даек. Близкая обстановка имеет место в Нижнеамурском районе (Сухов, 1967; и др.).

По данным Э.А. Ефременко (1969), в большинстве оловорудных районов Якутии установлена (определениями абсолютного возраста) тесная временная связь оловянной минерализации с кислыми субвулканическими порфировыми интрузиями.

Как сообщают И.В. Сотников и др. (1969), "преобладающее большинство молибденовых месторождений юга Сибири относится к группе субвулканических гидротермальных образований, связанных с развитием субвулканических гранитоидных комплексов" (с. 123). Можно привести многие другие примеры связи руд различного состава с субвулканическими породами.

Таким образом, рудообразование в большинстве рудных районов ассоциируется с близповерхностными кислыми порфировыми интрузиями, обычно сопровождаемыми автомагматическими брекчиями и игнимбритами, т.е. с субвулканическими интрузиями. Это естественно, так как общей закономерностью развития интрузивного процесса в каждом тектоно-магматическом цикле является постепенное приближение магматических очагов к поверхности наряду с раскислением магм, обогащением их летучими и рудными компонентами. Резкое падение давления и температуры при подходе субвулканических интрузий к поверхности вызывает скачкообразное фазовое расслоение магматической системы, приводит к сближению во времени и пространстве процессов автометаморфизма интрузий, гидротермальных изменений вмещающих пород и рудоотложения (Кулагашев и др., 1972). Поэтому время развития наиболее близповерхностных и наиболее обогащенных летучими и рудными элементами субвулканических интрузий является обычно оптимальной металлогенической эпохой. В молодой геологической истории Тихоокеанского подвижного пояса это происходило в конце мела–начале палеогена, в конце олигоцена, в среднем миоцене и в позднем плиоцене.

Поскольку вулканическим процессам свойственно вообще рассеяние вещества, в том числе рудного, встает вопрос: почему руды концентрируются у субвулканических интрузий, имеющих в большинстве случаев (хотя и ограниченное) сообщение с поверхностью? Необходимые условия для осаждения и накопления руд существуют в криптовулканических структурах, у экранов и у геохимических барьеров. Наиболее распространенным примером криптовулканических структур являются камеры, заполненные автомагматическими брекчиями. Войдя в зону приповерхностной трещиноватости, где внешнее давление быстро падало, магмы или перегретые растворы вскипали, происходил подземный взрыв, гидротермы в последующем пропитывали рыхлый материал камер и, таким образом, формировались руды.

Ю.А. Афонин (1971) на примере одного из оловорудных месторождений показал возможность целенаправленных поисков руд в пределах тел автомагма-

тических брекчий. Он выделил два типа автобрекчий: 1) собственно брекчии с неоднородным перемещенным материалом и 2) псевдобрекчии с неперемещенным однородным материалом, образующимся там, где взрыв проявился уже в ослабленной форме и вызвал лишь появление трещин в породах, разделение их на отдельные глыбы-блоки, без значительного перемещения последних. Наиболее богатые руды обычно развиты под псевдобрекчиями, игравшими роль экрана и облегчавшими образование руд в нижележащих брекчиях. Таким образом, выход на поверхность однородных псевдобрекчий без значительного смещения обломков является благоприятным признаком, указывающим на возможное нахождение руд ниже этих образований.

Экранами, предохраняющими рудный материал от рассеивания, часто являются плотные туфы, туффиты, потоки лав. Закрыть, как пробкой, канал, соединяющий магматический очаг с поверхностью, могут экструзии, брекчиевая мангия которых в таком случае перерабатывается растворами в руды. Геохимическими барьерами, обусловливающими быструю ссадку руд из растворов, могут служить: резкое ощелачивание перегретых гидротерм при вскипании и удалении кислотных газов, быстрое окисление растворов атмосферным кислородом или вадозными водами при входе их в близповерхностную трещиноватую зону, встреча гидротермами минеральных масс, способных к катионному обмену (например, залежи серного колчедана), нейтрализация кислых растворов известняками, сорбция металлов кремниевым гелем и многие другие явления.

Все сказанное показывает, что выделение разломов с субвулканическими интрузиями среди полей, сложенных кислыми эффузивами, игнимбритами, туфами, и последующее выявление вдоль этих разломов криптовулканических структур, экранов и геохимических барьеров представляет собой продуктивный путь поисков руд.

Может возникнуть вопрос о критериях различения субвулканических и "малых" интрузий. По нашему мнению, постановка такого вопроса неправильна, так как малыми интрузиями по существу называют субвулканические интрузии, а также те дайковые комплексы, которые по времени формирования близки к рудам.

Ф.К. Шипулин (1965), наиболее последовательный сторонник существования "самостоятельных малых интрузий", отстаивающий необходимость выделения этих интрузий в отдельную группу магматических формаций, отмечает их следующие особенности: небольшие размеры, связь с глубокими разломами и глубинными магматическими источниками, временную и пространственную связь формирования интрузий и руд, приуроченность времени образования интрузий к концу этапов, нередко гибридный состав и порфировую структуру интрузивных пород. Эти особенности свойственны субвулканическим интрузиям и дайковым комплексам. Во всех хорошо изученных районах связь руд именно с субвулканическими интрузиями устанавливается достаточно четко для всех этапов развития "самостоятельных малых интрузий", которые выделяет Ф.К.Шипулин.

Концепция связи колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд Урала с малыми интрузиями наиболее активно защищается М.Б. Бородаевской с сотрудниками (Бородаевская, Шмидт, 1967). По М.Б. Бородаевской, малые интрузии завершают среднедевонский вулканизм, т.е. фактически они занимают место наиболее металлоносных и наиболее приближенных к поверхности субвулканических интрузий окончаний тектоно-магматических циклов. Сама М.Б.Бородаевская пишет о формировании большей части рудных залежей на незначительном субвулканическом уровне глубинности. По химизму же, отмечает она, малые интрузии похожи на вмещающие их вулканиты, что также очень характерно для субвулканических интрузий.

Уральские работы Г.Ф. Яковлева с сотрудниками (Яковлев, 1968; Основные принципы..., 1973) исключительно интересны в том отношении, что они не оставляют места в процессе рудообразования "малым" интрузиям М.Б.Бородаевской, устанавливают существование субвулканических интрузий на раз-

личных этапах развития Урала, подчеркивают наибольшую перспективность поздних этапов. Эти интрузии имеют кислый состав и пространственно ассоциируются с интрузивными телами основного состава. Те и другие развиты в поясах, сопровождающих протяженные разломы. Картина, рисуемая Г.Ф. Яковлевым, вообще характерна для значительной части рудных районов с их дайковыми полями, пространственной близостью руд к дайкам основного и среднего состава. Тела основного состава имеют лишь пространственную и временную связь с рудами и, по предположению Г.Ф. Яковлева, связаны с подъемом магмы по глубоким разломам из верхних частей мантии.

Благодаря неопределенности границы между интрузивными и эффузивными образованиями в условиях подводного вулканизма и в поздние стадии тектоно-магматического цикла имеется определенный смысл в отстаиваемой Г.Ф. Яковлевым связи уральских колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд с поздними субвулканическими интрузиями. Действительно, именно с формированием этих интрузий и с последующей длительной деятельностью газо-гидротерм, по-видимому, связан основной привнос в придонные обстановки металлов, "накладывающихся" на ранее сформировавшиеся эксгаляционно-осадочные отложения собственно колчеданных руд.

Таким образом, "малые интрузии" ранних этапов подвижных зон по существу оказываются субвулканическими интрузиями.

"Малые интрузии" поздних этапов Северо-Востока СССР, ассоциирующиеся с оруденением, по исследованиям Е.Т. Шаталова, Е.К. Устиева, Ф.Р. Апельцина, М.Л. Гельмана и других геологов, имеют тесные связи с юрскими и более молодыми вулканитами, т.е. представляют собой субвулканические интрузии (Геология СССР, т. 30, 1970). Основная рудоносность Охотско-Чукотского вулканического пояса имеет пространственную связь с субвулканическими телами: позднемеловыми - липаритовыми и дацитовыми, палеогеновыми - трахитовыми и комендитовыми (Филатова, Дворянкин, 1973; Филимонов, 1973). Поздние "малые интрузии" Рудного Алтая, с которыми связаны разнообразные руды, также оказываются субвулканическими образованиями (Полторыхин, 1973). Так, исследованиями Г.Н. Щербы и др. "было установлено, что и так называемые "поздние рудогенерирующие интрузии" ... в главных рудных полях на самом деле являются либо ранними корнями и субвулканическими телами девонских вулканитов, либо явно послерудными, пересекающими руду" (Щерба, 1974, с. 151).

В качестве области развития "малых интрузий" конечных этапов обычно указывается Сихотэ-Алинь. Как показали работы большого коллектива геологов в Центральном Сихотэ-Алине, олово-редкометальная и олово-полиметаллическая минерализация проявляется там в связи с поздними магматическими процессами, после кристаллизации крупных гранитных массивов и вслед за внедрением послегранитных даек основного состава. Поздние магматические проявления, с которыми связаны руды, имеют характер вулкано-плутонических ассоциаций. Интрузии залегают неглубоко, и прорывы их на поверхность сопровождаются образованием игнимбритов. Интрузивные породы связаны взаимопереходами с покровами вулканитов, т.е. представляют собой субвулканические образования (Мартынюк, 1972).

В прибрежных рудных районах Сихотэ-Алиня также проявляется тесная связь оловянного и олово-полиметаллического оруденения с вулкано-плутоническими ассоциациями и субвулканическими интрузиями, развивающимися вдоль разломов. Интересна намечающаяся приуроченность рудных месторождений Восточного Сихотэ-Алиня к поперечным широтным разломам, вдоль которых распространены магматические продукты (главным образом вулканические и субвулканические) преимущественно андезитового состава (Baskina, 1973; Говоров, 1974; и др.). Базальтовые же лавы Сихотэ-Алиня, с дифференциацией которых Ф.К. Шипулин связывал оруденение, повсеместно проявляются здесь как малодифференцированные образования, и излияния их не сопровождались какими-либо значительными газо-гидротермальными процессами. Связь даек основных пород с рудами во всех изученных случаях оказывается лишь структурной.

Субвулканический характер имеют также субщелочные и щелочные интрузии платформ и свойственные устойчивым областям траповые интрузии (Урванцев и др., 1972). Например, норильские никеленосные интрузии обладают характерными признаками субвулканических образований.

Таким образом, и более поздние "малые интрузии" в большинстве случаев оказываются субвулканическими интрузиями поздних этапов.

Легко представить, как возникла концепция самостоятельного комплекса "малых" интрузий, предусматривающая глубинный источник как "малых" интрузий, так и руд, развитие глубоких трещин с подачей магм относительно основного состава после сравнительно кислого магматизма. Можно обратиться к примеру рудных районов Южного Приморья (Радкевич, 1967, 1970), где после игнимбритовых извержений активизировался базальтовый магматизм, "причем во времени с этим процессом совпало и образование касситерито-силикатно-сульфидных месторождений, жилы которых переплетаются во времени и пространстве с базальтовыми палеогеновыми дайками" (Радкевич, 1967, с. 143).

Мы действительно обычно видим, что непосредственно после формирования наиболее кислых магматических пород с рудами (игнимбритовая формация и кислые близповерхностные интрузии) процессы растяжения вызывают еще более глубокое растрескивание земной коры, обусловливая выход к поверхности основных магм. Поскольку растрескивание дает выход и рудным эманациям (из ранее бывших изолированными магматических очагов), представления о близости источников и времени формирования, с одной стороны, руд, с другой - сравнительно основных пород вполне естественны. Представления эти отражают, во-первых, фактическую связь руд с поздними близповерхностными, субвулканическими интрузиями (эти интрузии именуются "малыми"), во-вторых, действительно имеющую место относительную близость времени формирования рудоносных субвулканических интрузий конца орогенной стадии и даек более основных пород начала этапа посторогенного магматизма (эти дайки также причисляются к "малым" интрузиям).

Характерно, что в большинстве рудных районов формирование "самостоятельных малых интрузий" заканчивается до начала интенсивного рудоотложения. Это естественно, так как трещинообразование способствует формированию даек и подъему рудоносных растворов. Длительная деятельность последних формирует руды. Это, однако, не значит, что руды, пространственно ассоциирующиеся с базальтовыми дайками, образованы обязательно подкоровыми рудоносными растворами, как это предполагает Е.А. Радкевич (1969). Разломы, прежде чем достигнуть глубинных базальтовых очагов, могут вскрыть коровые магматические очаги и "дренировать" их рудное содержание. Деятельность рудоносных гидротерм в этих условиях будет длительной, частично она захватит и время базальтовых излияний.

Термин "субвулканические интрузии" предпочтительней, чем "малые интрузии". Он имеет бо́льшую смысловую нагрузку, показывая и тесные взаимоотношения интрузивных тел с вулканитами. Соединять в одну группу "малых" интрузий субвулканические интрузии и дайки нельзя. Это различные образования по времени формирования (представители различных этапов), морфологии тел, петрографическому составу пород, отношению к рудам. Связь руд с дайками сравнительно основного состава, причисляемыми к "малым" интрузиям ("дайки 2-го этапа" В.С. Коптева-Дворникова), в большинстве случаев лишь структурная. Встает вопрос: следует ли давать этим дайкам какое-либо специальное наименование, подчеркивающее их относительную глубинность? Думается, что это излишне, так как состав дайковых пород (андезитовый, базальтовый) сам по себе говорит о достаточно глубоком растрескивании земной коры и подъеме магм с больших глубин при формировании даек.

В общем следует вполне согласиться с Ю.А. Кузнецовым в том, что малые интрузии (как бы они ни понимались) не могут быть выделены в особую формацию, а должны в соответствии с их составом относиться к одной из известных формаций магматических пород.

Экструзивные купола и руды

Экструзивным куполам посвящена монография О.Г. Борисова и В.Н. Борисовой (1974). Поэтому здесь ограничимся лишь кратким перечислением особенностей этих образований.

Экструзивный купол – чаще моногенное вулканическое тело, иногда с эксплозивно-эффузивным кратером проседания на вершине, более или менее правильной куполо- или конусообразной формы с крутыми склонами (рис. 5). Это тело образовано выдавливанием (экструзией) на поверхность вязкой или почти твердой малогазонасыщенной лавы из относительно узкого подводящего канала или трещины.

Экструзивным куполам свойственны следующие признаки: 1) однородное массивное строение, усложненное блоковыми подвижками по радиальным, концентрическим или неправильной формы трещинам в теле купола вплоть до выдавливания "игл", "обелисков", "гребней"; 2) мощный шлейф (на склонах, особенно у подножия) первичной брекчии, образовавшейся в результате растрескивания и разламывания остывающей вязкой лавы, часто ассоциирующейся со вторичной брекчией (брекчией разрушения), которая образовалась в процессе эрозии купола; 3) среднее отношение диаметра основания к высоте купола, обычно равное 2–3; 4) четко выраженная флюидальная полосчатость или веерная структура; 5) крупная порфировая и серийно-порфировая структура лав; 6) изменение структуры основной массы пород, слагающих купола, от микролитовой в центре до *стекловатой или пемзовидной в краевых частях;* 7) состав лав – от риолитов и трахитов до кислых андезитов и (реже) до *андезито-базальтов и даже базальтов; частое присутствие в лавах ромбических* пироксенов, роговой обманки; 8) содержание в лавах куполов большого количества ксенолитов вмещающих пород из постройки или фундамента вулкана; 9) выделения газов (чаще в виде горячих туч), обычно предшествующие выдавливанию лавы или сопровождающие его; не исключены и мощные эксплозивные выбросы (или направленные взрывы) в виде песчано-пепловых, пемзовых и агломератовых потоков; 10) интенсивные газо-гидротермальные процессы, сопровождающие активную стадию формирования купола и приводящие к образованию измененных пород типа вторичных кварцитов галогенно-сернокислотного ряда, а также залежей алунитовых, каолинитовых, серных, гипсовых и колчеданно-полиметаллических руд; 11) превращение (иногда) экструзивных куполов при последующем возобновлении вулканической деятельности в стратовулканы (в таких случаях их первоначальное экструзивное ядро может *быть погребено под потоками лав и покровами рыхлых отложений*).

Экструзивные купола "растут" очень быстро. Время формирования моногенных экструзивных куполов редко превышает 2–3 года, средняя скорость их роста от нескольких сантиметров до 2–3 м в сутки, а иногда и больше. Наиболее детально изучен процесс формирования купола вулкана Безымянного, продолжающийся без перерыва более 17 лет (рис. 6).

Сильная газонасыщенность неглубоко залегающей экструзивной магмы и возможность ее выхода по вулканическому каналу, заполненному относительно высокопористой лавой, являются предпосылками для медленной и длительной диффузии газов на дневную поверхность. В отличие от эксплозивных и эффузивных извержений, когда газы получают свободный доступ в атмосферу, при экструзивном извержении купол выполняет роль "динамического клапана", регулирующего выход газо-гидротерм на поверхность и тем самым предотвращающего их свободную "пульверизацию" в атмосферу. *Под воздействием вул*канических эманаций первичные породы превращаются в зонально измененные породы, нередко с рудопроявлениями. Экструзивные купола не только выполняют роль рудоконтролирующих структур, но и являются рудовмещающими структурами, что обусловлено большой пористостью (трещиноватостью) лав купола, мощными брекчиевыми отложениями, образующимися при росте и разрушении купола, а также большими объемами пемзового и агломератового материала потоков, извергающихся при поднятии экструзивных куполов. Значение

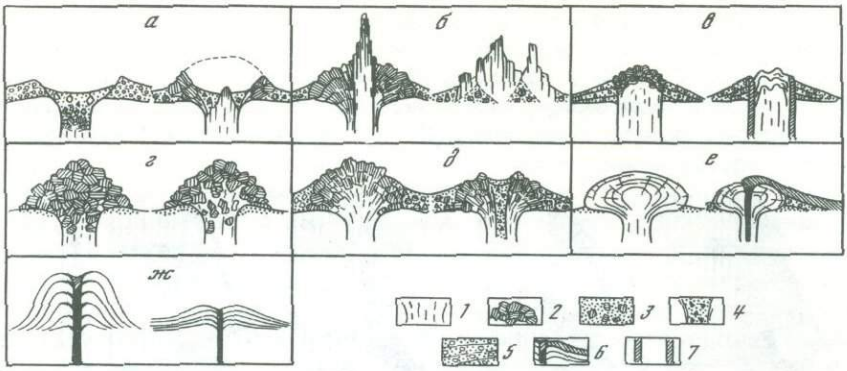


Рис. 5. Морфология и структура экструзивных куполов: *а* – купол взрыва; *б* – обелиск (игла); *в* – купол-пробка; *г* – глыбовый купол; *д* – купол напора; *е* – купол выдавливания; *ж* – натечный купол.

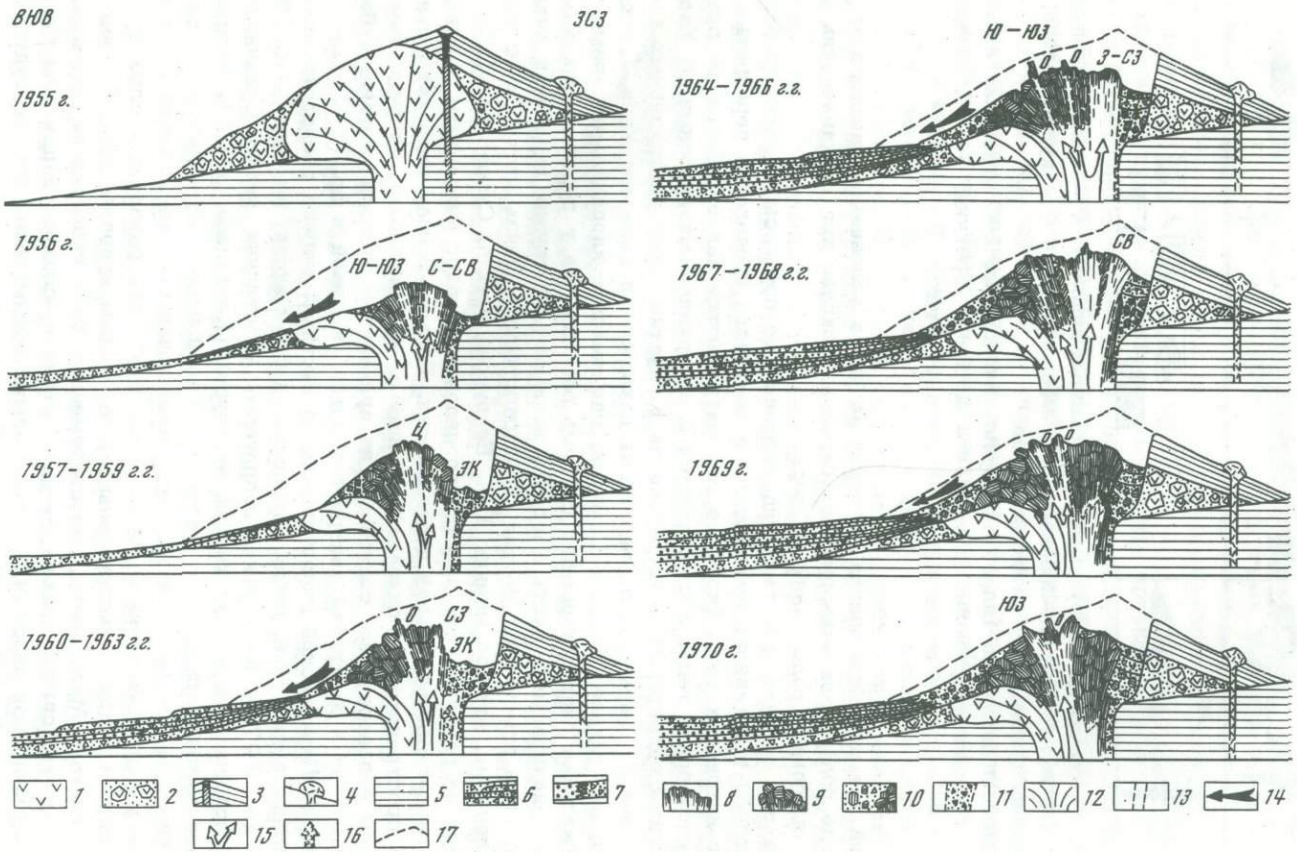
1 – монолитное тело (ядро) экструзивного купола; *2* – купольная автобрекчия; *3* – брекчия разрушения купола; *4* – жерловая брекчия; *5* – эксплозивные пепловые и пемзовые отложения; *6* – лавовые потоки; *7* – дайки

экструзий для рудообразования особенно велико в условиях подводного вулканизма, где роль физико-химического барьера – экрана для вулканических эманаций – выполняет толща морской воды.

Почти все современные газо-гидротермальные процессы в областях развития молодого и активного вулканизма, в частности проявления перегретых хлоридно-натриевых терм (которые рассматриваются как отработанные рудоносные растворы), тесно ассоциируются с экструзивными куполами. В Узон-Семячикском гидротермальном районе на Камчатке серия экструзивных куполов (состава от андезитов до риолитов) находится в кальдере Узон, Долине Гейзеров, на вулкане Большой Семячик, где выходят хлоридно-натриевые термы. Паужетская гидротермальная система расположена у подножия хр. Камбального, значительную часть которого занимают экструзии дацитов и риолитов. При этом отмечается четкая пространственная связь экструзий с термопроявлениями, что, по мнению В.И. Белоусова и В.М. Сугробова (1971), указывает на генетическое родство проявлений кислого вулканизма и современной газо-гидротермальной деятельности. Больше-Банная гидротермальная система пространственно связана со сложным вулканическим сооружением до 10–12 км в поперечнике, состоящим из вулканитов кислого состава, субвулканических тел и экструзий липарито-дацитов (Краевой и др., 1971).

В районе Паратунской гидротермальной системы широко распространены туфы кислых вулканитов, субвулканические тела и экструзии липаритов (Манухин и др., 1971). Киреунские гидротермы (восточные отроги Срединного хребта) проявляются вблизи кислых экструзий (Кирсанова, 1971). Аагские источники выходят по разлому вдоль р. Шумной непосредственно около экструзии риолитов (Вакин, 1966). Гидротермальная система Горячий Пляж расположена у подножия вулкана Менделеева, в области развития кислых туфов и игнимбритов рядом с экструзивным липаритовым куполом мыса Горячего. Вершина вулкана Менделеева, где современные газо-гидротермы отлагают сульфиды ртути, свинца, цинка и других металлов, сложена дацитовым куполом. На гидротермальной площади с современными полиметаллическими рудопроявлениями Солтон-Си (Южная Калифорния) распространена цепочка риолитовых и обсидиановых куполов, проходящая примерно посредине геотермального поля (White, 1968).

Тесная пространственная и парагенетическая связь гидротермальных процессов с экструзивными куполами четко прослеживается и в областях развития существенно андезитового вулканизма, где газо-гидротермальные проявления отмечаются почти у всех экструзивных куполов действующих вулканов.


ВЮВ
ЗСЗ
1955 г.
1956 г.
Ю–ЮЗ
С–СВ
1957–1959 г.г.
Ц
ЭК
1960–1963 г.г.
О
СЗ
ЭК
Ю–ЮЗ
О
О
З–СЗ
1964–1966 г.г.
1967–1968 г.г.
СВ
1969 г.
ЮЗ
1970 г.
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17

С субаэральными экструзиями андезитов и андезито-дацитов связаны серные рудопроявления, которые часто сопровождаются алунитизацией и огипсованием самих экструзивных тел и вмещающих их пород, а нередко также и сульфидной минерализацией. Подробно вулканические серные месторождения мира описаны в работе Г.М. Власова и др. (Вулканические серные месторождения..., 1971), поэтому отметим лишь те серопроявления, связь которых с экструзивными куполами не вызывает сомнения.

Современные процессы сероотложения отмечаются у 60 экструзивных куполов на 20 вулканах Камчатки и Курильских островов. К таким вулканам относятся вулкан-кальдера Головнина – отложения серы и горячие источники около куполов андезито-дацитового состава; вулкан Менделеева – огромные сольфатарные поля с отложениями серы около дацитового купола; вулкан Синарка с центральным куполом андезитового состава – вокруг купола и по контакту с кратером имеются сольфатары и мощные отложения серы; вулкан Кихпиныч с экструзивным дацитовым куполом – отложения серы, гипса, сульфидов в кратере вулкана, на контакте с экструзивным куполом (по трещинам в самом куполе и около него – поля сернокислотно-измененных пород с самородной серой); вулкан Мутновский – горячие источники и сольфатары с отложениями серы около дацитовых куполов (сильная сольфатарная деятельность вулкана в центральном эксплозивном кратере также связана с экструзивными куполами); вулкан Большой Семячик с группой куполов состава от андезита до риолита – сольфатары, горячие источники, отложения серы. Перечень можно было бы продолжить, но и приведенных примеров достаточно, чтобы показать непосредственную связь современных процессов сероотложения с куполами.

Серные месторождения связаны и с более ранними, позднеплиоценовыми проявлениями экструзивного магматизма. Так, на месторождении Новое (о-в Итуруп) серные руды залегают в обрывах котловины, в центре которой располагается экструзия андезитов; на месторождении Заозерном (о-в Парамушир) имеется серия экструзивных куполов андезито-дацитового состава; месторождение Ильинское (о-в Кунашир) сопровождается рядом андезито-дацитовых куполов; Шульгинское месторождение расположено около экструзивного даци-

←

Рис. 6. Стадийность роста экструзивного купола Нового (1956 – 1970 гг.) и отложений агломератовых потоков вулкана Безымянного (по О.Г. Борисову)

1 – андезитовый экструзивный купол; *2* – брекчия разрушения купола; *3* – отложения стратовулкана; *4* – дацитовый экструзивный купол на склоне вулкана; *5* – фундамент вулкана (склон вулкана Камень); *6* – отложения агломератовых потоков извержения 1956 г. и последующих извержений вплоть до 1970 г.; *7* – отложения грязевых потоков – фронтальных частей агломератовых потоков; *8* – вязкая андезитовая экструзивная лава, формирующая купол Новый; *9* – затвердевшие блоки андезитовой экструзивной лавы; *10* – брекчия разрушения купола Нового; *11* – жерловая брекчия; *12* – трещины отдельности в лаве купола; *13* – зоны структурных подвижек в формирующемся куполе (блоковые подвижки) и между куполом и старой постройкой вулкана; *14* – основное направление движения агломератовых потоков; *15* – основное направление движения вязкой экструзивной лавы; *16* – основное направление движения газонасыщенной эксплозивной лавы; *17* – контур вулкана до 1956 г. Наиболее крупные купольные структуры: Ю-ЮЗ – южный и юго-западный блоки, С-СВ – северный и северо-восточный блоки, СЗ – северо-западный блок, Ц – центральный блок, О – обелиски, ЭК – главный эксплозивный кратер.

Экструзии Чинь-Чинь (З-СЗ, 1964-1966 гг.), Наутилус (СВ, 1967-1968 гг.), Октябрь (ЮЗ, 1970 г.) – наиболее крупные блоки экструзивной лавы, которые вместе с другими блоками образуют единое экструзивное тело – купол Новый

тового купола; серное месторождение р. Половинной находится на склоне вулкана Малый Алней в непосредственной близости от экструзий андезитового и дацитового состава. Север Камчатки представляет собой серноносный район с рядом месторождений серы, и почти все они сопровождаются экструзиями андезито-дацитового и дацитового состава (район вулканов Малетоуин, Агломератового и др.). Серные руды, в частности метасоматические, нередко сопровождаются отложениями алунитов, гидротермального гипса, серного колчедана (вулканы Кихпиныч, сопка Зимина, район Малетойваямского рудного узла, Шульгинская экструзия). На Малетойваямском месторождении точно установлено, что гидротермальное рудоотложение происходило непосредственно после извержения поздних игнимбритовых потоков и внедрений липарито-дацитовых экструзивных куполов вулкана Агломератового. На Юбилейном участке Малетойваямского месторождения в серноколчеданных залежах содержатся медь и (в небольших количествах) другие металлы.

Отложения сульфидов свинца, цинка, меди, мышьяка, сурьмы, ртути и ряда других элементов в настоящее время происходит на вулкане Менделеева, в кальдере Узон (сульфиды Fe, As, Sb, Hg, Zn, Cu), на Паужетских термальных полях (серные бугры с сульфидами Hg, Sb, Zn, Pb, As), на Налычевских термальных площадках (сульфиды мышьяка) и на других вулканах и термальных площадках в тесной связи с экструзивными куполами. Сурьмяно-ртутные месторождения отмечаются на термальных площадках Стимбот, Сольфер-Банк, Йеллоустонского национального парка, Вайракей (Уайт, 1958; Диксон, Танелл, 1973).

Рудные участки Центрально-Камчатской вулканической зоны приурочены к неккам, экструзивным куполам, кальдерам и прикальдерным частям палеовулканических построек неоген-четвертичного возраста (Андрусенко, Щепотьев, 1974).

С экструзиями дацитового и липаритового состава в Закарпатье связано полиметаллическое оруденение: Дубринич-Оленево-Вешковская ртутная рудная зона, Выгорлат-Гутинская теллуро-висмутовая рудная зона, Чоп-Береговая и Солотвинская свинцово-цинковые рудные зоны; Черноголово-Драговская мышьяково-сурьмяная рудная зона и др. (Малеев, 1964). Оловянное оруденение Лысогорского месторождения (Приморский край) приурочено к андезитовым и дацитовым куполам, причем промышленное оруденение тяготеет к кровле экструзивных куполов (Костеров, 1974). С липаритовыми экструзиями связаны Кисинское и Заявочное оловорудные месторождения Южного Приморья (Ростовский, 1973).

На размещение ртутного оруденения Северо-Востока СССР большое влияние оказали субвулканические интрузии, экструзии, лавовые купола (Бабкин, 1969). Крупное ртутное месторождение Кордеро (США), по заключению Э.Л. Фиска (1973), связано с экструзиями и субвулканическими интрузиями роговообманковых липаритов. Приведенных примеров достаточно, чтобы показать тесную ассоциацию руд с субаэральными экструзивными процессами.

Еще более отчетлива ассоциация руд с экструзиями, формирующимися в подводных условиях. Из современных подводных экструзий наиболее изучена экструзия острова-купола Бану-Вуху (Kemmerling, 1923; Neumann van Padang, 1938; Зеленов, 1972). Подводное извержение вулкана (1835 г.) после нескольких дней непрерывной активности завершилось образованием лавового острова-купола высотой 30 м. Вулкан действовал периодически. Каждое его новое извержение сопровождалось выделением большого количества сернистых газов, а заканчивалось очередным выдавливанием вязкой лавы состава роговообманковых андезито-дацитов. В настоящее время "вершина" Бану-Вуху представляет собой овальную в плане мелководную банку с крутыми склонами, окруженную глубинами 100 м и более. По мнению К.К. Зеленова, рост экструзивного купола не прекратился и в настоящее время. В пробах воды, отобранных на месте выхода гидротерм после извержения, содержалось от 100 до 140 мг/л гидроокислов марганца и железа – почти столько же, сколько в

рассолах Красного моря. Основная масса взвеси уносится, часть же оседает на обломках пород экструзивного купола. В ней содержится до 62% гидроокислов железа, до 7% марганца и до 7,6% P_2O_5. В осадках отмечены и такие элементы, как Cu, V, Sr, Mo, Cr, Zn, Ba, Ni, Co, Zr, Pb, Sn, Ge, Y, Ga, Yb.

Приведенный пример показывает, что экструзии вязкой лавы вполне возможны в условиях морского мелководья, причем процесс вулканического извержения в подводных условиях, приводящий к образованию экструзивных куполов, по форме проявления мало отличается от аналогичного процесса в наземных условиях. При этом также происходит эксплозивное извержение с пирокластическими отложениями, выдавливается вязкая лава, формируется купол, образуется вулканическая (купольная) брекчия, затем следует стадия гидротермального процесса.

Различия заключаются в следующем. В наземной обстановке в стадию гидротермального процесса основная разгрузка гидротерм происходит на некоторой глубине от поверхности, в зоне вскипания гидротерм. Глубина этой зоны определяется величиной гидростатического давления, температурой гидротерм и их солевым составом. К поверхности выходят разубоженные газо-гидротермы, несущие в основном нерудную нагрузку – соединения серы и ряда других элементов. В подводной обстановке вскипание гидротерм происходит непосредственно на месте их разгрузки, т.е. в условиях поверхности морского дна, где формируются экструзивные купола. Резкая смена физико-химических условий среды, наличие огромного количества вулканической пирокластики в месте вскипания и разгрузки гидротерм создают благоприятную обстановку для образования вулканогенно-осадочных сульфидно-полиметаллических руд.

Реализации благоприятных условий для отложения руд у экструзий способствует приуроченность экструзивного вулканизма к поздним стадиям магматического процесса с наиболее кислыми продуктами, т.е. к периодам, оптимальным в металлогеническом отношении.

В условиях свободного водообмена и аэрации морской воды происходит быстрое охлаждение и разбавление газо-гидротерм у экструзий, что приводит к выпадению из них металлов в виде различных гидроокисей. Значительные скопления рудных отложений вблизи выхода гидротерм в обычных условиях исключены, так как образующаяся взвесь легко переносится течениями. Для концентрации рудного осадка нужны особые условия. Такие условия, а именно полузамкнутые мелководные (глубина не более 200 м) шельфовые бассейны с относительно слабым водообменом, но значительной аэрацией существовали при формировании японских вулканогенно-осадочных колчеданно-полиметаллических руд типа Куроко (Вулканизм и рудообразование, 1973). Подобная обстановка способствовала накоплению рудных компонентов в непосредственной близости от выходов рудоносных гидротерм.

Вулканические породы на месторождении Косака, где находятся руды указанного типа, состоят из девяти экструзивных дацитовых куполов, окаймленных брекчиями. Все основные вулканогенно-осадочные колчеданно-полиметаллические залежи рудника Косака размещаются в непосредственной близости к куполам, на их склонах или в понижениях между ними. В вулканических брекчиях окраин куполов развиты вкрапленные руды, по трещинам в самих куполах – штокверковые. Тесная связь руд Куроко с дацитовыми куполами проявляется также на руднике Ханаока и многих других месторождениях Японии. По заключению Т. Мацукума и Е. Хорикоси (1973), "образование большинства рудопроявлений Куроко генетически связано с поствулканической деятельностью небольших лавовых куполов" (с. 133).

Ряд рудопроявлений на о-ве Кунашир, в частности месторождение бухты Валентины, по-видимому, можно отождествить с типом Куроко как по характеру руд, так и по развитию на этом месторождении экструзивных куполов кислых лав и сопровождающих их брекчий.

В последние годы тесные взаимоотношения между экструзиями и рудами выявляются и для более древних колчеданно-полиметаллических месторождений в ряде рудных районов СССР. В.М. Нечеухин (1973) связывает наиболее

поздние колчеданно-полиметаллические руды Урала с выделяемыми им экструзивно-купольными и линейно-экструзивными вулкано-тектоническими структурами. Г.Ф. Яковлев и Е.Б. Яковлева (1973) подчеркивают связь разнообразных руд юго-западного Алтая с вулканогенными структурами, в которых сочетаются субвулканические и экструзивные тела, тяготеющие к жерловым частям вулканов. Тщательные наблюдения В.В. Авдонина в Лениногорском районе Рудного Алтая показали, что тела порфировых пород на рудных площадях, наиболее близкие по времени образования к рудам, представляют собой не только субвулканические интрузии, но и экструзивные купола, формировавшиеся на поверхности. Купола сложены тонкофлюидальными липаритами, вверх постепенно переходящими в брекчии, игнимбритоподобные и туфоподобные породы. На рудных полях Лениногорского района "экструзивные образования имеют очень широкое распространение. Роль их в строении вулканогенных толщ, в структуре рудных полей, в локализации полиметаллического оруденения явно недооценивается. Между тем можно с уверенностью утверждать, что экструзии являются одной из наиболее распространенных форм излияний кислой магмы в процессе становления липарито-базальтовой формации Рудного Алтая" (Авдонин, 1974, с. 639).

Большое сходство эксгаляционно-осадочных колчеданно-полиметаллических месторождений Японии, Урала, Северного Кавказа, Восточной Тувы отмечает Т.Я. Гончарова (1970). К числу особенностей, сближающих эти месторождения, относятся нахождение тонкослоистых гематитовых пород в висячем боку рудных залежей и связь с экструзивными и субвулканическими телами.

Анализ материалов о геологических условиях образования колчеданно-полиметаллических месторождений убедительно показывает связь руд с поздними кислыми дифференциатами глубинных магм. Эти кислые дифференциаты, обогащенные рудными эманациями, частично прорывались на дно морских бассейнов, давая экструзивные купола, частично же застывали вблизи поверхности, слагая субвулканические интрузии. С постмагматической газо-гидротермальной деятельностью тех и других связаны руды - вулканогенно-осадочные на поверхности, вблизи экструзивных куполов и импрегнационно-метасоматические под поверхностью, вблизи субинтрузий. Таким образом, признание большой роли экструзий в рудообразовании в значительной степени сглаживает противоречия между сторонниками "эффузивного" и "интрузивного" генезиса колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений.

Геологические условия развития экструзивного магматизма способствуют сильным газо-гидротермальным преобразованиям экструзивных пород. Вторичные процессы могут целиком переработать автометасоматически экструзивные купола в относительно однородные крупные массы гидротермальных продуктов, нередко представляющих собой прекрасное керамическое и фарфоровое сырье. На базе подобных месторождений (Гусевское и др.) в Южном Приморье организована фарфоровая промышленность.

Рудоотложение в подводных условиях

Процессы газо-гидротермального рудоотложения в подводных условиях определяются прежде всего двумя основными факторами. Во-первых, рудообразующие газо-гидротермы выделяются непосредственно в водную среду, и лишь частично парогазовая фаза прорывает водную толщу и выделяется в атмосферу. Океаническая, или морская, водная среда является не только мощным гидростатическим экраном на пути движения газо-гидротерм к поверхности, но и физико-химическим барьером. Это своего рода буферная среда с относительно постоянными температурой, солевым составом, концентрацией водородных ионов, газонасыщенностью и даже окислительно-восстановительным потенциалом. Во-вторых, море - весьма благоприятная транспортирующая среда. В отличие от литосферы, где движение газогидротерм ограничено в первую очередь проницаемостью пород, в условиях гидросферы большую роль в транспортировке материала играют течения.

Океан как среда минералообразования и рудоотложения

Геологии, геохимии и химии океана посвящено большое количество работ (Менард, 1966; Виноградов, 1967; Хорн, 1972; McBirney, 1971; и др.). Наибольший интерес, с нашей точки зрения, вызывает работа Р. Хорна по морской химии.

Океаны, по образному выражению Р. Хорна, представляют собой активно действующую систему. Они перемешиваются приливами и отливами, течениями и водоворотами, восходящими и нисходящими потоками; огромные объемы воды вносятся реками, атмосферными осадками и тающими льдами; большие объемы воды удаляются из океанов при испарении и замерзании. Кроме того, океаны непрерывно размывают континенты и насыщают водой атмосферу. В течение года (по данным Физического энциклопедического словаря, т.1, 1960) общее количество воды, принимающей участие во влагообороте на земном шаре, составляет около 519000 км^3, что в 7,5 раза превышает объем такого водоема, как Черное море. Из них 511 000 км^3 принимают участие во влагообороте между Мировым океаном и сушей. Это составляет почти 0,04% от объема Мирового океана, т.е. нужно всего 2500 лет для полного влагооборота вод океана.

И все же система Мирового океана остается относительно постоянной по своим физико-химическим параметрам на протяжении многих десятков (а возможно, и сотен) миллионов лет.

Химический состав морской воды. Изучение химизма морской воды в удаленных точках земного шара показало, что пробы содержат одни и те же компоненты в очень близких пропорциях, поэтому различия в химическом составе вод морей состоят только в количестве присутствующих солей, т.е. хотя общая концентрация солей в морской воде, или ее соленость, может меняться, отношения между концентрациями главных компонентов остаются примерно постоянными (Хорн, 1972). Это означает, что океаны, подобно атмосфере, хорошо перемешиваются. Наибольшие колебания в солености морской воды обнару-

живаются вблизи поверхности, на границах океанических течений и в прибрежных зонах. Величина солености поверхностного слоя зависит от баланса между процессами испарения и количеством атмосферных осадков.

В табл. 5 приведены содержания элементов в морской воде, основные формы их нахождения и время пребывания в ней.

Буферность морской среды и возможные условия ее изменения. По химической природе морская вода представляет собой буферную систему, содержащую соли слабых кислот. Анионы солей этих кислот, присоединяя протоны, регулируют кислотность системы и уменьшают колебания величины водородного показателя pH, происходящие при возрастании концентрации ионов H^+ или OH^- (Хорн, 1972). Некоторые исследователи, не отвергая значения буферирующего действия систем $CO_2 - HCO_3^- - CO_3^{2-}$ и $H_3BO_3 - H_4SiO_4$, предполагают существование дополнительного буферирующего фактора.

Ф.Т. Маккензи и Р.М. Гаррелс[1] особо подчеркивают роль силикатных минералов в регулировании концентрации водородных ионов. Подобной точки зрения придерживается и Л.Г. Силлен (Sillen, 1961, 1967). Появление максимума значений pH на первых 100 м (pH = 8,2–8,3) К. Парк[1] объясняет влиянием растворенного в морской воде атмосферного CO_2 и биологической деятельностью микроорганизмов. Минимальные значения pH в интервале 7,5–7,7, наблюдаемые на глубинах 200–1200 м, соответствуют минимальной концентрации растворенного кислорода. К. Парк также связывает эти колебания с биохимическими процессами. Причины второго максимума на глубине 4000 м менее ясны. К. Парк считает, что этот максимум определяется в основном влиянием величины гидростатического давления на константу диссоциации H_2CO_3, но допускает также возможность влияния осадочных пород океанического дна. Он рассматривает область глубоководного максимума как границу, разделяющую две зоны: в верхней зоне преобладают биохимические, а в нижней – физико-химические и, возможно, геохимические процессы. Наиболее высокие значения pH приурочены к поверхностным водам, которые находятся в равновесии с CO_2 атмосферы. Еще более высокие значения pH отмечаются в мелких водах приливно-отливных зон, заливов и эстуариев, но pH снижается до 7,0 (нейтральная среда) и даже ниже (кислая среда) в определенных участках морских вод и в бассейнах, зараженных сероводородом.

В различных частях океана, особенно в условиях полузакрытых морей, в глубоководных впадинах, в шельфовых зонах со значительными притоками пресных вод, такие параметры, как соленость, величина pH, окислительно-восстановительный потенциал, газонасыщенность (особенно содержание кислорода, сероводорода, углекислоты), могут значительно отличаться друг от друга, а соответственно должны меняться концентрация и формы химических соединений, находящихся в этих водах. В.С. Крамбейн и Р.М. Гаррелс (1960), рассматривая происхождение и классификацию химических осадков морского происхождения в зависимости от pH и окислительно-восстановительного потенциала, делят их на два главных типа по условиям осадкообразования. К первому типу относятся нормальные морские условия со свободной циркуляцией, как, например, открытое море. Ко второму типу относятся условия, способствующие развитию замкнутых бассейнов, в которых физико-географические, тектонические и биологические факторы контролируют циркуляцию растворенных солей. Таким образом, в казалось бы едином океаническом бассейне создаются различные физико-географические условия среды, которые влияют на распределение температуры, солености, концентрации водородных ионов, газонасыщенности и величины окислительно-восстановительного потенциала.

Значительное влияние на изменение среды осадконакопления и состав осадков океана оказывает подводная вулканическая деятельность. Ее значение при различных физико-географических условиях не равноценно. В нормальных условиях (со свободной циркуляцией воды) продукты вулканизма, в частности

---

[1] Сведения взяты из работы Р. Хорна (1972).

Таблица 5

Элементарный состав морской воды (по Хорну, 1972, в сокращенном варианте)

Элемент	Концентрация, мг/л	Основные формы нахождения	Время пребывания в морской среде, лет
H	108 000	H_2O	–
B	4,6	$B(OH)_3$; $B(OH)_4^-$	–
C	28,0	HCO_3^-; H_2CO_3; CO_3^{2-}; органические соединения	–
N	0,5	NO_3^-; NO_2^-; NH_4^+; N_2 (газ); органические соединения	–
O	857 000	H_2O; O_2 (газ); O_4^{2-}; другие анионы	–
F	1,3	F^-	–
Na	10500	Na^+	$2{,}6\cdot10^8$
Mg	1350	Mg^{2+}; $MgSO_4$	$4{,}5\cdot10^7$
Al	0,01	–	$1{,}0\cdot10^2$
Si	3,0	$Si(OH)_4$; $Si(OH)_3O^-$	$8{,}0\cdot10^3$
P	0,07	HPO_4^{2-}; $H_2PO_4^-$; PO_4^{3-}; H_3PO_4	–
S	885	SO_4^{2-}	–
Cl	19000	Cl^-	–
K	380	K^+	$1{,}1\cdot10^7$
Ca	400	Ca^{2+}; $CaSO_4$	$8{,}0\cdot10^6$
Mn	0,002	Mn^{2+}; $MnSO_4$	$1{,}4\cdot10^3$
Fe	0,01	$Fe(OH)_3$	$1{,}4\cdot10^2$
Cu	0,003	Cu^{2+}; $CuSO_4$	$5{,}0\cdot10^4$
Zn	0,01	Zn^{2+}; $ZnSO_4$	$1{,}8\cdot10^5$
As	0,003	$HAsO_4^{2-}$; $H_2AsO_4^-$; H_3AsO_4; H_3AsO_3	–
Br	65	Br^-	–
Sr	8	Sr^{2+}; $SrSO_4$	$1{,}9\cdot10^7$
Mo	0,01	MoO_4^{2-}	$5{,}0\cdot10^5$
Ag	$4\cdot10^{-5}$	$AgCl_2^-$, $AgCl_3^{2-}$	$2{,}1\cdot10^6$
Sn	$8\cdot10^{-4}$	–	$1{,}0\cdot10^5$
Sb	$5\cdot10^{-4}$	–	$3{,}5\cdot10^5$
Ba	0,03	Ba^{2+}; $BaSO_4$	$8{,}4\cdot10^4$
Au	$4\cdot10^{-6}$	$AuCl_2^-$	$5{,}6\cdot10^5$
Hg	$3\cdot10^{-5}$	$HgCl_3^-$; $HgCl_4^{2-}$	$4{,}2\cdot10^4$
Pb	$3\cdot10^{-5}$	Pb^{2+}; $PbSO_4$; $PbCl_n^{2-n}$; $Pb(OH)_n^{2-n}$	$2{,}0\cdot10^3$

газо-гидротермы, практически до полного осаждения или растворения будут находиться в условиях относительно буферной среды и свободной транспортировки. В условиях полузамкнутых или замкнутых бассейнов (а также глубоководных впадин с застойным гидродинамическим режимом) продукты вулканизма сами во многом могут изменить океаническую среду, а соответственно и условия осадкообразования. И все же, несмотря на отмеченные выше факторы, "эта огромная масса равновесного природного раствора обладает колоссальной химической инертностью, и внести сколько-нибудь существенные изменения в нее могут только исключительно мощные, длительно действующие и направленные процессы" (Валяшко, 1971, с. 99).

Химическое равновесие и основные формы химических соединений, находящихся в морской воде. Постоянство среды во многом определяет и форму химических соединений, находящихся в морской воде. Так, если в морской воде (имеющей хлорицность 19‰ и pH = 8 при 25°C и 1 атм) Na^+, K^+ и даже Ca^{2+} присутствуют в форме простых гидратированных ионов, то значительная часть магния и негалоидных ионов образует более сложные по составу комплексы. Элементы, присутствующие в морской воде в форме простых ионов, встречаются гораздо реже, чем комплексные частицы (см. табл. 5).

По мнению ряда исследователей (Виноградов, 1967; Валяшко, 1971; Страхов, 1971; и др.), относительное постоянство химического состава океанов установилось несколько сотен миллионов лет назад. Будучи заданной соотношением растворенных компонентов и воды в процессе планетарной дифференциации вещества, минерализация воды океана очень мало менялась в своем дальнейшем развитии (Валяшко, 1963, 1966; Виноградов, 1968). Об этом же говорит и жизнь, существующая в океане, и прежде всего - ее многообразие. Если бы соленость океана менялась часто, то органический мир океана был бы много беднее и в нем не могли бы сохраниться формы, чувствительные к изменению солености и составу его вод (Зенкевич, 1966). А это значит, что морская среда представляет собой относительно равновесную систему, к которой могут быть применимы законы термодинамики и прежде всего химической кинетики. В работах Р. Хорна (1972) и других исследователей (Garrels, Thompson, 1962; Крамбейн, Гаррелс, 1960; Гаррелс, Крайст, 1968; и др.) показана возможность применения химической термодинамики для решения сложных вопросов современной морской химии. Р.М. Гаррелс и М. Томпсон построили химическую модель морской воды, относительно хорошо описывающую условия, в которых происходят современные процессы химического осадконакопления и рудообразования.

Из сказанного видно, что морскую среду можно рассматривать как раствор с заданными и относительно хорошо изученными параметрами, чего нельзя сказать о подводных газо-гидротермах вулканического или иного происхождения. Но знание константы морской воды позволяет рассматривать практически любые химические реакции, протекающие в этой среде, не только с учетом компонентов самой воды, но и компонентов, поступающих извне.

Возможные процессы химического осаждения основных компонентов морской воды. По отношению к основным неорганическим компонентам морская вода недосыщена (Goldberg, 1963), что исключает практически образование нерастворимого осадка солевого состава вод открытых морей и океанов в условиях незначительного сезонного колебания химического состава воды. Воды Тихого океана, за исключением приповерхностных, недосыщены $CaCO_3$. В то же время пересыщение приповерхностных вод южной части Атлантического океана по отношению к $CaCO_3$ (при парциальном давлении углекислоты $P_{CO_2} = 10^{-4}$ атм) достигает 280% и более (Dietrich, 1963). В районе Бермудских островов лишь наиболее глубинные воды находятся в равновесии с осадками. Р. Питкевич и Д. Коннерис обнаружили, что произведение концентраций $[Ca^{2+}][CO_3^{2-}]$ в морской воде при 21°C, 20,5‰ Cl и 1000 атм приблизительно в 2,35-2,95 раза выше его значения при 1 атм. На основании этих результатов они предположили, что глубинные океанические воды должны быть недосыщены $CaCO_3$. Это предположение в дальнейшем подтвердилось при исследовании состава вод южной части Тихого океана, показавшем, что на глубинах свыше 500 м наблюдается явное недосыщение их карбонатом кальция. На основании расчетных и экспериментальных данных Е.Д. Голдберг (Goldberg, 1963) делает вывод, что концентрации ряда элементов (табл. 6), за исключением Ca, Sr и, вероятно, Ba, в глубинных водах не подчиняются условиям равновесий при растворении. Он обращает внимание на тенденцию к уменьшению степени ненасыщенности морских вод элементами с увеличением времени их пребывания в океане (см. табл. 5). Так, для Na эта

Таблица 6

Сопоставление расчетных и экспериментально определенных концентраций металлов при насыщении с их концентрациями в морской воде (Goldberg, 1963)

Элемент	Нерастворимое соединение	Произведение растворимости	Концентрация, мг/л			Отношение измеренной концентрации в насыщенном растворе к концентрации в морской воде	Время пребывания в морской среде, лет
			в насыщенном растворе		в морской воде		
			рассчитанная	измеренная			
Pb	$PbCO_3$	$1,5 \cdot 10^{-13}$	0,01	0,3–0,7	0,00003	400–10000	$2,0 \cdot 10^{3}$
Ni	$Ni(OH)_2$	$1,6 \cdot 10^{-16}$	150	20–450	0,002	10000–225000	$1,8 \cdot 10^{4}$
Co	$CoCO_3$	$8,0 \cdot 10^{-13}$	0,02	25–200	0,0005	50000–400000	$1,8 \cdot 10^{4}$
Cu	$CuCO_3$	$2,5 \cdot 10^{-10}$	5,7	0,4–0,8	0,003	133–266	$5,0 \cdot 10^{4}$
Ba	$BaSO_4$	$1,10 \cdot 10^{-10}$	0,03	0,11	0,03	3,7	$8,4 \cdot 10^{4}$
Zn	$ZnCO_3$	$2,0 \cdot 10^{-10}$	4,6	1,2–2,5	0,01	120–250	$1,8 \cdot 10^{5}$
Cd	$Cd(OH)Cl$	$3,2 \cdot 10^{-11}$	105	4–1000	0,0001	40000–10000000	$5,0 \cdot 10^{5}$
Ca	$CaCO_3$	$5,0 \cdot 10^{-9}$	70	100–480	400	0,25–1,2	$8,0 \cdot 10^{6}$
Sr	$SrCO_3$	$3,6 \cdot 10^{-10}$	9–44	22	8	2,75	$1,9 \cdot 10^{7}$
Mg	$MgCO_3 \cdot H_2O$	$1,0 \cdot 10^{-5}$	84000	36000	1350	27	$4,5 \cdot 10^{7}$

цифра составляет $2,6 \cdot 10^8$, Ca – $8,0 \cdot 10^6$, Mn – $1,4 \cdot 10^3$ и Fe – $1,4 \cdot 10^2$ лет, что вполне согласуется с растворимостью их соединений в морской воде.

Величина концентрации ионов в морской воде не всегда является решающим фактором при образовании химических осадков. Большое значение имеют также такие факторы, как концентрация водородных ионов (pH), окислительно-восстановительный потенциал (*Eh*), температура и давление. Согласно В.С. Крамбейну и Р.М. Гаррелсу (1960), поведение ионов можно подразделить на четыре типа:

1) соединения, поведение которых не зависит от величины *Eh* и pH (Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Cl^-, Br^-, I^-);

2) соединения, поведение которых зависит от величины pH и к которым относятся HCO_3^-, CO_3^{2-}, HPO_4^{2-}, PO_4^{3-}, OH^-, ($HCO_3^- \gtrless H^+ + CO_3^{2-}$);

3) соединения, поведение которых зависит от величины *Eh* и к которым относятся ионы Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mn^{2+}, Mn^{3+}, Mn^{4+} ($Fe^{2+} + Cl^- = FeCl^{2+}$);

4) соединения, поведение которых зависит от величины pH и *Eh* (концентрация этих ионов контролируется как *Eh*, так и pH; например, отношение SO_4/S^{2-} возрастает с увеличением *Eh* и повышением pH).

Влияние факторов концентрации, температуры и давления несомненно. Но они не имеют такого значения в водах современных океанов, как *Eh* и pH. Это можно показать на примере осаждения карбонатов и фосфоритов. Так, повышение температуры вызывает уменьшение растворимости CO_2 в воде, что приводит к увеличению pH раствора и, как следствие последнего, к осаждению $CaCO_3$. Аналогичный процесс происходит при колебаниях P_{CO_2} в атмосфере или изменении растворимости CO_2 в морской воде при вулканических процессах в подводных или приповерхностных условиях. Содержание фосфат-иона не зависит от колебаний P_{CO_2} и растворимости CO_2, но зависит от изменения pH. С увеличением щелочности раствора растворимость фосфоритов уменьшается. В данном случае на осаждение карбонатов и фосфоритов влияет не изменение концентрации иона кальция в растворе или суммарное содержание H_2CO_3 и H_3PO_4, а лишь степень диссоциации последних в зависимости от величины pH раствора. Таким же образом на концентрацию сульфид-иона влияет pH, т.е. увеличение щелочности увеличивает концентрацию S^{2-}, что приводит к осаждению большой минеральной группы сульфидов.

На осаждение железа и марганца pH непосредственно не влияет. Но изменение *Eh* среды приводит к изменению формы окисленности их ионов ($Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$; $Mn^{2+} \rightarrow Mn^{4+}$) и образованию труднорастворимых осадков. И в данном случае суммарная концентрация растворимых соединений Fe и Mn может не изменяться, но вновь образованные формы обладают малой величиной произведения растворимости (ПР), что связано лишь с изменением окислительно-восстановительного потенциала среды.

Поэтому мы вполне разделяем точку зрения ряда исследователей (Крамбейн, Гаррелс, 1960; и др.), что значение pH и *Eh* среды обусловливает общий и основной контроль химического осадкообразования, который включает неорганические реакции и биохимические процессы. Такое утверждение не отрицает роли концентрационных процессов, которые в определенных условиях контролируют химическое осадконакопление или осуществляют этот контроль совместно с *Eh* и pH. Учитывая влияние различных факторов на химическую активность компонентов, растворенных в морской воде или поступающих в морскую среду из других источников, можно условно наметить три основных процесса, приводящих к формированию химических осадков в подводных условиях: изменение условий среды (pH, *Eh*) без существенного изменения концентрации растворимых компонентов; изменение концентрации растворимых компонентов без существенного изменения условий среды, кроме солености; изменение как концентрации, так и условий среды (солености, *Eh*, pH).

Роль подводного вулканизма в образовании химических осадков оценить сейчас трудно. Если признать, что подводный вулканизм является одним из основных механизмов дегазации мантии, а океаническая вода (Виноградов,

1959; 1967, 1968 и др.) является продуктом этой постоянно идущей дегазации, то задача эта кажется не такой уж сложной. В планетарном масштабе древние накопления железа, марганца, фосфора и кремнезема должны быть соизмеримы с водой, выделившейся из мантии, а накопления карбонатов, сульфатов и галоидов должны быть соизмеримы с той частью выделившейся воды, которая в ходе дальнейшей дегазации безвозвратно израсходовалась на создание кислорода атмосферы. На самом деле вопрос гораздо сложнее. Дело в том, что сейчас нельзя описать возможный процесс дегазации мантии в историческом аспекте развития Земли. Можно лишь с несколько иных позиций оценить роль вулканизма в формировании химических осадков - рудных отложений.

По данным Г. Менарда (1966), только на дне Тихого океана существует приблизительно 10 000 вулканов высотой более 1 км, т.е. намного больше, чем на материках. Объем лавового материала, извергнутого этими вулканами за 10^8 лет, примерно такой же, как и объем материковых лав, излившихся за $3 \cdot 10^9$ лет. Таким образом, вулканические пароксизмы на дне океанов оказываются значительно более мощными, чем на суше. Если интенсивность подводного вулканизма не вызывает особого сомнения, то вопрос о химизме продуктов этого вулканизма, его изменении во времени остается в области догадок. Практически данные по вулканическим газо-гидротермам (в подводных условиях) отсутствуют. Поэтому в настоящее время нельзя дать однозначный ответ - является ли солевой состав морской воды аналогом эманаций подводных вулканов и гидротерм или состав последних существенно отличается от первичных продуктов мантии, сформировавших солевой состав современного океана. Пока ясно только одно, что продукты современного подводного вулканизма отражают современный этап дегазации нашей планеты. На всем протяжении истории развития океана вулканические эманации участвовали и участвуют в формировании его солевого состава и тех продуктов, которые океан выделяет.

Частично пробел в наших знаниях по эманациям подводных вулканов можно восполнить, проводя некоторую аналогию с газо-гидротермальной деятельностью современных наземных вулканов, с поводными гидротермами рифтовых зон и используя данные по химизму и минералогическому составу рудных и нерудных осадков в областях развития подводного вулканизма.

Газо-гидротермы областей современного наземного вулканизма

Вулканизм можно рассматривать как проявление магматизма в условиях поверхности Земли. Факторы гипергенеза (низкие давление и температура, высокий окислительный потенциал, биологические процессы, газы атмосферы и атмосферные осадки) оказывают большое влияние на изменение первичного состава магматических эманаций. Первичный состав эманаций зависит от формы проявления вулканизма (эксплозивная, эффузивная, экструзивная), химического состава исходной магмы и, наконец, от дифференциации магматических эманаций в процессе их выделения на земную поверхность.

Вулканические газы

По вулканическим газам опубликован большой, но далеко не равноценный (по условиям отбора проб, а также по форме выражения результатов анализов) материал, что затрудняет его использование даже для статистической оценки среднего состава вулканических газов. Кроме вулканических газов изучались и газы, извлеченные из пород при нагревании (Chemberlin, 1908; Shepherd, 1938; Никогосян, 1940; Yoshida, 1963; и др.). Все эти данные использовались исследователями для расчета возможного среднего состава

вулканических газов или магматического флюида. Наиболее интересны в этом отношении работы В.В. Руби (Rubey, 1951) и К. Краускопфа (1960). Приведенные ими цифры показывают интересную закономерность. Даже в пределах заданных температуры и давления состав газовой фазы не остается постоянным. Он меняется с изменением условий среды, и основными компонентами, влияющими на состав газовой фазы, являются элементы с переменной валентностью (сера, углерод, азот). При конденсации паров воды, т.е. в условиях изменения давления и температуры, на состав газовой фазы будет оказывать влияние не только *Eh* среды, но и солевой состав и pH образующегося раствора, иными словами, те же факторы, которые влияют на образование химических осадков в морях и океанах.

Влияние этих и ряда других факторов на состав газовой фазы, выделяющейся при вулканической активности, не всегда учитывается, что приводит к неверной интерпретации химических анализов вулканических газов. Например, многие исследователи принимают SO_2 за основной серосодержащий газ высокотемпературных фумарол, а следовательно, и магматических эманаций. В качестве доказательства этого положения приводятся как результаты полевых исследований, так и термодинамические расчеты реакций типа

$$H_2S + 2H_2O = SO_2 + 3H_2 . \qquad (1)$$

Действительно, константа равновесия этой реакции возрастает с температурой. Но в условиях земной поверхности не исключены и другие реакции

$$H_2S + O_2 = SO_2 + H_2 , \qquad (2)$$

$$2H_2S + 3O_2 = 2SO_2 + 2H_2O , \qquad (3)$$

константы равновесия которых уменьшаются с повышением температуры. Более подробно на обсуждении этого вопроса остановимся ниже.

Рассмотрим природные вариации состава вулканических газов под влиянием различных факторов. В табл. 7 и 8 приведены усредненные данные по вулканическим газам Камчатки, Курильских островов, Японии и некоторых других районов мира. Цифры сгруппированы по индивидуальным вулканическим объектам, вулканам с идентичным составом лав, по степени вулканической активности. Выделены газы активных вулканов, газы вулканов, находящихся в сольфатарной стадии развития, газы гидросольфатар и горячих источников, а также пирокластических потоков. Кроме того, сделаны группировки по вулканическим регионам – Камчатке и Японии и дан суммарный состав газов активных вулканов Камчатки и Японии.

Вариации состава газовой фазы на различных вулканах и в приведенных группировках очень большие. Поэтому трудно с уверенностью наметить существенные различия в газовой фазе по отдельным компонентам при сравнении газовой фазы отдельных вулканов или группировок между собой. И все же некоторые закономерности устанавливаются.

Трудность интерпретации (даже без учета общей сложности природных процессов) заключается в том, что принято сопоставлять цифры, выраженные в объемных процентах, т.е. сравниваются по существу равные объемы. Реальное содержание газов в общей (суммарной) парогазовой смеси различно и колеблется от первых десятков долей процента до целых процентов. Согласно приведенным цифрам (см. табл. 7) максимальная величина отношения "максимум/минимум" (23,23/0,32) равна 72,6.

При составлении сравнительных таблиц были использованы материалы различных исследователей, полученные в пределах сопоставимого временного интервала (в основном за 1960–1975 гг.) и главным образом по вулканам, на которых велись или ведутся хотя бы относительно регулярные режимные наблюдения. Это важно как с генетической точки зрения (однозначность в оценке активного состояния вулкана), так и с позиций сравнимости аналитических данных (общность методики и формы аналитического выражения). В целом температурный интервал отобранных проб однозначен почти для всех

активных вулканов, термальных источников и сольфатар для каждой рассматриваемой группы.

При составлении таблиц было использовано 756 анализов вулканических газов (из них по Камчатке и Курильским островам – 246, Японии – 458, Аляске – 26, Гавайским островам – 26).

Вулканы Камчатки и Японии. Газы вулканов Японии (см. табл. 8, № 14) по сравнению с газами вулканов Камчатки (см. табл. 8, № 13) обогащены галоген- и серосодержащими соединениями – HF, HCl, SO_2 и H_2S. Газы вулканов Камчатки содержат больше H_2, CH_4, NH_3 и CO_2. В суммарный состав вулканических газов Японии не входят газы базальтовых потоков. Если исключить из вулканических газов Камчатки газы базальтовых потоков, то различия в содержании H_2, CH_4 и NH_3 не будет, но резко возрастет различие в содержании HF, HCl, SO_2 и H_2S (почти 50% от общей суммы для газов Японии) и в содержании CO_2 (90% для газов Камчатки). Дать более или менее объективную оценку этому различию пока нельзя. Намечается такое объяснение: газы вулканов Японии отобраны с более активных термальных площадок. Это предположение подтверждается высоким содержанием в газовой фазе HF и HCl и низким отношением SO_2/H_2S, равным 1,24 (ср. с величиной 3,24 для газов вулканов Камчатки). Отношение галоген- и серосодержащих газов показывает, что газы Камчатки более богаты сернистыми газами по сравнению с галогенными, хотя суммарное количество серосодержащих газов на вулканах Японии почти в 2,5 раза больше, чем в газах Камчатки.

Газы различных по химизму лав. Кислые дацитовые лавы Камчатки, Японии и вулкана Катмай на Аляске (липарито-дациты) по сравнению с андезитами этих районов обогащены галоидными газами и, в частности, фтором. Андезиты Японии по сравнению с дацитами содержат больше сернистых газов. Для камчатских вулканов это различие при небольшом количестве проб по дацитам выявить трудно.

Значительный интерес представляют базальтовые лавы Камчатки (газы побочных кратеров Ключевского вулкана). Они почти не отличаются от газов дацитовых лав Японии по содержанию галоидных и серосодержащих газов, но отличаются по содержанию H_2, CH_4 и NH_3 (см. табл. 8, № 4). Сравнивая газы базальтов во временном интервале (см. табл. 7, № 6, 7), отмечаем интересную закономерность: ранние газы содержат много SO_2 и H_2S (при значительном количестве HCl), в то время как более поздние газы содержат в основном HF и HCl. Такое различие, возможно, обусловлено дифференциацией во времени или формой выражения аналитических данных, когда конденсат фумарол пересчитывается на газовую фазу. Если исключить данные по конденсату, то состав газовой фазы еще более обогатится H_2, CH_4, CO и NH_3, и тогда базальтовые лавы Камчатки будут близки (но не идентичны) по составу газам базальтового оз. Килауэа.

Газы лавовых потоков и экструзивных куполов. Несмотря на различие химического состава лав, газы, отобранные непосредственно из лав потоков или куполов, содержат намного больше галоидных газов, чем газы, отобранные на термальных площадках и не имеющие видимой связи с лавой (т.е. выделяющиеся по трещинам в теле вулкана или из отложений пирокластического материала). Газы последних источников обогащены серосодержащими и углеродсодержащими SO_2, H_2S, CO_2 и др. Среди газов лавовых потоков и куполов из серосодержащих всегда преобладают сернистые газы (SO_2 и SO_3), что связано с легкостью окисления H_2S кислородом воздуха в условиях высоких температур. Пробы с лавовых потоков и экструзивных куполов (в отличие от газов сольфатар) обычно сильно загрязнены газами атмосферы (см. табл. 7, № 1, 2 и 7).

Газы пирокластических потоков. Различия в составах газов, выделяющихся из отложений пирокластических потоков, объясняются не только химизмом, но и условиями образования материала этих потоков (Allen, Zies, 1923;

Таблица 7

Сводная таблица усредненного состава фумарольных газов активных вулканов Камчатки, Курильских островов, Японии и Гавайских островов

№ п/п	Вулкан и годы отбора проб	Температура, °С	Количество проб n	Среднее содержание H_2O, N_2 и O_2	
				HF	HCl
1	Карымский (Камчатка), 1963	50–650	6	0,85 0,21	5,29 3,33
2	Мутновский (Камчатка), 1963, 1964	94–500	16	0,56 0,29	3,83 1,93
3	Безымянный (Камчатка), 1966, 1967	79–700	9	5,07 1,93	8,04 3,14
4	Шивелуч (Камчатка), 1965–1967	92–300	30	<0,01	7,69 2,90
5	Авача (Камчатка), 1962–1970	65–800*** ~230,0	37	–	1,51 0,32
6	Ключевской (Камчатка), побочные кратеры, 1946–1949	56–490 ~191,0	32	–	16,84 2,13
7	Ключевской (Камчатка), "Прорыв Пийпа", 1966–1967	120–700 ~316,0	14	5,29 1,93	31,90 6,83
8	Эбеко (Курильские острова), 1964–1967	85–135 (две пробы по 380°)	43	0,02 0,03	0,70 0,56
9	Усу, Шова-Шинзан (Япония), 1959	194–750	11	2,50 0,55	7,14 1,39
10	Кирисима, Сиратори—Иво-яма (Япония), 1956, 1959, 1961	91–145 ~120,0	8	0,02	1,50 1,30
11	Токара-Иво-Сима (Япония), 1958, 1961	97–745 ~307	23	2,95 0,30	27,87 2,93
12	Насу, Туаусу-яма (Япония), 1957–1959, 1961	98–530 ~252,0	11	0,27 0,06	8,05 1,36
13	Насу, Шоусу-яма (Япония), 1956	120–400 ~227,0	7	–	0,64 0,17
14	Килауэа (Гавайские острова), 1912, 1917, 1919	1200	26	–	–

* В числителе – среднее содержание $\bar{X}$ в выборке из n проб, в знаменателе – возможное отклонение $\epsilon_{0,95}$ истинного среднего содержания X от выборочного $\bar{X}$ при доверительной вероят-

Fenner, 1923, 1937; Tazieff, 1963; Борисов, 1966). Газы пирокластических потоков Камчатки (вулканы Шивелуч и Безымянный) и Аляски (Долина Десяти Тысяч Дымов, вулкан Катмай) отличаются друг от друга по генезису, а соответственно и по составу. Если первые представлены газами вторичных фумарол, т.е. фумарол без "корней", питающихся в основном окклюдированными газами, то вторые являются в значительной мере первичными газами, которые выделяются по трещинам из близко расположенной лавовой массы. Вот почему газы пирокластических отложений Аляски близки по составу газам лавовых потоков и экструзивных куполов, за исключением отношения SO_2/H_2S (в последнем случае оно выше). Высокое содержание в газах HF определяется кислым составом лав (липарито-дациты и дациты). В газах много и водорода, но в анализах он включен в сумму с H_2S (см. табл. 8).

Газы сольфатар, гидросольфатар и горячих источников. Газы этой группы выделяются на вулканах или вблизи вулканов, находящихся в относительно спокойном, так называемом сольфатарном состоянии. Термальные площадки обычно обводнены поверхностными водами и водами близповерхностной цир-

газов* (объемн. %) не включены в 100%				CO	H_2	CH_4
SO_2	SO_3	H_2S	CO_2			
3,94 / 2,10	-	1,16 / 1,05	88,75 / 22,44	-	-	-
3,92 / 1,79	-	0,31 / 0,22	90,21 / 1,29	0,15 / 0,06	0,50 / 0,17	0,24 / <0,01
0,08 / 0,08	4,94 / 2,58	0,33 / 0,15	81,15 / 5,31	-	-	0,39 / 0,42
5,94 / 1,90	-	2,21 / 0,61	83,94 / 3,80	<0,01	0,03 / 0,01	0,17 / 0,03
3,82 / 0,58	0,48 / 0,19	1,27 / 0,13	89,30 / 1,40	0,96 / 0,13	2,67 / 1,16	-
29,88 / 3,24	-	6,31 / 3,16	11,00 / 3,67	11,97 / 1,79	21,69 / 3,75	-
0,24 / 0,13	1,56 / 0,83	2,13 / 2,43	32,06 / 7,98	0,29 / 0,33	12,51 / 4,02	13,59 / 4,02
0,73 / 0,43	0,64 / 0,24	0,07 / 0,03	97,81 / 1,29	-	0,03	-
1,32 / 0,15	-	0,93 / 0,42	72,61 / 3,46	0,12 / <0,01	15,27 / 2,49	0,12 / 0,01
6,04 / 0,97	-	18,34 / 1,58	73,04 / 9,03	-	-	-
42,04 / 2,72	-	6,16 / 0,90	16,56 / 3,05	-	-	-
19,05 / 2,50	-	35,21 / 1,09	34,57 / 2,66	-	-	-
23,04 / 2,21	0,77 / 0,24	64,47 / 2,09	11,09 / 2,22	-	-	-
28,21	6,14		53,97	2,78	3,08	-

ности 0,95 (т.е. $\tilde{X} = \bar{X} + \epsilon_{0,95}$ с доверительной вероятностью 0,95). **Остаточные газы. *** В знаменателе – наиболее распространенная температура.

куляции. Длительное воздействие газо-гидротерм на вмещающие породы исключает значительное разбавление газовых струй атмосферным воздухом. Большая часть активных вулканических газов (HF, HCl и др.) растворяется в вадозных водах, и в свободно выделяющейся газовой фазе обычно преобладают CO_2 и H_2S. Особенно много H_2S в газовой фазе сольфатар и горячих источников Японии. Камчатские термы содержат в основном CO_2. В отношении их обогащения CH_4 и H_2 (см. табл. 8) сравнительно с газами японских гидротерм сказать что-либо определенное нельзя, так как в анализах японских авторов (Iwasaki e.a., 1962) эти газы включены в группу остаточных (табл. 8, № 8-11).

Газы, выделяющиеся в кратерной части вулкана и прямо не связанные с лавовой массой. По своему составу они занимают промежуточное положение между газами потоков и куполов и сольфатарными газами. Их состав зависит от интенсивности процесса газовыделения (т.е. стадии активности вулкана) и адсорбции газов жерловой пирокластикой, представляющей собой естественную сорбционную колонну.

Таблица 7 (окончание)

№ п/п	Вулкан и годы отбора проб	Температура, °С	Количество проб n	Среднее содержание	
				H_2O, N_2 и O_2	
				NH_3	Cl_2
1	Карымский (Камчатка), 1963	50–650	6		–
2	Мутновский (Камчатка), 1963, 1964	94–500	16	–	–
3	Безымянный (Камчатка), 1966, 1967	79–700	9	< 0,01	–
4	Шивелуч (Камчатка), 1965–1967	92–300	30	< 0,01	–
5	Авача (Камчатка), 1962–1970	65–800 ~230,0	37	–	–
6	Ключевской (Камчатка), побочные кратеры, 1946–1949	56–490 ~191,0	32	2,31 2,22	–
7	Ключевской (Камчатка), "Прорыв Пийпа", 1966–1967	120–700 ~316,0	14	0,44 0,18	–
8	Эбеко (Курильские острова), 1964–1967	85–135 (две пробы по 380°)	43	< 0,01	–
9	Усу, Шова-Шинзан (Япония), 1959	194–750	11	0,02 < 0,01	–
10	Кирисима, Сиратори-Иво-яма (Япония), 1956, 1959, 1961	91–145 ~120,0	8	–	–
11	Токара-Иво-Сима (Япония), 1958, 1961	97–745 ~307	23	–	–
12	Насу, Туаусу-яма (Япония), 1957–1959, 1961	98–530 ~252,0	11	–	–
13	Насу, Шоусу-яма (Япония), 1956	120–400 ~227,0	7	–	Нет свед.
14	Килауэа (Гавайские острова), 1912, 1917, 1919	1200	26	–	1,52

Оценить интенсивность выделения активных вулканических газов можно по степени их контаминации атмосферными газами (включая пары воды). Чем более интенсивно газовыделение, тем меньше возможность контаминации газов. Основная часть вулканических газов выделяется не из лавы, достигшей поверхности, а за счет дегазации лавы на глубине и проявления газовыделения в виде эрупции или через посредство трещинных выделений: фумарол, сольфатар, гидросольфатар.

Таким образом, вариации состава вулканических газов определяются стадией вулканической активности, формой проявления вулканизма, химическим составом лавового материала, влиянием газов атмосферы, поверхностных и грунтовых вод и других факторов зоны гипергенеза, учесть влияние которых не всегда представляется возможным. Но есть еще и условия исследования газов, учитывать влияние которых мы можем и должны, а именно условия отбора проб газов и их анализа, а также, что особенно важно, форма аналитического выражения результатов анализов – учитывается ли при расчетах свободная газовая фаза отдельно или совместно с водным конденсатом этой фазы.

Сероводород или двуокись серы? Ответ на этот вопрос имеет принципиальное значение для оценки среды рудообразующих растворов. Многие исследо-

газов (объемн. %)					$\frac{S}{C}$	$\frac{Cl}{C}$	$\frac{S}{Cl}$
не включены в 100%		H_2O, N_2 и O_2 включены в 100%					
S_2	R**	N_2+O_2	H_2O	остальные газы			
–	–	58,83 12,44	40,85 10,57	0,32 0,11	0,057	0,060	0,964
–	–	0,72 0,14	97,08 0,41	2,20 0,31	0,047	0,042	1,104
–	–	42,75 10,46	56,25 10,15	1,00 0,26	0,066	0,097	0,065
–	–	0,76 0,14	97,41 0,87	1,83 0,74	0,097	0,091	1,060
–	–	7,43	90,29	2,28	0,062	0,017	3,689
–	–	Нет свед.	Нет свед.	Нет свед.	1,575	0,783	2,149
–	–	65,34 8,04	34,36 8,06	0,30 0,15	0,086	0,694	0,123
–	–	1,56	93,78	4,66	0,015	0,007	2,057
–	–	0,14 0,01	99,23 0,67	0,63 0,07	0,031	0,098	0,315
–	1,04 0,07	–	98,23	1,77 0,17	0,324	0,021	16,25
0,20 0,15	4,26 0,58	–	97,43 0,25	2,57 0,25	2,910	1,680	1,730
0,91 0,05	1,94 0,44	–	98,64 0,13	1,36 0,13	1,572	0,233	6,753
Нет свед.	–	0,58 0,19	97,59 0,36	1,83 0,23	Нет свед.	Нет свед.	Нет свед.
4,30	–	8,44	68,33	23,23	"	"	"

ватели (Эллис, 1959; Набоко, 1959; Мацуа, 1965; Уайт, Уоринг, 1965; и др.) на основе данных по природным вулканическим газам и результатов термодинамических расчетов пришли к выводу, что двуокись серы является магматическим газом, равноценным с сероводородом, и что содержание SO_2 в газовой составляющей вулканических эманаций по сравнению с H_2S закономерно возрастает с повышением температуры. Однако Д. Уайт и Г. Уоринг (1965) отмечают, что, хотя SO_2 и является преобладающим газом серы при высоких температурах в местах, где происходят интенсивные реакции с атмосферным кислородом, SO_2 может быть преобладающим серным газом и при низких температурах, а доля H_2S в активных газах может увеличиваться с температурой. На содержание SO_2 в вулканических газах кроме температуры большое влияние оказывает также изменение давления. При постоянной температуре и возрастающем давлении содержание SO_2 уменьшается, тогда как содержание H_2S практически не изменяется (Мацуа, 1965; Эллис, 1959).

Среднестатистические данные по газам активных вулканов (в температурном интервале 100–750°С) показывают, что содержание SO_2 в фумарольных выделениях действительно превышает содержание H_2S (табл. 9, см. также табл. 7, 8), и только в газах сольфатар и горячих источников, т.е. низкотем-

Таблица 8

Сводная таблица усредненного состава фумарольных газов, сгруппированных по регионам,

№ п/п	Место и годы отбора проб	Температура, °С	Количество проб n	Среднее содержание H_2O, N_2 и O_2	
				HF	HCl
1	Камчатка, дациты, лавовый поток, 1963	50–650	6	0,85 / 0,21	5,29 / 3,33
2	Камчатка, Курильские острова, андезиты, 1963–1967	79–700	98	0,57	4,02
3	Камчатка, андезито-базальты, 1963–1970	65–800	37	Нет свед.	1,51 / 0,32
4	Камчатка, базальты, 1946–1949, 1966, 1967	56–700	46	1,61	21,42
5	Камчатка, агломератовые потоки, 1946, 1956–1958	82–206	27	Нет свед.	0,22
6	Камчатка, горячие источники (кальдера Узон), 1966, 1971	36–94	32	То же	Нет свед.
7	Япония, дациты, 1958, 1959, 1961	97–750	34	2,80	21,15
8	Япония, андезиты, 1956–1959, 1961	98–530	18	0,17	5,17
9	Япония, газы активных вулканов, 1956–1961	91–745	77	1,10 / 0,13	12,90 / 1,25
10	Япония, газы фумарол и буровых скважин, 1953–1961	55–104	112	Нет свед.	Нет свед.
11	Япония, газы горячих источников, 1953–1961	10,5–100	217	То же	То же
12	Аляска, пирокластический поток (Долина Десяти Тысяч Дымов), 1917, 1919	95–400	26	7,38	20,23
13	Камчатка, газы (за исключением газов горячих источников и агломератовых потоков)	56–800	187	0,72	7,85
14	Япония, газы (за исключением газов горячих источников, фумарол и буровых скважин)	91–750	95	1,18	11,33
15	Камчатка и Япония, газы, учтенные в пунктах 13 и 14	56–800	282	0,87	9,02

Примечание: * и ** – см. сноску к табл. 7. ***$H_2S + H_2$.

пературных выделений на вулканах, находящихся в малоактивном состоянии, H_2S преобладает над SO_2.

Вариации в содержании (а соответственно и в соотношении) SO_2 и H_2S весьма значительны в фумаролах с одинаковой температурой не только на различных вулканах, находящихся в той или иной стадии активности или формы проявления вулканизма (эксплозивной, эффузивной, экструзивной), но и на одном и том же вулкане. Поэтому для выяснения закономерностей в изменении содержаний H_2S и SO_2 в газах в зависимости от температуры фумарольных выделений был проведен корреляционный анализ по данным для 13 активных вулканов Японии (Iwasaki e.a., 1962). Результаты этого анализа показывают (табл. 10), что: 1) между содержанием H_2S и SO_2 как в широком температурном интервале (100–700°С), так и в отдельных узких интервалах корреляция отсутствует, а их содержание закономерно уменьшается с увеличением температуры; 2) в интервале температуры 100–450°С содержание SO_2 уменьшается с повышением температуры, а содержание H_2S увеличивается

типу лав, состоянию вулкана или форме проявления

газов* (% объемные)

не включены в 100%

SO_2	SO_3	H_2S	CO_2	CO	H_2	CH_4
3,94	–	1,16	88,75	–	–	–
2,10		1,05	22,44			
2,78	0,73	0,79	90,79	0,03	0,10	0,13
3,82	0,48	1,27	89,30	0,96	2,67	Нет свед.
0,58	0,19	0,13	1,40	0,13	1,16	
20,86	0,47	5,04	17,41	8,42	18,89	4,14
0,38	Нет свед.	8,38	81,86	0,83	1,19	6,99
Нет свед.	То же	0,20	95,29	Нет свед.	1,42	3,09
28,87	"	4,47	34,69	0,04	4,94	0,04
20,60	0,30	46,59	25,44	Нет свед.	Нет свед.	Нет свед.
22,32	Нет свед.	13,83	46,76	То же	То же	То же
1,61		0,92	2,07			
1,89	То же	24,56	70,18	"	"	"
0,17	"	10,31	82,43	"	"	"
Нет свед.	"	38,24***	31,51	0,47	"	2,36
7,50	0,59	1,94	72,38	2,27	5,23	1,08
19,94	0,06	16,07	47,12	0,01	1,17	0,01
11,69	0,41	6,70	63,87	1,51	4,06	0,72

(последняя закономерность выражена менее четко); 3) в интервале температуры 450–700°С, наоборот, содержание H_2S уменьшается с увеличением температуры, а SO_2 увеличивается, последняя закономерность выражена менее четко. Интересны цифры, полученные для вулкана Насу (см. табл. 10). Газы этого вулкана стабильны по содержанию SO_2 и H_2S на протяжении ряда лет (1956–1961 гг.). В них отмечается четкая корреляция между содержанием SO_2 и температурой (чем выше температура, тем ниже содержание SO_2).

Содержание H_2S не коррелируется с температурой. Отмечается слабая прямая корреляционная связь между содержанием H_2S и SO_2.

Полученные цифры вполне определенно показывают, что в газовой составляющей активных вулканов между содержанием SO_2 и H_2S существует более сложная, чем линейная, зависимость. И действительно, для величины отношения SO_2/H_2S в температурном интервале 100–750°С отмечается четкая корреляционная связь с температурой T (°С), которая описывается уравне-

Таблица 8 (окончание)

№ п/п	Место и годы отбора проб	Температура, °C	Количество проб n	Среднее содержание газов (H_2O, N_2 и O_2 не включены)	
				NH_3	S_2
1	Камчатка, дациты, лавовый поток, 1963	50–650	6	–	–
2	Камчатка, Курильские острова, андезиты, 1963–1967	79–700	98	0,06	Нет свед.
3	Камчатка, андезито-базальты, 1963–1970	65–800	37	Нет свед.	То же
4	Камчатка, базальты, 1946 – 1949, 1966, 1967	56–700	46	1,74	"
5	Камчатка, агломератовые потоки, 1946, 1956–1958	82–206	27	Нет свед.	0,13
6	Камчатка, горячие источники (кальдера Узон), 1966, 1971	36–94	32	То же	Нет свед.
7	Япония, дациты, 1958,1959, 1961	97–950	34	<0,01	0,13
8	Япония, андезиты, 1956–1959, 1961	98–530	18	Нет свед.	0,56
9	Япония, газы активных вулканов, 1956–1961	91–745	77	То же	0,24 / 0,08
10	Япония, газы фумарол и буровых скважин, 1953–1961	55–104	112	"	Нет свед.
11	Япония, газы горячих источников, 1953–1961	10,5–100	217	"	То же
12	Аляска, пирокластический поток (Долина Десяти Тысяч Дымов), 1917, 1919	95–400	26	"	"
13	Камчатка, газы (за исключением газов горячих источников и агломератовых потоков)	56–800	187	0,43	"
14	Япония, газы (за исключением газов горячих источников, фумарол и буровых скважин)	91–750	95	0,002	0,19
15	Камчатка и Япония, газы, учтенные в пунктах 13 и 14	56–800	282	0,29	0,06

нием параболы второго порядка

$$\frac{SO_2}{H_2S} = 11{,}48 - 6{,}11 \cdot 10^{-2}T + 0{,}88 \cdot 10^{-4}T^2, \qquad (4)$$

т.е. отношение SO_2/H_2S закономерно возрастает как с повышением, так и с понижением температуры относительно температурного интервала 300–350°C, при котором значение этого отношения минимально (рис. 7). Такая температура свойственна в основном активным фумаролам со стабильным и газовым режимом и режимом окружающей среды (в частности, P_{O_2}). Как правило, к ним относятся внутрикратерные фумаролы, расположенные над подводящими вулканическими каналами, через которые происходит процесс дегазации магмы активного вулканического очага (например, вулкана Насу).

Эксплозивное извержение вулканов характеризуется высоким содержанием газовой составляющей легколетучих компонентов магмы и, в частности, серосодержащих соединений. Вследствие этого последующая газовая фаза эффузивного или экструзивного извержения оказывается обедненной соединениями серы и относительно обогащенной галоидными компонентами. Поэтому фумаролы

(% объемные)						
в 100%)	H_2O, N_2 и O_2 включены в 100%			$\frac{S}{C}$	$\frac{Cl}{C}$	$\frac{S}{Cl}$
R**	H_2O	$N_2 + O_2$	остальные газы			
–	$\frac{40,85}{10,57}$	$\frac{58,83}{12,44}$	$\frac{0,32}{0,11}$	0,057	0,060	0,964
Нет свед.	91,98	4,96	3,06	0,047	0,044	1,070
То же	90,29	7,43	2,28	0,062	0,017	3,689
"	Нет свед.	Нет свед.	0,30	0,880	0,715	1,231
"	92,40	7,60		0,098	0,002	39,820
"	Нет свед.	Нет свед.	Нет свед.	Нет свед.	Нет свед.	Нет свед.
2,28	98,01	0,05	1,94	0,959	0,608	1,576
1,18	98,46	–	1,54	2,653	0,203	13,054
$\frac{2,85}{0,68}$	$\frac{97,50}{0,27}$	–	$\frac{2,50}{0,27}$	0,783	0,276	2,839
3,37	96,46	–	3,54	0,377	Нет свед.	Нет свед.
7,09	–	–	–	0,127	То же	То же
Нет свед.	99,86	0,14		Нет свед.	"	"
То же	89,36	7,91	2,73	0,131	0,103	1,275
2,31	97,71	0,06	2,23	0,773	0,240	3,217
0,78	92,72	4,75	2,53	Нет свед.	Нет свед.	Нет свед.

лавовых потоков, лавовых озер и экструзивных куполов обеднены газами серы. А это как раз наиболее высокотемпературные фумаролы. В условиях высокого окислительного потенциала среды сероводород (учитывая еще и низкое его содержание) легко окисляется до SO_2. Аналогичные условия складываются и для газовой фазы затухающих фумарол с низким содержанием H_2S. Вот почему не только высокотемпературные, но и низкотемпературные фумаролы могут характеризоваться высоким отношением SO_2/H_2S.

Благоприятные условия для разбавления газовой смеси воздухом предопределяются прежде всего положительными вулканическими структурами (конус, купол, поток) и рыхлостью вулканической постройки. Это подтверждают и данные по составу фумарольных газов. Высокое содержание компонентов воздуха отмечается прежде всего в фумаролах именно лавовых потоков, экструзивных куполов и шлаковых конусов. При изменении фазы активного состояния вулкана (активная эксплозивная или эффузивная деятельность сменяется продолжительной газо-гидротермальной) возможно образование мощных сольфатарных или мофетных полей с отрицательными формами рельефа и с хорошей природной кооптацией газовыделений. В этом случае разбавление газовыделений ат-

Таблица 9

Отношение SO_2/H_2S в газах некоторых вулканов Японии, Камчатки и Курильских островов*

№ п/п	Место и годы отбора проб	Количество проб n	Температура, °С	$\bar{X}\ \frac{SO_2}{H_2S}$	Среднеквадратическое отклонение $S_{\bar{X}}$	$\lg P_{O_2}$
1	13 активных вулканов Японии, 1957–1961	96	94,3–745,0	3,64	0,45	–45,26 ÷ –14,38
2	Вулкан Иво-Сима, щитовый купол, 1958, 1961	23	97,0–745,0	10,730	2,070	–44,95 ÷ –14,07
3	Вулкан Насу, андезит, 1956–1961	18	98,0–530,0	0,478	0,049	–45,85 ÷ –20,11
4	Вулкан Усу, купол Шова-Шинзан, щитовый, 1959	10	194,0–750,0	3,279	1,527	–34,91 ÷ –14,41
5	Вулкан Хаконе, скв. Боцу-Цигоку, сольфатара, 1953–1960	14	75,5–84,6	0,0059	0,0005	–47,12
6	Горячий источник Тамагава, 1955	16	95,5	0,0032	0,00009	–47,30
7	Хигасимори, фумарола № 1, 1955	8	100,0	0,00606	0,00024	–47,11
8	Вулкан Эбеко, кратерные фумаролы, сольфатары, 1965, 1966, 1967	31	85,0–115,0	6,441	2,468	–45,10
9	Вулкан Шивелуч, кратерные фумаролы, 1966, 1967	16	92,0–300,0	2,741	0,476	–45,34 ÷ –28,11
10	Вулкан Безымянный, агломератовый поток, андезит, 1956, 1957	18	98,0–106,0	0,925	0,325	–45,66
11	Вулкан Авача, кратерная фумарола "Серный Гребень", 1964–1970	9	90,0–92,0	1,895	0,578	–45,451

* Парциальное давление кислорода P_{O_2} рассчитано по уравнению (3).

мосферным воздухом затруднего, и окисление H_2S происходит в основном за счет кислорода, растворенного в водоемных водах, дренирующих сольфатарные поля. Поэтому в газовыделениях H_2S преобладает над SO_2 (см. табл. 9).

Возможные химические процессы, происходящие в газовой фазе фумарольных выделений, можно описать рядом реакций.

Первая группа (высокотемпературные фумаролы):

$$H_2S = H_2 + 0{,}5S_2, \qquad (5)$$

$$SO_2 = O_2 + 0{,}5S_2. \qquad (6)$$

Вторая группа (низкотемпературные фумаролы):

$$H_2S + 0{,}5O_2 = S^0 + H_2O, \quad (7)$$

$$SO_2 = S^0 + O_2. \quad (8)$$

Дополнительная реакция диссоциации воды:

$$H_2O = H_2 + 0{,}5O_2. \quad (9)$$

Практически все реакции, используемые для расчетов возможных процессов взаимодействия между H_2S и SO_2, являются производными реакций (1), (2) и (3). Реакция (1) применяется обычно для доказательства преобладания SO_2 над H_2S в газовыделениях высокотемпературных фумарол (константа этой реакции возрастает с температурой). Недостатком расчетов, основанных на этой реакции, является то, что отношение SO_2 и H_2S в ней целиком определяется степенью диссоциации воды и содержанием водорода в газовой фазе. По сути дела ее направленность больше зависит от концентрации водорода, чем от содержания SO_2 и H_2S. Поэтому опираться на эту реакцию целесообразно лишь для расчета газовой фазы в условиях высоких температур и давлений, т.е. магматических газов. Реакция (3) лучше отражает суммарный химический процесс как первой, так и второй групп реакций именно в фумарольных газах. Направленность этой реакции практически зависит от величины парциального давления кислорода, и, хотя константа равновесия этой реакции заметно уменьшается с температурой, смещение реакции в сторону образования SO_2 (в условиях как низких, так и высоких температур) определяется в основном только одним параметром – P_{O_2}. Отсюда, зная отношение SO_2/H_2S в фумарольных газах, можно рассчитать нижний предел P_{O_2}, при котором возможен процесс окисления H_2S; и, наоборот, зная величину P_{O_2}, можно рассчитать нижний предел отношения SO_2/H_2S в исходном вулканическом газе, т.е. в конечном случае, зная P_{O_2}, можно определить окислительную способность магматического газа.

Используя уравнения (3) и (4), можно рассчитать P_{O_2} в довольно широком интервале температур. Хотя уравнение (4) позволяет оценить только качественную сторону процесса, она является, по-видимому, единственно достоверным уравнением, описывающим закономерности изменения отношения SO_2 и H_2S в реальных фумарольных газах активных вулканов в температурном интервале 100–750°С.

К.Б. Краускопф (1960) рассчитал основные параметры для газовой фазы гипотетического магматического пара при температуре 600°С и давлении паров воды, равном 1000 атм. В основу расчетов были положены усредненные данные В.В. Руби (Rubey, 1951) по газам фумарол и гейзеров, а также газам, извлеченным из пород при нагревании. Интересно сравнить эти данные с нашими, полученными исключительно по газам фумарол активных вулканов для той же температуры.

Количество свободного кислорода в паре К.Б. Краускопф определил по степени окисленности железа, полагая, что обычные железоокисные минералы в зоне интрузивных контактов представлены магнетитом, гематитом и железистыми силикатами. Железоокисные минералы находятся в равновесии друг с другом и с пироксенами в том случае, если величина давления кислорода имеет порядок 10^{-15} – 10^{-17} атм. Величина 10^{-15} атм, по-видимому, служит верхним пределом критического количества свободного кислорода в большинстве магматических газов при 600°С. Если количество свободного кислорода превышает указанный предел, то все присутствующее железо будет превращено в гематит. К.Б. Краускопф отмечает, что подобные случаи обычно не наблюдаются. За нижний предел критической концентрации свободного количества кислорода он принял величину 10^{-21} атм, вычисленную Г. Кеннеди (Kennedy,

Таблица 10

Корреляционные связи между содержаниями H_2S и SO_2 и температурой

№ п/п	Температурный интервал, °С	Фактор		Коэффициент корреляции r_{xy}
		y	x	
1		H_2S	SO_2	-0,030
2	100-700	H_2S	T	-0,265
3		SO_2	T	-0,180
4		H_2S	SO_2	0,058
5	100-450	H_2S	T	0,112
6		SO_2	T	-0,275
7		H_2S	SO_2	-0,086
8	450-700	H_2S	T	-0,406
9		SO_2	T	0,263
10		H_2S	SO_2	0,145
11	100-500	H_2S	T	-0,051
12		SO_2	T	-0,570

* № 1-9 - данные по 13 активным вулканам; № 10-12 - по вулкану Насу.
** Абсолютная величина минимального значимого коэффициента корреляции при данном n и доверительной вероятности 0,95.

1948) и подтвержденную расчетами К.Б. Краускопфа на ряде реакций[1].

Согласно нашим данным, т.е. согласно уравнению (4), отношение SO_2/H_2S в газах фумарол активных вулканов равно 6,5. Подставляя это значение в уравнение (3), получаем величину парциального давления кислорода P_{O_2}, равную $10^{-16,5}$ атм (при давлении паров воды, равном 1атм). Если полагать, что величина P_{O_2} определяется степенью диссоциации воды, то при изменении давления от 1 до 1000 атм величина P_{O_2} увеличивается в 100 раз. При этом допускаем, что константа равновесия реакции мало изменяется с увеличением давления. Учитывая относительную точность уравнения (4), нужно признать схождение величин P_{O_2}, вычисленных различными методами, очень близкими. Если это схождение не случайное, то величину, равную $10^{-16,5}$ атм, можно рассматривать как верхний предел (при температуре 600°С) критического количества свободного кислорода в фумарольных газах, не подвергнутых контаминации атмосферным воздухом в гипергенных условиях. При $P_{O_2} < 10^{-16,5}$ атм в газовой фазе будет преобладать H_2S, а при $P_{O_2} = 10^{-21}$ атм отношение SO_2/H_2S выразится величиной $10^{-5,93}$.

[1] При расчетах реакций данные взяты из Справочника термодинамических величин (Наумов и др., 1971).

T (^{o}C) в фумаролах активных вулканов Японии* (Iwasaki e.a., 1962)

Коэффициенты уравнения регрессии $y = a + bx$		Объем выборки n	$r^{**}_{0,95}$
a	b		
		98	0,166
21,766	-0,02234	98	0,166
23,405	-0,01557	98	0,166
		54	0,223
18,77	0,0091	54	0,223
17,930	-0,02176	54	0,223
		21	0,353
24,58	-0,02829	21	0,353
0,220	0,02347±0,0197	21	0,353
41,556	0,244	18	0,378
		18	0,378
28,508	-0,0326±0,017	18	0,378

По данным Г. Кеннеди (Kennedy, 1948), для сохранения в базальтах (при температуре 800^{o}C) 9,94% FeO и 1,6% Fe_2O_3 парциальное давление кислорода должно быть не менее $10^{-10,7}$ атм. По нашим данным, для сохранения в андезитовой и дацитовой лаве потоков и экструзивных куполов (при той же температуре) 3,15% FeO и 3,10% Fe_2O_3 (средневзвешенные цифры по 111 потокам и куполам Камчатки - Борисов, Борисова, 1974) величина P_{O_2} должна быть не менее $10^{-8,66}$ атм. По уравнению (4) при 800^{o}C отношение SO_2/H_2S равно 18,92 (цифра, по-видимому, занижена, так как уравнение действительно в пределах от 100 до 750^{o}C), что соответствует равновесной величине парциального давления кислорода в 10^{-12} атм.

Проведенные расчеты показывают, что как на базальтовых потоках, так и на андезитовых и дацитовых потоках и куполах существуют благоприятные условия для окисления H_2S и SO_2. Вот почему почти во всех высокотемпературных фумаролах преобладает SO_2. В газовой же составляющей стабильных фумарол на сольфатарных полях (с температурой в пределах 100^{o}C) среднее отношение SO_2/H_2S составляет 0,006 (см. табл. 9). Если предположить, что это отношение не изменяется и при 600^{o}C, то для его сохранения при этой температуре P_{O_2} должно быть не более $10^{-18,5}$ атм. Равновесное же P_{O_2} при 100^{o}C не должно превышать $10^{-47,1}$ атм.

В газовыделениях нестабильных низкотемпературных кратерных фумарол отношение SO_2/H_2S находится в прямой зависимости от активности вулкана и изменяющихся окислительных условий среды газовыделений. Так, на вулка-

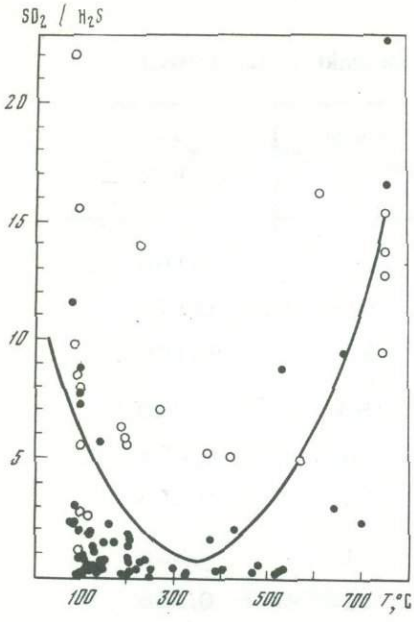


Рис. 7. Зависимость изменения отношения SO_2/H_2S от температуры в фумарольных газах 13 активных вулканов Японии

Кривая построена по уравнению (4). Светлые кружки – данные по вулкану Иво-Сима

не Эбеко (о-в Парамушир) после очередного извержения в 1965 г. резко понизился уровень кратерного озера, и в фумаролах, расположенных на берегу, отношение SO_2/H_2S составляло 5,22. В 1966 г. понижение уровня озера произошло перед очередным извержением, и величина отношения SO_2/H_2S поднялась до 16,06. После извержения 1967 г. вся западная часть озера была засыпана пирокластическим материалом, активизировался ряд старых фумарол и появились новые мощные фумаролы. Отношение SO_2/H_2S в газовой составляющей понизилось до 0,22. Нужно отметить важную деталь. Несмотря на резкие колебания содержания SO_2 и H_2S в газах, температура фумарол изменялась незначительно (96–135° С), т.е. увеличение количества H_2S в газовыделениях фумарол прямо связано с активизацией вулканической деятельности, а увеличение содержания SO_2 соответствует межпароксизмальному периоду, когда в кратере (в результате принижения уровня озера) создаются благоприятные окислительные условия.

Приведенные данные по фактическому отношению SO_2/H_2S в природных вулканических газах и расчетные цифры вполне однозначны, чтобы утверждать: основным серосодержащим газом вулканических эманаций является H_2S, а SO_2 – продукт однонаправленного процесса окисления H_2S, определяемого парциальным давлением кислорода атмосферы и водозных вод.

Вулканические гидротермы

Наиболее полно вопросы происхождения гидротерм изложены Б.И. Пийпом (1937), Д. Уайтом (1965), В.В. Ивановым (1965), С.И. Набоко (1963), С.С. Сидоровым (1965), Д.Е. Уайтом и др. (1965), А. Эллисом и С. Уилсоном (1965), И. Ивасаки с соавторами (Iwasaki e.a., 1962, 1966a) и многими другими исследователями. Точка зрения авторов по этому вопросу отражена в работах Г.М. Власова и О.Г. Борисова (1966a, 1969), Г.М. Власова с соавторами (Вулканические серные месторождения..., 1971), О.Г. Борисова и В.Н. Борисовой (1974). Поэтому здесь будет дана в основном статистическая оценка химизма гидротерм в зависимости от условий их проявления. Это позволит в дальнейшем подойти к вопросу количественной оценки минералообразующей среды при подводном рудоотложении.

При изучении вулканических гидротерм различные исследователи группируют их по типу минерализации и температуре. Иными словами, они придерживаются в основном общепринятой классификации для природных вод вообще. Особенностью гидротерм вулканических районов, в частности районов активного вулканизма, является (кроме специфики генезиса) то, что они отличаются от вод других районов широкими диапазонами температуры, кислотности, минерализации, а также крайней изменчивостью этих параметров во времени. Это не всегда в должной мере учитывается при сопоставлении вулканических и иного происхождения гидротерм. Из многочисленных аналитических данных были выбраны те анализы гидротерм, для которых авторы конкретно указы-

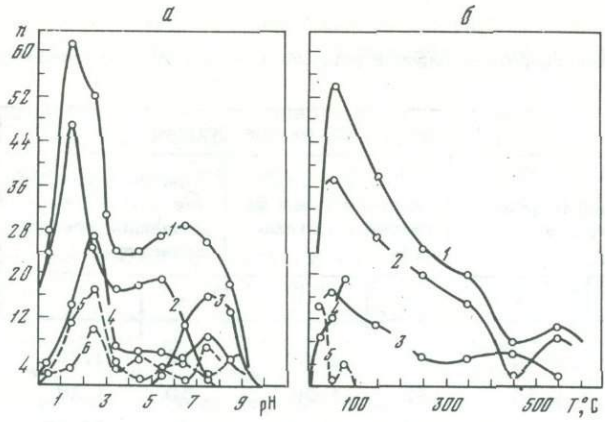


Рис. 8. Сглаженные гистограммы для значений pH и температуры T в пробах гидротерм вулканических районов Камчатки и Курильских островов

а – сглаженные гистограммы для pH: *1* – гидротермы всех групп, *2* – гидротермы первой группы (конденсат фумарольных газов), *3* – гидротермы третьей группы (вне видимой связи с активным вулканизмом), *4* – гидротермы второй группы (горячие озера, ключи, ручьи на сольфатарных полях), *5* – горячие ключи и ручьи, *6* – горячие озера;

б – сглаженные гистограммы для температуры: *1* – конденсат фумарольных газов, *2* – конденсат фумарольных газов лавовых потоков и шлаковых конусов, *3* – конденсат фумарольных газов экструзий, *4* – горячие ручьи и ключи, *5* – горячие озера

вают место отбора пробы. В этой выборке вулканические гидротермы разделились на три группы: 1) конденсат фумарольных газов; 2) гидротермы активных вулканов; 3) гидротермы вне видимой связи с вулканическими аппаратами.

Изучение статистики распределения величины pH в пробах вулканических гидротерм (рис. 8, *а*) показывает, что на гистограмме намечаются три четких пика, каждый из которых соответствует одной из отмеченных выше групп гидротерм, проявляющихся в специфических условиях разгрузки. Интервал pH = = 1–2 соответствует конденсату фумарол, т.е. собственно вулканическим гидротермам; интервал pH=2–3 – горячим озерам, ручьям, ключам, непосредственно проявляющимся на термальных площадках активных вулканов; интервал pH=7–8 соответствует гидротермам вулканических районов, прямо не связанным с вулканическими аппаратами.

Статистические данные химизма (табл. 11) выявленных группировок вулканических гидротерм показывают, что они отличаются друг от друга величиной минерализации по ряду родственных компонентов. Первая группа характеризуется высоким содержанием аммония, галогенидов, бора и фосфора; вторая группа – высоким содержанием соединений серы и петрогенных элементов, кроме щелочей; третья – высоким содержанием щелочей и мышьяка. Очевидно, минерализация трех групп вулканических гидротерм определяется различными источниками. Какова роль каждого из них, и что это за источники? Вопрос о доли участия атмосферных или образованных из них вадозных вод оставим пока открытым, так как общая минерализация этих вод небольшая и довольно постоянная по качественному составу.

Мнения почти всех исследователей сходятся на том, что существуют три главных источника, формирующих солевой состав вулканических гидротерм: 1) вулканические эманации, в основном – вулканические газы; 2) петрогенные элементы вмещающих пород; 3) глубинные хлоридно-натриевые термы. Значительно сложнее вопрос о доле участия каждого из этих источников.

Таблица 11

Химический состав гидротерм районов современного и молодого вулканизма

Компоненты	Камчатка и Курильские острова						Япония	
	Конденсат фумарольных газов		Горячие озера, ключи и ручьи на активных вулканах		Горячие источники вне видимой связи с вулканическими аппаратами		Горячие источники	
	n	$\bar{X}$	n	$\bar{X}$	n	$\bar{X}$	n	$\bar{X}$
NH_4^+	82	6,70	50	2,73	19	1,73	Нет свед.	
K^+	125	0,55	62	1,09	59	1,36	То же	
Na^+	150	4,42	72	11,77	98	22,07	419	21,96
Mg^{2+}	140	0,75	70	2,23	82	1,16	419	1,08
Ca^{2+}	147	1,76	81	3,05	97	2,75	419	4,88
Fe^{2+}	36	0,36	45	2,09	7	0,14	Нет свед.	
Fe^{3+}	79	0,53	43	0,72	13	0,013	То же	
Al^{3+}	84	2,45	55	4,59	2	0,11	"	
Mn^{2+}	32	0,08	29	0,05	Нет свед.		"	
F^-	95	15,75	29	0,28	6	0,06	"	
Cl^-	149	46,52	80	18,69	98	19,31	419	23,92
Br^-	47	0,065	9	0,012	25	0,038	Нет свед.	
J^-	25	0,01	5	0,0066	2	0,012	То же	
SO_4^{2-}	151	3,3 (4,02)*	81	13,56 (14,51)**	98	3,57	419	5,52
SO_3^{2-}	28	8,62	Нет свед.		Нет свед.		Нет свед.	
HSO_4^-	24	3,12	27	17,37	То же		То же	
HCO_3^-	34	0,57	25	2,56	92	2,14 (3,25)***	419	4,13
CO_3^{2-}	Нет свед.		Нет свед.		20	8,36	Нет свед.	
SiO_2	122	3,04	68	4,96	85	1,47	То же	
HBO_2	21	2,52	17	0,37	11	1,22	"	
H_3PO_4	6	0,73	7	0,19	5	0,0048	"	
HPO_4^{2-}	Нет свед.		Нет свед.		5	0,0048	"	
H_3AsO_3	10	0,0005	13	0,004	6	0,024	"	
$HAsO_4^{2-}$	Нет свед.		Нет свед.		11	0,035	"	

Примечание. n – количество проб. $\bar{X}$ – среднее содержание $\left(\frac{\text{моль}}{\text{л}} \cdot 10^{-3}\right)$.

* $(SO_4^{2-} + SO_3 + HSO_4^-)$; ** $(SO_4^{2-} + HSO_4^-)$; *** $(HCO_3^- + CO_3^{2-})$.

Температура гидротерм. Гидротермы первой группы образуются при конденсации парогазовых выделений фумарол, температура которых непостоянна и изменяется от первых десятков до 1000°С и больше. В работе использованы анализы конденсатов, отобранных на фумаролах с температурой от 50 до 830°С. Распределение проб по температуре (рис. 8, *б*) показывает, что большинство проб конденсатов отобрано на фумаролах с температурой 50–350°С, а максимум падает на температуру 100°С.

Температура гидротерм второй и третьей групп более стабильна и ограничена температурным интервалом 25–100°С. Максимальная температура этих

гидротерм соответствует точке кипения воды при данной величине атмосферного давления на месте их разгрузки, а на глубине – критической температуре кипения.

Кислотность гидротерм. Величина значений pH в вулканических гидротермах (как и температура) непостоянна. Максимальное значение pH равно 10, а минимальное – меньше 0,0. Величина pH гидротерм первой группы изменяется от значения, меньшего 0,0, до 7,0–8,0, причем на кривой распределения значений кислотности (рис. 8, *а*) намечаются два максимума: один в интервале значений pH=1,0–2,0, другой в интервале значений pH=4,0–6,0. Первый из них относится к пробам конденсата активных галогенно-сульфатных фумарол, второй – фумарол в стадию затухания (сульфатно-углекислых). Распределение значений pH для гидротерм второй группы также характеризуется двумя пиками: в области значений pH, равных 2,0–3,0 и 7,0–8,0. Первый из них характеризует горячие термы сольфатарных полей, а второй, по-видимому, отражает степень контаминации этих терм термами другого происхождения. Не исключено, что гидротермы последней группы не связаны прямо с сольфатарными полями, а имеют другой источник и ошибочно отнесены к этой группе по месту их проявления (разгрузки). И, наконец, пробы третьей группы имеют один максимум в интервале значений pH = 7,5–8,5.

Наиболее изменчива во времени величина pH гидротерм первой группы. Она находится в прямой зависимости от активности газовыделения фумарол. Величина pH гидротерм второй группы более стабильна (2,0–3,0 и 7,0–8,0); эти гидротермы обычно проявляются на вулканах, находящихся в длительной сольфатарной стадии активности. Третья группа характеризуется весьма стабильной величиной pH = 7,0–8,0, которая почти не изменяется на протяжении десятков лет. Так как общая минерализация гидротерм и их качественный состав находятся в прямой зависимости от концентрации водородных ионов, то постоянству значения pH гидротерм должно соответствовать и относительное постоянство их химического состава. Отдельные отклонения встречаются, но они существенно не влияют на отмечаемую закономерность.

Зависимость изменения pH гидротерм от температуры. Эту зависимость рассмотрим на примере гидротерм первой группы, в которой наблюдаются наибольшие вариации значений как pH, так и температуры. Несмотря на большой разброс значений pH при одной и той же температуре (рис. 9), кривая, построенная по средним pH в температурных интервалах (через 100°C), довольно четко отражает увеличение значения pH как с понижением, так и с повышением температуры конденсата относительно точки максимальной концентрации водородных ионов, лежащей около 300°C, что почти соответствует аналогичной точке диссоциации воды. По данным, нанесенным на график (см. рис. 9), рассчитана корреляционная зависимость[1] между величиной pH и T (°C).

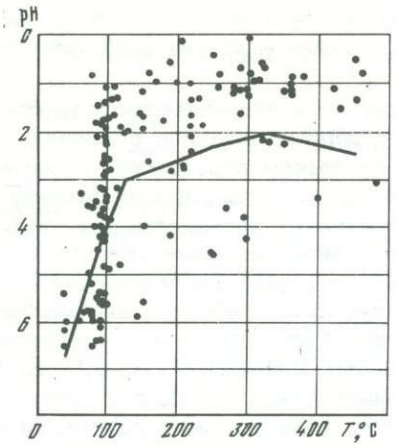
Даже если исходить из предположения, что между pH и T (°C) существует прямая корреляционная связь, то коэффициент корреляции $r = -0{,}70$, т.е. между pH и температурой существует довольно тесная корреляционная зависимость. Наиболее четко она определяется уравнением параболы второго порядка:

$$pH = 6{,}784 - 3{,}805 \cdot 10^{-2} T + 7{,}61143 \cdot 10^{-5} T^2. \qquad (10)$$

Уравнение справедливо в интервале температуры 25–300°C. На рис. 10 показаны кривые зависимости pH от температуры, построенные по эмпирическим данным и уравнению (10). На этот рисунок также нанесена кривая диссоциации воды. Подобие форм кривых диссоциации воды и зависимости pH конденсата от температуры фумарольных выделений, по-видимому, не случайно. Оно отражает общность и взаимосвязь химических процессов, происходящих в

---

[1] Статистическая обработка материала проведена по методике, изложенной в работах А. Уорсинга и Дж. Геффнера (1953), Н. Бейли (1962), Е.И. Пустыльника (1968).



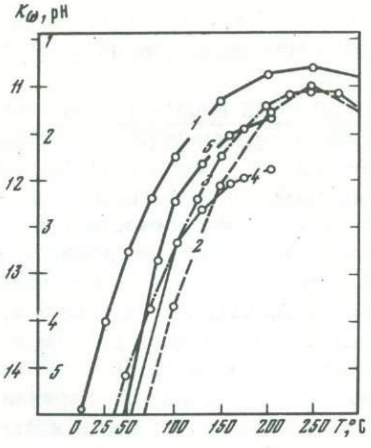


Рис. 9. Зависимость величины pH от температуры T в конденсатах фумарол активных вулканов Камчатки и Курильских островов

Рис. 10. Кривые зависимости pH и степени диссоциации воды K_ω от температуры T в конденсатах фумарол активных вулканов

1 – кривая диссоциации воды K_ω; *2* – кривая, построенная по уравнению $pH = 8{,}553 - 0{,}0522\,T + 1{,}04 \cdot 10^{-4}\,T^2$; *3* – кривая, построенная по уравнению (10); *4* – эмпирическая кривая, построенная по цифрам средних значений pH (в интервале, равном единице) и температуры (в интервале, равном 100°C); *5* – эмпирическая кривая, построенная по тем же данным, что и кривая *4*, но с поправкой на температуру

гидротермах, что и подтверждается фактическим материалом по конденсатам фумарольных газов.

Гидротермы первой группы. Рассмотрим зависимость содержания иона SO_4^{2-} от pH, концентрации ионов Ca^{2+} и температуры[1]. Зависимость содержания SO_4^{2-} от pH в температурном интервале 40–830° описывается уравнением параболы третьего порядка:

$$SO_4^{2-} = 19{,}287 \cdot 10^{-3} - 11{,}221 \cdot 10^{-3}pH + 2{,}213 \cdot 10^{-3}(pH)^2 - 0{,}143 \cdot 10^{-3}(pH)^3. \quad (11)$$

Уравнение справедливо в области pH=1–6. Оценить силу найденной связи можно с помощью корреляционного отношения θ. В нашем случае оно равно 0,987, т.е. корреляционное отношение близко к единице, а значит, найденная нами связь близка к строго функциональной. Отсюда можно с полным основанием утверждать и обратное, а именно, что концентрация водородных ионов в значительной мере зависит от содержания в термах иона SO_4^{2-}.

Проанализируем зависимость содержания SO_4^{2-} от pH и температуры T. Проведенный двухфакторный дисперсионный анализ показал, что эффект взаимодействия факторов pH и T оказывается незначимым (при доверительной вероятности $p = 0{,}95$), т.е. мы не можем выбрать никакого значения pH в области определенной температуры, чтобы утверждать, что при данных T и pH в гидротермах содержится максимальное количество SO_4^{2-}. Иными словами содержание SO_4^{2-} не зависит от совместного влияния факторов температуры и pH, т.е. равновеликие концентрации SO_4^{2-} могут наблюдаться при различных

[1] Здесь и далее в разделе "Вулканические гидротермы" концентрации ионов даны в молях на литр (моль/л), а температура – в °C.

сочетаниях T и pH. Практически же в любом температурном интервале по мере повышения концентрации водородных ионов увеличивается концентрация SO_4^{2-}.

Независимость содержания в конденсате SO_4^{2-} от температуры облегчает нам выяснение зависимости содержания SO_4^{2-} от pH и от содержания иона Ca^{2+}. Так как значительная часть проб конденсатов отобрана на фумаролах с температурами до 100°С, рассмотрим предполагаемую зависимость в этом температурном интервале. Корреляционная форма связи между результативным признаком SO_4^{2-} и факториальными признаками pH и Ca^{2+} определяется уравнением

$$SO_4^{2-} = 1{,}019 \cdot 10^{-3} - (0{,}193 \pm 0{,}037) \cdot 10^{-3} pH + (1{,}046 \pm 0{,}220) Ca^{2+}, \qquad (12)$$

а теснота связи между изменениями величин оценивается коэффициентом множественной (совокупной) корреляции R_{xvy}, равным 0,745. Сопоставление парных и частных коэффициентов корреляции (табл. 12) показывает, что фактор Ca^{2+} уменьшает абсолютную величину корреляционной связи между SO_4^{2-} и pH, а фактор pH – корреляционной связи между SO_4^{2-} и Ca^{2+}.

Рассмотрим уравнение корреляционной зависимости между результативным признаком Ca^{2+} и факториальными признаками SO_4^{2-} и pH:

$$Ca^{2+} = 7{,}8 \cdot 10^{-6} + 59{,}75 \cdot 10^{-6} pH + 338{,}2 \cdot 10^{-3} SO_4^{2-}. \qquad (13)$$

В данном случае $R_{xvy} = 0{,}591$, т.е. корреляционная зависимость содержания Ca^{2+} от содержания SO_4^{2-} и pH выражена менее четко, чем в случае SO_4^{2-}, и если парная корреляция между Ca^{2+} и pH практически отсутствует ($r = -0{,}059$), то коэффициент частной корреляции между Ca^{2+} и pH, при исключенном влиянии фактора SO_4^{2-}, оценивается вполне значимой величиной ($r_{yx(v)} = 0{,}334$).

Отсюда следует, что оценить влияние pH на концентрацию ионов Ca^{2+} можно только при исключении влияния фактора SO_4^{2-}. Иными словами, в области низких значений pH содержание кальция в основном контролируется ионом HSO_4, а в области высоких значений pH – ионами O_4^{2-}, HCO_3^- и CO_3^{2-}.

Для выяснения зависимости содержания Na^+ от температуры T, pH и концентрации Cl^- рассмотрим следующие уравнения регрессии:

$$Na^+ = 20{,}3 \cdot 10^{-5} + (2{,}071 \pm 0{,}26) \cdot 10^{-5} T - (32{,}748 \pm 246{,}129) \cdot 10^{-5} pH; \qquad (14)$$

$$Na^+ = 325{,}3 \cdot 10^{-5} + 3{,}248 \cdot 10^{-2} Cl^- - 43{,}273 \cdot 10^{-5} pH. \qquad (15)$$

Найденная квадратичная ошибка для коэффициента регрессии при третьем члене правой части уравнения (14) показывает, что ввиду большой дисперсии значений фактора учесть влияние pH на концентрацию Na^+ не представляется возможным. Иными словами, содержание Na^+ не зависит от величины pH, оно может быть равновеликим при любом значении pH. Поэтому для оценки содержания Na^+ можно использовать следующие уравнения:

$$Na^+ = -1{,}155 \cdot 10^{-3} + 2{,}276 \cdot 10^{-5} T; \qquad (16)$$

$$Na^+ = -125{,}65 \cdot 10^{-5} + 1\,729 \cdot 10^{-5} T + 2{,}609 \cdot 10^{-2} Cl^-. \qquad (17)$$

Уравнение (16) справедливо в области температур 51–830°С, а уравнение (17) – в области 70–830°С. Анализ парных и частных коэффициентов корреляции показывает, что корреляция между Na^+ и pH, а также между Cl^- и температурой практически отсутствует, т.е. содержание натрия контролируется концентрацией хлора и температурой, а содержание хлора контролируется значениями pH и Na^+.

Практически как для хлора, так и для натрия намечается общая закономерность увеличения концентрации с увеличением температуры и концентрации во-

Таблица 12

Корреляционная зависимость между основными параметрами и компонентами Na^+, K^+, Ca^{2+},

№ уравнения в тексте	Температурный интервал, °C	Факторы			Коэффициенты корреляции		
		y	x	v	множественный R_{xvy}	парный: r_{xy}, r_{vy} или r_{xv}	частный: $r_{xy(v)}$, $r_{vy(x)}$ или $r_{xv(y)}$
1	2	3	4	5	6	7	8
			Гидротермы первой группы				
12	⩽ 100	SO_4^{2-}	pH	Ca^{2+}	0,745		
		SO_4^{2-}	pH			-0,565	-0,627
		SO_4^{2-}		Ca^{2+}		0,517	0,589
			pH	Ca^{2+}		-0,056	0,334
13	⩽ 100	Ca^{2+}	pH	SO_4^{2-}	0,591		
14	40–830	Na^+	*T*	pH	0,639		
16		Na^+	*T*			0,632	0,537
		Na^+		pH		-0,410	-0,119
			T	pH		-0,524	-0,375
15	40–830	Na^+	$[Cl^-]$	pH	0,604		
		Na^+	$[Cl^-]$			0,591	0,485
		Na^+		pH		-0,410	-0,151
			$[Cl^-]$	pH		-0,518	-0,375
17	40–830	Na^+	*T*	Cl^-	0,749		
		Na^+	*T*			0,632	0,570
		Na^+		Cl^-		0,604	0,519
			T	Cl^-		0,336	-0,06
18	⩽ 100	Cl^-	Na^+			0,995	
	40–830	Cl^-	*T*	pH	0,530		
		Cl^-	*T*			0,336	0,130
		Cl^-		pH		-0,518	-0,411
			Гидротермы второй группы				
19	⩽ 100	Ca^{2+}	pH	SO_4^{2-}	0,632		
		Ca^{2+}	pH			-0,371	-0,052
		Ca^{2+}		SO_4^{2-}		0,651	0,577
			pH	SO_4^{2-}		-0,519	-0,393
		SO_4^{2-}	pH			-0,519	
20	⩽ 100	Cl^-	pH	Na^+	0,470		
		Cl^-	pH			-0,093	-0,279
		Cl^-		Na^+		0,393	0,462
			pH	Na^+		0,371	0,445

Cl^-, SO_4^{2-}, HCO_3^-, pH и T (°C) в гидротермах Камчатки и Курильских островов

Коэффициенты уравнений регрессии: $y_{xv} = a_0 + a_1 x + a_2 v$; $y_x = a_0 + a_1 x$ или $y_v = a_0 + a_1 v$			Объем выборки n	$r_{0,95}$
a_0	a_1	a_2		
9	10	11	12	13
	Гидротермы первой группы			
$1{,}019 \cdot 10^{-3}$	$-(0{,}193 \pm 0{,}037) \cdot 10^{-3}$	$1{,}046 \pm 0{,}220$	44	
$1{,}591 \cdot 10^{-3}$	$-20{,}271 \cdot 10^{-5}$		44	0,290
$5{,}043 \cdot 10^{-5}$	$109{,}855 \cdot 10^{-2}$		44	0,290
			44	0,290
$7{,}8 \cdot 10^{-6}$	$59{,}75 \cdot 10^{-6}$	$338{,}2 \cdot 10^{-3}$	44	
$20{,}3 \cdot 10^{-5}$	$(2{,}071 \pm 0{,}26) \cdot 10^{-5}$	$-(32{,}748 \pm 246{,}129) \cdot 10^{-5}$	136	
$-1{,}155 \cdot 10^{-3}$	$2{,}276 \cdot 10^{-5}$		136	0,195
$7{,}093 \cdot 10^{-3}$	$-12{,}411 \cdot 10^{-4}$		136	0,195
			136	0,195
$325{,}3 \cdot 10^{-5}$	$3{,}248 \cdot 10^{-2}$	$-43{,}273 \cdot 10^{-5}$	136	
$13{,}905 \cdot 10^{-3}$	9,391		136	0,195
			136	0,195
			136	0,195
$-125{,}65 \cdot 10^{-5}$	$1{,}729 \cdot 10^{-5}$	$2{,}609 \cdot 10^{-2}$	136	
			136	0,195
			136	0,195
			136	0,195
$23{,}26 \cdot 10^{-5}$	$83{,}97 \cdot 10^{-2}$		36	0,525
$93{,}454 \cdot 10^{-5}$	$(7{,}452 \pm 4{,}401) \cdot 10^{-5}$	$-(21{,}606 \pm 4{,}160) \cdot 10^{-3}$	136	
$3{,}90 \cdot 10^{-3}$	$20{,}969 \cdot 10^{-5}$		136	0,195
$118{,}239 \cdot 10^{-3}$	$-24{,}891 \cdot 10^{-3}$		136	0,195
	Гидротермы второй группы			
$1{,}714 \cdot 10^{-3}$	$-0{,}078 \cdot 10^{-3}$	$10{,}728 \cdot 10^{-2}$	71	
$5{,}317 \cdot 10^{-3}$	$-6{,}629 \cdot 10^{-3}$		71	0,230
$1{,}370 \cdot 10^{-3}$	0,1113		71	0,230
			71	0,230
$33{,}582 \cdot 10^{-3}$	$-51{,}342 \cdot 10^{-4}$		71	0,230
$26{,}20 \cdot 10^{-3}$	$-5{,}776 \cdot 10^{-3}$	1,281	71	
			71	0,230
			71	0,230
			71	0,230

Таблица 12 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
	⩽100	Cl^-	pH	Na^+	0,885		
		Cl^-	pH			0,257	-0,208
		Cl^-		Na^+		0,879	0,876
			pH	Na^+		0,396	0,339
	⩽100	SO_4^{2-}	pH	Ca^{2+}	0,487		
		SO_4^{2-}	pH			-0,506	-0,462
		SO_4^{2-}		Ca^{2+}		0,232	0,100
			pH	Ca^{2+}		-0,295	-0,212
		Гидротермы третьей группы					
21	⩽100	Ca^{2+}	SO_4^{2-}	HCO_3^-	0,723		
		Ca^{2+}	SO_4^{2-}			0,646	0,686
		Ca^{2+}		HCO_3^-		0,311	0,423
			SO_4^{2-}	HCO_3^-		-0,018	-0,302
22	⩽100	Na^+	Cl^-	HCO_3^-	0,948		
		Na^+	Cl^-			0,933	0,934
		Na^+		HCO_3^-		0,441	0,461
			Cl^-	HCO_3^-		0,302	-0,334
		HCO_3^-	Cl^-			0,302	
23	⩽100	Na^+	K^+	Cl^-	0,959		
		Na^+	K^+			0,922	0,521
		Na^+		Cl^-		0,943	0,677
			K^+	Cl^-		0,896	0,210
24	⩽100		Na^+/K^+	Cl^-/Na^+		-0,452	
			K^+	Cl^-/Na^+		0,532	
			Cl^-	Na^+/K^+		-0,335	

дородных ионов. Но для натрия она наиболее четко выражена в интервале pH = = 0–3 и при T = 300–500°C, а для хлора в интервале pH = 0–2 и T = 40–400°C. Поэтому естественно, что в интервале температуры 40–100°C (по данным 52 анализов) между содержаниями хлора и натрия четкой корреляции *не наблюдается* (r = 0,235, *тогда как граничное значение* $r_{0,95}$ = 0,268). Но здесь нужно отметить одну интересную закономерность. Если исключить пробы с очень низким значением pH (< 1) и соответственно очень высоким содержанием хлора, то между натрием и хлором устанавливается почти функциональная связь (r = 0,995) и зависимость содержания хлора от содержания натрия (38 анализов) описывается уравнением

$$Cl^- = 23{,}26 \cdot 10^{-5} + 83{,}97 \cdot 10^{-2} Na^+. \qquad (18)$$

Среднее мольное отношение Cl^-/Na^+ в этом температурном интервале равно 1,1639. В морской воде Cl^-/Na^+ = 1,1667 (Гаррелс, Крайст, 1968). В *интервале температур 40–830°C и при pH = 0,0–7,0 это отношение равно* 13,3, а средний коэффициент корреляции между хлором и натрием r = 0,591. Отсюда можно сделать предположительный вывод, что по мере понижения температуры, т.е. снижения активности фумарол, между содержанием хлора и натрия в фумарольном конденсате устанавливается эквивалентное отношение. Как мы покажем ниже, аналогичное или близкое к этой величине отношение отме-

9	10	11	12	13
$5{,}881\cdot10^{-3}$	$-94{,}173\cdot10^{-5}$	$94{,}638\cdot10^{-2}$	67	
			67	0,237
$2{,}819\cdot10^{-3}$	$90{,}248\cdot10^{-2}$		67	0,237
			67	0,237
			67	
			67	0,237
			67	0,237
			67	0,237
	Гидротермы третьей группы			
$16{,}97\cdot10^{-5}$	$55{,}324\cdot10^{-2}$	$14{,}686\cdot10^{-2}$	92	
$5{,}993\cdot10^{-4}$	$5{,}481\cdot10^{-1}$		92	0,203
$2{,}332\cdot10^{-3}$	$1{,}415\cdot10^{-1}$		92	0,203
$3{,}909\cdot10^{-3}$	$0{,}981\cdot10^{-2}$		92	0,203
$47{,}057\cdot10^{-4}$	$83{,}324\cdot10^{-2}$	$61{,}307\cdot10^{-2}$	92	
$5{,}609\cdot10^{-3}$	$8{,}831\cdot10^{-1}$		82	0,203
$15{,}582\cdot10^{-3}$	1,548		92	0,203
			92	0,203
$14{,}707\cdot10^{-4}$	$8{,}147\cdot10^{-5}$		92	0,203
$5{,}418\cdot10^{-3}$	4,990	$5{,}497\cdot10^{-1}$	22	
			22	0,406
			22	0,406
$8{,}404\cdot10^{-5}$	$6{,}577\cdot10^{-2}$		22	0,406
36,450	-18,589		22	0,406
			22	0,406
			22	0,406

чается почти для всех без исключения гидротерм с температурой до 100°С, проявляющихся в областях развития современного или молодого вулканизма.

Гидротермы второй группы. Гидротермы этой группы расположены на сольфатарных полях активных вулканов, находящихся в сольфатарной или эксплозивно-фреатической стадии деятельности. В большинстве случаев они локализуются в отрицательных формах рельефа с интенсивным обводнением за счет вадозных или поверхностных атмосферных вод и характеризуются относительно низкой температурой (до 100° С) при довольно широком диапазоне значений pH (0–8,4).

Корреляционная зависимость содержания Ca^{2+} от pH и содержания SO_4^{2-} описывается уравнением

$$Ca^{2+} = 1{,}714\cdot10^{-3} - 0{,}078\cdot10^{-3}pH + 10{,}728\cdot10^{-2}SO_4^{2-}. \qquad (19)$$

Коэффициент множественной корреляции $R_{xvy} = 0{,}632$. Сопоставляя полученные частные коэффициенты корреляции $r_{xy(v)}$ и $r_{vy(x)}$ с парными коэффициентами корреляции r_{xy} и r_{vy} (см. табл. 12), мы видим, что обнаруженная по парным коэффициентам корреляции связь между содержанием SO_4^{2-} (фактор v) и содержанием Ca^{2+} (результативный признак y) определяется тем, что про-

бы с высоким содержанием SO_4^{2-} имеют в среднем более низкое значение pH, чем пробы с меньшим содержанием SO_4^{2-}. Чистое же влияние содержания SO_4^{2-} на содержание Ca^{2+} несколько ниже ($r_{vy(x)} = 0,577$).

Корреляционная связь между величиной pH и содержанием Ca^{2+} (по парным коэффициентам корреляции) определяется главным образом тем, что пробы с более низким значением pH имеют более высокое содержание SO_4^{2-}, чем пробы с более высоким значением pH. Чистое же влияние величины pH на содержание Ca^{2+} весьма низкое ($r_{xy(v)} = -0,0524$). Отсюда можно заключить, что содержание Ca^{2+} в рассматриваемых термах полностью коррелируется с содержанием SO_4^{2-} (особенно в кислых термах). Иными словами, если в очень кислых термах и возможно дальнейшее выщелачивание Ca^{2+}, то и в этом случае его содержание определяется величиной произведения растворимости $ПР_{CaSO_4}$ при данных температурных условиях. В рассматриваемых термах $ПР_{CaSO_4} = 4,5 \cdot 10^{-5}$ (без учета дисперсии), а при 25°C равно $3,6 \cdot 10^{-5}$. В фумарольном конденсате в температурном интервале 40–830°C концентрация $CaSO_4$ равна $0,7 \cdot 10^{-5}$, а в интервале до 100°C – всего $0,03 \cdot 10^{-5}$. Вот почему в фумарольном конденсате содержание Ca^{2+} коррелируется не только с содержанием иона SO_4^{2-}, но и с концентрацией водородных ионов, т.е. с увеличением кислотности терм идет интенсивный процесс выщелачивания кальция из вмещающих пород. Наблюдения показывают, что в породах, измененных под воздействием активных фумарольных газов, отложения сульфатов кальция практически отсутствуют. В то же время в сольфатарно измененных породах отмечается высокое содержание сульфатов кальция.

Корреляционная зависимость содержания Cl^- от pH и содержания Na^+ описывается уравнением

$$Cl^- = 26,20 \cdot 10^{-3} - 5,776 \cdot 10^{-3} pH + 1,281 Na^+. \qquad (20)$$

Коэффициент множественной корреляции $R_{xvy} = 0,470$. Сопоставление частных коэффициентов корреляции с парными (см. табл. 12) показывает, что обнаруженная по парным коэффициентам корреляции связь ($r_{yv} = 0,393$) между содержанием Na^+ и содержанием Cl^- определяется тем, что пробы с высоким содержанием Na^+ имеют в среднем большее значение pH, чем пробы с низким содержанием Na^+.

Чистое же влияние содержания Na^+ на содержание Cl^- несколько выше ($r_{vy(x)} = 0,462$), т.е. мы должны отметить, что основное влияние на содержание Cl^- оказывает не pH, а концентрация Na^+, а влияние на концентрацию Na^+ величины pH и концентрации Cl^- практически однозначно. Поэтому можно предположить, что гидротермы этой группы имеют двойной источник минерализации. Большая часть натрия и хлора поступает в термы в виде диссоциированной молекулы NaCl, другая часть натрия выщелачивается из вмещающих пород, а хлора – поступает в виде диссоцированной молекулы HC.

Сравнение гидротерм, образованных фумарольным конденсатом, и сольфатарных гидротерм показывает, что в первых в отличие от вторых содержание натрия не коррелируется с pH. Оно одинаково коррелируется с содержанием хлора и с температурой. Такая зависимость вполне очевидна: в возгонах (особенно высокотемпературных фумарол) на многих вулканах отмечалось содержание значительного количества хлоридов, в частности хлоридов натрия (галита). Таким образом, не исключена возможность, что термальные воды сольфатарных полей в значительной мере разбавляются глубинными хлоридно-натриевыми гидротермами.

Отмеченная закономерность наиболее отчетливо проявляется в том случае, если мы исключим из рассматриваемых данных пробы с аномальной концентрацией водородных ионов (pH<1,0). Коэффициент множественной корреляции

возрастет: $r_{xvy} = 0{,}885$ (см. табл. 12). Сравнение частных и парных коэффициентов корреляции показывает, что даже при исключении влияния pH коэффициент r_{yv} почти равен $r_{yv(x)}$. Кажущаяся прямая корреляция между $[Cl^-]$ и pH вызвана тем, что высокое содержание натрия отмечается в пробах с низкой концентрацией водородных ионов. Приведенные расчеты показывают, что существует вполне определенная зависимость содержания хлора от содержания натрия, т.е. с повышением щелочности гидротерм в них увеличивается содержание натрия относительно хлора, а отношение Cl/Na = 1,141 близко к отношению Cl/Na в низкотемпературных фумаролах (до 100°С), из проб которых исключены анализы с pH < 1,0. Полезно сравнить величины отношения Cl/Na, соответствующие низкотемпературным фумаролам, гидротермам сольфатарных полей и морской воде и равные соответственно 1,1639; 1,1410 и 1,1667.

Пересчет, аналогичный приведенному выше, сделан и для корреляционной зависимости содержания Ca^{2+} от pH и от содержания SO_4^{2-}; исключены лишь анализы с pH < 1 (см. табл. 12). Выяснилось, что содержание кальция не коррелируется с содержанием SO_4^{2-}, а содержание SO_4^{2-} находится в прямой зависимости от концентрации ионов водорода.

Подводя итоги, можно сделать вывод, что минерализация гидротерм сольфатарных полей практически зависит от двух основных факторов: во-первых, от концентрации (в гидротермах) серосодержащих кислот (роль галогенных кислот в этих термах невелика), высокая степень диссоциации которых способствует увеличению содержания в гидротермах ионов водорода и соответственно усиливает выщелачивание петрогенных элементов; во-вторых, от степени контаминации гидротерм сольфатарных полей хлоридно-натриевыми гидротермами глубокой циркуляции. Последняя связь особенно отчетливо наблюдается на вулканах, находящихся в длительной сольфатарной стадии активности.

По мере понижения кислотности гидротерм наблюдаемая корреляционная связь между Ca^{2+} и SO_4^{2-} ослабевает, а между Na^+ и Cl^- возрастает. Особенно заметно влияние pH на концентрацию Na^+ по мере понижения концентрации водородных ионов. В этом случае содержание хлора полностью начинает контролироваться содержанием натрия.

Гидротермы третьей группы. К этой группе относятся гидротермы районов современного и молодого вулканизма, разгрузка которых происходит у основания активных вулканов, а также гейзеры или гейзерные источники (в кальдере Узон, Долине Гейзеров и др.). Гидротермы нередко перегреты и вскипают на выходе, чаще же имеют относительно невысокую температуру на месте разгрузки (до 100°С) и суженный по сравнению с ранее рассмотренными группами диапазон pH (5–9); в основном pH = 6–8. Влияние pH и Eh на изменение минерального состава невелико. Концентрация водородных ионов почти полностью контролируется величиной P_{CO_2} в гидротермах.

Корреляционная зависимость содержания кальция от концентрации ионов SO_4^{2-} и HCO_3^- определяется уравнением

$$Ca^{2+} = 16{,}97 \cdot 10^{-5} + 55{,}324 \cdot 10^{-2} SO_4^{2-} + 14{,}686\ 10^{-2} HCO_3^- . \qquad (21)$$

Коэффициент множественной корреляции $r_{xvy} = 0{,}723$. Сравнение частных и парных коэффициентов корреляции (см. табл. 12) показывает, что отмеченная по парным коэффициентам корреляционная связь между содержанием HCO_3^- (фактор v) и концентрацией Ca^{2+} (результативный признак y) определяется главным образом тем, что в пробах с невысоким содержанием HCO_3^- содержится в среднем большее количество SO_4^{2-}. Чистое же влияние содержания HCO_3^- на содержание Ca^{2+} значительно выше ($r_{vy} = 0{,}311$, а $r_{vy(x)} = 0{,}423$). Аналогичная закономерность отмечена и для иона SO_4^{2-}. Поэтому можно сделать вывод, что корреляционная связь между кальцием и ионом HCO_3^-, а также между кальцием и ионом SO^{2-} возрастает по мере уменьшения в гидротермах

содержания соответственно SO_4^{2-} и HCO_3^-. Парный коэффициент корреляции между SO_4^{2-} и HCO_3^- незначим ($r_{xy} = -0,0183$). Но частный коэффициент корреляции при исключительном влиянии Ca^{2+} весьма четко показывает обратную корреляционную связь ($r_{xy(v)} = -0,302$).

Корреляционная зависимость содержания натрия от концентрации ионов хлора и HCO_3^- определяется уравнением

$$Na^+ = 47,057 \cdot 10^{-4} + 83,324 \cdot 10^{-2}Cl^- + 61,307 \cdot 10^{-2}HCO_3^- . \quad (22)$$

Коэффициент множественной корреляции $R_{xvy} = 0,948$, а это значит, что зависимость между концентрациями Cl^- и HCO_3^-, с одной стороны, и Na^+ – с другой, практически линейная. Сравнение частных и парных коэффициентов корреляции показывает, что корреляционная связь между Na^+ и Cl^-, а также между Na^+ и HCO_3^- не зависит от влияния третьего компонента. Сравните: $r_{xy} = 0,933$, $r_{xy(v)} = 0,934$; $r_{xy} = 0,441$, $r_{vy(x)} = 0,461$. Парный коэффициент корреляции между Cl^- и HCO_3^- вполне значим ($r_{xy} = 0,302$). Это связано с тем, что пробы с высоким содержанием HCO^- в среднем имеют и высокую концентрацию Na^+. Чистое же влияние HCO_3^- на содержание Cl^- характеризуется в данных условиях отрицательным частным коэффициентом корреляции ($r_{xy(v)} = -0,334$).

Рассмотренные зависимости показывают, что с увеличением концентрации HCO_3^- корреляционная связь в гидротермах между Na^+ и SO_4^{2-}, Na^+ и Cl^- ослабевает, а более четко она проявляется между Na^+ и HCO_3^-. Найденная закономерность отражается и в среднестатистической величине отношения $Cl^-/Na^+ = 0,81 \pm 0,25$ (при доверительной вероятности $p = 0,95$). Средневзвешенная величина этого отношения по источникам еще меньше – 0,67 (104 анализа по 19 источникам Камчатки).

Термальные источники неодинаковы по величине отношения Cl^-/Na^+ (табл. 13). Это отношение может быть выше или ниже рассмотренного как в отдельных группах источников, объединенных в единую гидротермальную систему по месту разгрузки гидротерм, так и внутри самих группировок в зависимости от условий разгрузки. С чем это связано? Анализ материала по гидротермам вулканических районов мира показывает, что величина отношения Cl^-/Na^+ закономерно уменьшается по мере старения или истощения гидротермальной системы. Так, в системе Вайракей (Новая Зеландия) за время эксплуатации содержание хлора в термах упало почти на 5%, а содержание натрия почти не изменилось. Кроме того, величина отношения в водах одной и той же системы различна: больше на глубине и меньше на поверхности. Например, в Паужетских поверхностных источниках величина отношения Cl^-/Na^+ равна 0,955, в скважине на глубине 145 м – 1,088. В скв. Р-1 на глубине 300–400 м в воде отношение $Cl^-/Na^+ = 1,0147$, а в конденсате пара всего лишь 0,5057 (Набоко, 1963). В водах гидротермальных скважин Каверау (Новая Зеландия) величина отношения Cl^-/Na^+ около единицы, а в термальных источниках Онепу в Каверау – 0,8697 (Махон, 1965).

Закономерность в изменении величины отношения Cl^-/Na^+ прослеживается и в водах термальных источников, проявляющихся на вулканах или вблизи вулканов, находящихся в активном сольфатарном состоянии (источники вулканов Менделеева, Головнина, Эбеко, Большого Семячика, кальдеры Узон, Долины Гейзеров), а также в окрестностях активных вулканов (Карымский), где величина отношения $Cl^-/Na^+ < 1$. В кислых горячих источниках Японии ($T > 25^oC$) это отношение равно 1,669, а в кислых холодных – 1,007, в щелочных горячих источниках – 1,0301, а в щелочных холодных источниках – 1,007. Средневзвешенная величина отношения в термальных источниках Японии, по данным 712 анализов (Iwasaki e.a., 1966), равна 1,055.

Таблица 13

Отношения Cl/Na и Na/K в термальных источниках Камчатки (третья группа гидротерм)

Источники	Cl, Na		Na, K		Литературный источник
	n	Cl/Na	*n*	Na/K	
Киреунские	2	0,85	Нет свед.		Пийп, 1937
"	7	1,05	7	24,47	Кирсанова, 1971
Паланские	2	0,05	Нет свед.		Пийп, 1937
Озерновские	4	0,93	4	29,18	То же
Паужетские	5	0,95	3	28,83	"
Паужетские (скважина, глубина 145 м)	1	1,09	1	17,02	Карпов, 1971
Паужетские (скважина, излив)	1	1,04	1	18,72	То же
Паужетские скважины	20	1,06	20	15,54	Сугробов, 1965
Нижнеголыгинские	1	1,11	1	29,70	Пийп, 1937
Паратунские	20	0,36	8	31,63	То же
Паратунские (скважины)	6	0,40	4	65,46	Манухин и др.,1971
Апачинские	1	0,47	1	26,74	Пийп, 1937
Большие Банные	3	0,23	3	20,72	То же
Большие Банные (скважины)	9	0,25	9	29,49	Трухин, 1969
Начикинские	4	0,38	3	35,32	Пийп, 1937
Малкинские	3	0,49	3	32,32	То же
Налычевские	4	0,97	2	12,36	"
"	13	1,07	13	11,12	Комкова, 1969
Краеведческие	1	1,12	1	13,42	Пийп, 1937
Пущинские	2	0,58	1	14,25	То же
Нижнесемячикские	5	0,61	2	5,21	"
Узонские	2	0,96	4	12,59	"
"	6	0,97	6	13,90	Пилипенко, 1971
Щапинские	2	0,47	2	9,04	Пийп, 1937
Крерукские	1	0,98	1	9,62	То же
Северо-Камбальные	2	0,14	Нет свед.		Карпов, Долгова, 1969

Интересно сравнить с этими данными отношение Cl^-/Na^+ в горячих рассолах рифтовых зон Африки (Bonatti e.a., 1972). В горячих хлоридных рассолах депрессии Афар (Восточная Эфиопия) Cl^-/Na^+ = 1,5237 – 1,6930; в более метаморфизованных рассолах впадины Атлантис II (рифтовая зона Красного моря) – 1,1985.

Таким образом, отношение Cl^-/Na^+ закономерно уменьшается по мере метаморфизма глубинных хлоридно-натриевых вод (от типичных хлоридно-натриевых к углекисло-натриевым). Эта закономерность находит свое отражение и в поведении калия.

Корреляционная зависимость содержания натрия от концентрации калия и хлора определяется уравнением

$$Na^+ = 5{,}418 \cdot 10^{-3} + 4{,}990K^+ + 5{,}497 \cdot 10^{-1}Cl^-. \qquad (23)$$

Коэффициент множественной корреляции R_{xvy} = 0,959. Сравнение частных и парных коэффициентов корреляции показывает, что отмеченная по парным коэффициентам высокая корреляционная связь между содержанием K^+ (фактор x) и содержанием Na^+ (результативный признак y) определяется главным образом тем, что в пробах с высоким содержанием калия содержится в среднем большее количество хлора. Чистое же влияние калия на содержание натрия значительно слабее (r_{xy} = 0,922, а $r_{xy(v)}$ = 0,521). Аналогичная зависимость между содержанием Na^+ и Cl^- (r_{vy} = 0,943, а $r_{vy(x)}$ = 0,677).

Отсюда следует интересный вывод, что по мере метаморфизма гидротерм отношение Cl^-/Na^+ уменьшается, а отношение Na^+/K^+ увеличивается (r_{xy} = = –0,45). Эта зависимость описывается уравнением регрессии

$$Na^+/K^+ = 36{,}45 - 18{,}589(Cl^-/Na^+). \qquad (24)$$

Содержание калия закономерно возрастает по мере увеличения отношения Cl^-/Na^+ (r_{xy} = 0,532), а содержание хлора возрастает по мере уменьшения отношения Na^+/K^+ (r_{xy} = –0,335). Иными словами, в процессе метаморфизма первичных глубинных хлоридно-натриевых гидротерм в них уменьшается содержание калия (относительно хлора) и возрастает содержание натрия.

Наблюдаемые (иногда значительные) колебания в содержании калия, натрия и хлора в гидротермах, по-видимому, частично связаны с дополнительным привносом в гидротермы щелочей из вмещающих пород. Однако это не затушевывает общей картины естественного процесса дифференциации глубинных хлоридно-натриевых вод. К аналогичному выводу пришла и Г.И.Арсанова (1969) при изучении геохимии редких щелочей в термальных водах вулканических областей.

Кремнезем и щелочи. В гидротермах Камчатки и Курильских островов, прямо или косвенно связанных с проявлением вулканизма, в среднем содержится 122,75±19,31 мг/л кремнезема (в пересчете на SiO_2). Эта цифра получена нами по данным 280 анализов конденсатов фумарольных газов, термальных вод сольфатарных полей и горячих источников (в интервале значений pH = = 0–9 и T = 10–800°C.

Данные по распределению кремнезема (табл. 14) показывают, что, несмотря на значительные дисперсии средневзвешенных величин, намечаются определенные закономерности. Содержание кремнезема в гидротермах первой и второй групп резко уменьшается с увеличением pH; зависимость – параболическая и описывается уравнением вида $y_x = a_0 + a_1x + a_2x^2 + a_3x^3$. В гидротермах второй и третьей групп минимальное содержание кремнезема отмечается в нейтральных водах; по мере увеличения значения pH содержание кремнезема увеличивается. Максимальное содержание кремнезема отмечается в ультракислых гидротермах первой и второй групп (pH = 0–2), а также в щелочных гидротермах третьей группы (pH = 8–9). Кислотность гидротерм не всегда является значащим фактором при количественной оценке содержания SiO_2 в водах. Например, на содержание кремнезема в гидротермах третьей группы оказывает влияние метаморфизм термальных вод. Чем "старее" эти гидротермы, тем ниже их температура, меньше дебит и соответственно меньше концентрация кремнезема при почти однозначной величине pH. Например, Паужетские источники (скв., излив): T = 100°C, pH = 8,0, SiO_2 = 239,03 мг/л; Большие Банные источники (скв., излив): T = 100°C, pH = 9,15, SiO_2 = = 177,0 мг/л; Среднепаратунские источники (скв., излив): T = 77°C, pH = = 8,3, SiO_2 = 32,7 мг/л (Карпов, 1971). Видимо, по этой причине в гидротермах третьей группы отсутствует четкая корреляция между pH и содержанием кремнезема, хотя по данным отдельных скважин такая корреляция частично отмечается.

Как указывалось выше, в гидротермах третьей группы намечается прямая корреляционная связь между содержанием натрия и калия (r_{xy} = 0,935), а между Na и SiO_2 (r_{xy} = 0,251), а также K и SiO_2 (r_{xy} = 0,200) такая связь практически отсутствует; не коррелируется также содержание Na^+ и K^+ с pH гидротерм. Наличие весьма слабой корреляции между pH, SiO_2 и Na, а также между pH, SiO_2 и K, по-видимому, обусловлено тем, что воды большей части термальных источников Камчатки претерпели значительный метаморфизм. И только в высокотемпературных хлоридно-натриевых водах (с температурой выше 100°C и высоким дебитом) между pH и содержанием SiO_2 и щелочей (K + Na) существует относительно четкая корреляционная связь (Паужетские, Большие Банные источники и др.).

Рассмотрим отмеченную закономерность на примере высокотемпературных хлоридно-натриевых гидротерм Каверау в Новой Зеландии (Махон, 1965). Для корреляционного анализа использованы 20 анализов вод из геотермальных скважин с температурой от 200 до 285°C и pH =5,4–8,9; содержание SiO_2 колеблется от 155 до 770 мг/л при средней величине 456,8±3,78 мг/л, K^+ – от 5,5 до 220 мг/л (средняя величина 99,67±13,19 мг/л), Na^+ – от 152 до 1300 мг/л (средняя величина 685,85±70,60 мг/л).

Зависимость содержания кремнезема от концентрации натрия и калия описывается уравнением

$$SiO_2 = 2{,}676 \cdot 10^{-3} + (66{,}386 \pm 87{,}949) \cdot 10^{-3} Na^+ + (11{,}613 \pm 7{,}931) \cdot 10^{-1} K^+. \quad (25)$$

Коэффициент множественной корреляции $R_{xvy} = 0{,}645$. Несмотря на то что наблюдается четкая прямая корреляционная связь между SiO_2 и K^+ (r_{xy}=0,797) и между SiO_2 и Na^+ ($r_{xy} = 0{,}779$), сравнение частных и парных коэффициентов корреляции показывает, что отмеченная выше по парным коэффициентам корреляционная связь между содержанием Na^+ (или K^+) и концентрацией кремнезема определяется главным образом тем, что в пробах с высоким содержанием Na^+ (или K^+) содержится в среднем большее количество K^+ (или Na^+). Чистое же влияние Na^+ (или K^+) на содержание SiO_2 значительно ниже ($r_{xy(v)}$= = 0,167, $r_{vy(x)} = 0{,}311$ соответственно при исключительном влиянии K^+ и Na^+.

Сравнивая частные коэффициенты корреляции, отмечаем, что влияние калия на содержание кремнезема можно признать значимым, а влияние натрия – нельзя. Это хорошо видно и из уравнения (25). Обращаем внимание читателя на парную корреляционную связь между Na^+ и K^+, которая практически одинакова как в водах геотермальных скважин Каверау, так и в источниках Камчатки ($r_{xy} = 0{,}932$ и $r_{xy} = 0{,}935$ соответственно).

Рассмотрим следующий ряд уравнений регрессии:

$$pH = 6{,}979 + (6{,}691 \pm 3{,}594) \cdot 10^{-2} Na^+ - (51{,}075 \pm 32{,}410) \cdot 10^{-2} K^+; \quad (26)$$

причем $R_{xvy} = 0{,}370$;

$$SiO_2 = 75{,}165 \cdot 10^{-4} - (57{,}075 \pm 45{,}620) \cdot 10^{-5} pH + (17{,}496 \pm 2{,}816) \cdot 10^{-1} K^+, \quad (27)$$

причем $R_{xvy} = 0{,}884$;

$$SiO_2 = 89{,}667 \cdot 10^{-4} - (94{,}994 \pm 46{,}25) \cdot 10^{-5} pH + (19{,}951 \pm 3{,}200) \cdot 10^{-2} Na^+, \quad (28)$$

причем $R_{xvy} = 0{,}823$.

Анализ приведенных уравнений показывает, что концентрация натрия и калия мало зависит от pH гидротерм в рассматриваемом интервале значений pH = 5,4–8,9. Действительно, коэффициенты парной корреляции между pH и Na^+ ($r_{xy} = 0{,}210$) и между pH и K^+ ($r_{xy} = 0{,}085$) незначимы ($r_{0,95}$=0,444 при $n = 20$). Но можно дать полуколичественную оценку данной зависимости по частным коэффициентам корреляции. Для натрия (уравнение 26) $r_{xy(v)}$ = = 0,360, для калия $r_{vy(x)} = -0{,}310$. Иными словами, чем выше pH, тем больше концентрация натрия и тем ниже содержание калия. Аналогично калию ведет себя и кремнезем (уравнения (27) и (28)). Парный коэффициент корреляции между содержанием SiO_2 и pH равен –0,097; частный коэффициент корреляции $r_{xy(v)}$ по уравнению (27) равен –0,265, а по уравнению (28) равен –0,425. Таким образом, чистое влияние pH на концентрацию кремнезема вполне значимо, т.е. с повышением содержания кремнезема величина pH, хотя и незначительно, но уменьшается.

Намечается вполне определенная зависимость: щелочные термы – натрий, кислые термы – калий и кремнезем. Отсюда можно сделать вывод, что в глубинных хлоридно-натриевых термах отношения Na/K, Na/SiO_2 и Na/Cl значительно ниже, чем в аналогичных термах в местах их естественной поверхностной разгрузки.

Таблица 14

Средневзвешенное содержание кремнезема в водах гидротерм районов современного и молодого вулканизма Камчатки и Курильских островов

Гидротермы	T, °С	Содержание SiO_2 (мг/л) в гидротермах различной кислотности (pH)				
		pH = 0–1	1–2	2–3	3–4	4–5
Первой группы (конденсат фумарольны газов)	10–100	Нет свед.	Нет свед.	44,3	18,6	7,29
	100–200	172,4	93,0	35,8	14,0	13,89
	200–300	177,2	227,1	45,2	14,2	12,61
	300–400	382,8	237,1	507,1	Нет свед.	20,37
	400–500	375,2	312,1	Нет свед.	То же	Нет свед.
	>500	297,2	83,5	105,1	"	То же
	10–>500	329±86,9*	202,4±13,4	73,6±37,1	17,3±5,3	11,74±1,22
Второй группы (сольфатарных полей)	⩽100	446,5±252,8	241,7±45,2	146,9±21,1	169,7±50,5	141,8±37,7
Третьей группы (вне видимой связи с вулканическими аппаратами)	⩽100	Нет свед.	Нет свед.	Нет свед.	Нет свед.	Нет свед.
Всех трех групп	10–>500	351,6±118,5	213,37±26,6	120,43±26,88	65,43±19,57	52,81±12,74
Общее количество проб для гидротерм одной кислотности n_j		21	43	36	19	19

*Приведены средневзвешенные значения $\bar{X}$ и их предельные возможные отклонения $\epsilon_{0,95}$: $\bar{X} \pm \epsilon_{0,95}$.

Таблица 14 (окончание)

Гидротермы	T, °С	Содержание SiO_2 (мг/л) в гидротермах различной кислотности (pH)					Общее количество проб для гидротерм различной кислотности n_i
		5–6	6–7	7–8	8–9	0–9	
Первой группы (конденсат фумарольных газов)	10–100	16,8	8,6	Нет свед.	Нет свед.	15,73	41
	100–200	47,8	Нет свед.	То же	То же	57,04	23
	200–300	Нет свед.	То же	"	"	165,87	21
	300–400	То же	"	"	"	284,48	15
	400–500	"	"	"	"	343,65	4
	500	"	"	"	"	230,77	9
	10–>500	18,8±11,5	8,6±1,3	Нет свед.	Нет свед.	120,25±23,51	113
Второй группы (сольфатарных полей)	≤100	87,9±53,35	67,2±14,0	23,0±3,5	209,8±84,9	156,4±27,9	67
Третьей группы (вне видимой связи с вулканическими аппаратами)	≤100	129,24±23,15	90,61±5,62	104,04±5,71	123,97±17,37	103,04±8,81	100
Всех трех групп	10–>500	66,27±22,99	74,86±5,45	99,54±5,59	145,43±34,25	122,75±19,31	280
Общее количество проб для гидротерм одной кислотности n_i		32	58	36	16	280	

Кислотность–щелочность хлоридно–натриевых вод вулканических областей. К этой группе относятся слабокислые (до щелочных) воды с преобладанием в их составе хлорида натрия. Свободно изливающиеся (или пульсирующие – гейзеры и гейзерные источники) на поверхность воды обычно проявляют слабощелочную реакцию; в водах гидротермальных скважин намечается вертикальная кислотная зональность. На глубине (или у забоя скважины) величина значения pH всегда меньше, чем в приповерхностных условиях. Например, на глубине и у поверхности соответственно: на Паужетских источниках pH = 6,4 и 8,0, на Больших Банных источниках – 6,83 и 9,15, на Паратунских источниках – 7,3 и 8,3 (Карпов, 1971); на "Горячем Пляже" (о–в Кунашир) – 6,0 и 8,0 (Набоко и др., 1969).

Многие исследователи объясняют отмеченную кислотную зональность главным образом дегазацией гидротерм (выделение CO_2) по мере падения давления (от забоя к устью скважины). Но кроме фактора давления на растворимость CO_2 большое влияние оказывают температура и соленость растворов. Их влияние противоположно давлению. Поэтому не исключено, что при высоких давлении, температуре и солености раствора содержание CO_2 может быть меньше, чем при низких давлении, температуре и солености. А от суммарной концентрации CO_2 зависит кислотность растворов. Все это говорит о том, что различие между предполагаемым и наблюдаемым содержанием CO_2 определяется многими одновременно действующими факторами, и одним из них, по-видимому, является малая скорость установления равновесия CO_2 (газ) $\rightleftarrows$ $\rightleftarrows$ CO_2 (раств) (Хорн, 1972).

CO_2 не является химически инертным по отношению к воде газом: кроме обычного и неизбежного явления гидратации

$$CO_2\,(\text{газ}) \rightleftarrows CO_2\,(\text{раств}), \tag{29}$$

CO_2 реагирует с водой, образуя угольную кислоту

$$CO_2\,(\text{раств}) + H_2O = H_2CO_3. \tag{30}$$

Эта кислота диссоциирует в две стадии:

$$H_2CO_3 \rightleftarrows H^+ + HCO_3^-, \tag{31}$$

$$HCO_3^- \rightleftarrows H^+ + CO_3^{2-}. \tag{32}$$

"Стадии растворения [(29) и (30). – *Г.В.*] протекают сравнительно медленно, но стадии ионизации – очень быстро. Относительно равновесия [(30). – *Г.В.*] ничего не известно, поскольку не существует способа, который давал бы возможность различить CO_2 (раств) и H_2CO_3. По этой причине [(30) и (31). – *Г.В.*] обычно объединяют в следующее уравнение:

$$CO_2(\text{раств}) + H_2O \rightleftarrows H^+ + HCO_3^-"\text{(Хорн, 1972, с. 164).} \tag{33}$$

Константа диссоциации H_2CO_3 уменьшается с повышением ионной силы раствора и кислотности. Температурная зависимость несколько сложнее. При повышении температуры константы диссоциации первой и второй стадий (K_1 и K_2) увеличиваются с максимумом при температурах 50 и 100°C соответственно, а затем уменьшаются. Следовательно, при различной температуре равновесная концентрация $H_2CO_3 - HCO_3^- - CO_3^{2-}$ может быть обнаружена в гидротермах с различной величиной значения pH. Но в то же время температура оказывает сильное влияние на сдвиг равновесия (29) влево, поэтому общее содержание углерода с повышением температуры падает (сравните константу Генри при T = 25°C, равную $10^{-1,45}$, и при T = 150°C, равную $10^{-2,10}$), но до известного предела (150–200°C), затем снова возрастает, но несколько медленнее (Наумов и др., 1971).

Увеличение давления способствует смещению равновесия реакций (29), (30) и (32) вправо, т.е. в сторону перехода вещества в конденсированную фазу и

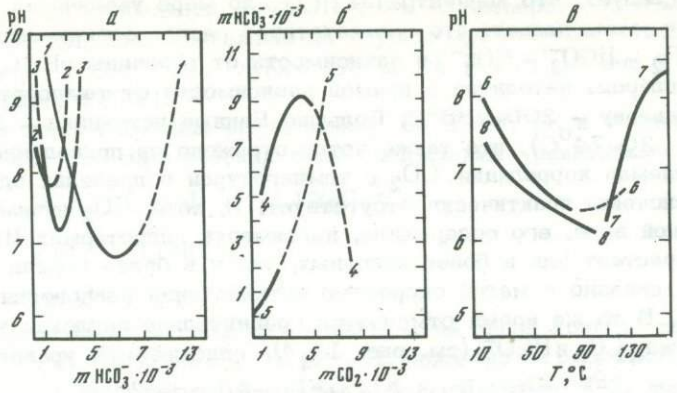


Рис. 11. Графическое представление уравнений зависимости pH от концентрации HCO_3^- (*а*), HCO_3^- от CO_2 (*б*) и pH от температуры (*в*) в гидротермах третьей группы

1 – Налычево (уравнение 36); *2* – Большие Банные источники (35); *3* – Каверау (34); *4* – Налычево (38); *5* – Большие Банные источники ($m CO_2 = 0{,}2842 + 0{,}3823\ m HCO_3^- + 0{,}1849\ (m HCO_3^-)^2$; *6* – Налычево (41); *7* – Большие Банные источники ($pH = 12{,}7184 + 0{,}26386\ T - 0{,}0008252\ T^2$); *8* – вода

в направлении образования форм с более высоким зарядом. Поэтому возможно, что частично, если исключить влияние других факторов, изменение величины pH в гидротермах может быть обусловлено перепадом давления.

В природных гидротермах величина значения pH в среднем лежит в интервале 6,5–8,5, т.е. в них, если исходить из распределения форм углерода в системе $CO_2 - HCO_3^- - CO_3^{2-}$ в зависимости от pH, преобладает ион HCO_3^-. Основываясь на этом допущении, рассмотрим возможную корреляционную зависимость величины pH от концентрации иона HCO_3^- на примере ряда месторождений термальных вод с примерно сопоставимой ионной силой раствора, но различной температурой и кислотностью (к сожалению, мы не располагаем данными по давлению в скважинах на различной глубине).

Несмотря на значительные вариации выборочных значений рассматриваемых параметров (pH и HCO_3^-), корреляционная зависимость между ними довольно четко (если не количественно, то во всяком случае качественно) описывается уравнением параболы второго порядка.

Месторождение Каверау, Новая Зеландия (геотермальные скважины):

$$pH = 10{,}422 - 2{,}910 \cdot 10^3\ HCO_3^- + 0{,}655 \cdot 10^6 (HCO_3^-)^2. \qquad (34)$$

Большие Банные источники (геотермальные скважины):

$$pH = 9{,}076 - 1{,}6608 \cdot 10^3\ HCO_3^- + 0{,}5645 \cdot 10^6 (HCO_3^-)^2. \qquad (35)$$

Налычевская термальная площадка (свободно изливающиеся и пульсирующие источники):

$$pH = 11{,}114 - 1{,}257 \cdot 10^3\ HCO_3^- + 0{,}0916 \cdot 10^6 (HCO_3^-)^2. \qquad (36)$$

На рис. 11, *а* дано графическое представление уравнений (34), (35) и (36). Сплошной линией показана корреляционная зависимость в пределах природной концентрации HCO_3^- и H^+ каждой гидротермальной системы. Намечается общая закономерность: по мере увеличения в водах концентрации иона HCO_3^- величина значения pH падает. Зависимость концентрации иона HCO_3^- от pH (на примере Каверау) описывается уравнением

$$HCO_3^- = -96{,}648 \cdot 10^{-3} + 26{,}755 \cdot 10^{-3}\ pH - 1{,}790 \cdot 10^{-3} (pH)^2, \qquad (37)$$

из которого следует, что концентрация HCO_3^- по мере увеличения pH сначала возрастает, а затем падает, что соответствует распределению форм углерода в системе $CO_2 - HCO_3^- - CO_3^{2-}$ в зависимости от величины pH. Суммарное же количество углерода находится в прямой зависимости от температуры гидротерм (ср.: Каверау – 200–285°С; Большие Банные источники – 116–174°С; Налычево – 20–74°С), что также четко отражено на приведенном графике.

Предполагаемая корреляция CO_2 с температурой в пределах одной гидротермальной системы практически отсутствует. И, хотя CO_2 лучше растворяется в холодной воде, его содержание, например в гидротермах Налычевской системы, возрастает как в более холодных, так и в более горячих водах, что, по-видимому, связано с малой скоростью установления равновесия в системах (29) и (30). В то же время отмечается сравнительно неплохая корреляционная связь между CO_2 и HCO_3^- (см. рис. 11, *б*), описываемая уравнением

$$CO_2 = -9{,}55 \cdot 10^{-3} + 3{,}125\,HCO_3^- - 0{,}197 \cdot 10^{-3}\,(HCO_3^-)^2. \qquad (38)$$

Связь между HCO_3^- и pH можно рассматривать как двойственную. Во-первых, вполне очевидно (это вытекает из распределения форм углерода в системе $CO_2 - HCO_3^- - CO_3^{2-}$), что содержание HCO_3^- зависит от величины pH. Во-вторых, величина pH должна зависеть от концентрации ионов HCO_3^-. Вот почему в качестве результативного признака мы рассматриваем pH, а в качестве фактора – HCO_3^-.

Выше отмечалось, что между парциальным давлением CO_2, концентрацией HCO_3^- и pH существует вполне четко выраженная прямая зависимость, но, чем выше P_{CO_2} и ниже pH, тем выше растворимость карбонатов ($CaCO_3$ или $MgCO_3$), т.е. увеличение растворимости, например $CaCO_3$, можно рассматривать как функцию pH и P_{CO_2}. При растворении $CaCO_3$ диссоциирует на ионы Ca^{2+} и CO_3^{2-}. Ион CO_3^{2-} обладает ясно выраженными основными свойствами, поэтому реакция между CO_3^{2-} и H^+ приводит к уменьшению в растворе концентрации водородных ионов, увеличению концентрации ионов HCO_3^- и ощелачиванию раствора. Действительно, между HCO_3^- и Ca^{2+} отмечается прямая корреляционная связь (Налычевские гидротермы): $r_{xy} = 0{,}680$ ($r_{0,95} = 0{,}468$ при $n = 18$). Аналогичная связь отмечалась выше и при статистической оценке химизма хлоридно-натриевых вод Камчатки.

Следовательно, первичные слабокислые хлоридно-натриевые гидротермы с высоким P_{CO_2} могут ощелачиваться как в результате уменьшения растворимости CO_2 (падение давления), так и в результате взаимодействия этих вод с карбонатами вмещающих пород. В первом случае концентрация растворенных форм углерода будет понижаться с увеличением pH, во втором – повышаться.

Окислительно-восстановительный потенциал (*Eh*) и кислотность гидротермы (pH). Корреляционную зависимость между pH и температурой рассмотрим на примере одной из термальных площадок Налычевской гидротермальной системы, так как она является одним из немногих объектов, где проведен комплекс работ по установлению связи между этими физико-химическими параметрами и химическим составом воды. Исходные данные для расчетов взяты из работ Г.Н. Ковалева и др. (1969) и Л.А. Комковой (1969). Эти авторы отмечают четкую корреляцию *Eh* с pH и температурой (правда, они не говорят о форме связи): с возрастанием pH и падением температуры увеличивается значение *Eh*. "Окислительно-восстановительное состояние (*Eh*) растворов вблизи коренных струй колеблется от +50 до +200 мВ. По мере их удаления от подводящих трещин значения *Eh* постепенно возрастают до +460 мВ" (Ковалев и др., 1969, с. 45). Минимальное значение отмечено на тех участках, где разгружаются высокотемпературные коренные струи. Аналогичная зависимость между *Eh* и температурой выявлена и в железистых осадках по вертикальным разрезам.

Довольно четкая корреляция между Eh, pH и температурой отмечается для гидротерм Паужетки, где в скважине на глубине 145 м Eh = –133 мВ при T = 170°С и pH = 6,4, а на глубине 30 м Eh = –33 мВ при T = 100°С и pH = 8,0 (Карпов, 1971).

Отмеченная корреляционная связь между Eh (мВ), pH и температурой T (°С) описывается для Налычевских терм следующими уравнениями:

$$Eh = -11847{,}54 + 3243{,}65\text{pH} - 214{,}12(\text{pH})^2; \quad (39)$$

$$Eh = 293{,}1 + 9{,}84T - 0{,}168T^2; \quad (40)$$

$$\text{pH} = 8{,}38 - 0{,}0442T + 2{,}5 \cdot 10^{-4}T^2. \quad (41)$$

Графическое представление этих уравнений в виде одной кривой, построенной в координатах Eh – pH, Eh – T и pH – T, показано на рис. 12. Кривая справедлива в области значений pH = 6,44–7,74 и T = 20–74°С, но в принципе не исключено, что правая ветвь кривой (обозначенная прерывистой линией) справедлива и в области более высоких значений pH. Так, в Паратунских гидротермах при температуре 60°С и pH = 6,5 величина Eh равна – 90 мВ, а при температуре 80°С и pH = 9,0 величина Eh равна +60 мВ (Манухин и др., 1971), т.е. отмеченные точки расположены очень близко к кривой, построенной в координатах Eh – pH для Налычевских терм. Если рассмотренная экстраполяция уравнений (39), (40) и (41) справедлива в области pH = 6,44–7,44 и T > 74°С, то не исключено, что глубинные хлоридно-натриевые гидротермы в условиях высокой температуры могут иметь как щелочную, так и кислую реакцию в одинаковых условиях низкого окислительного потенциала (Eh), но при весьма различном P_{O_2}. Это положение можно иллюстрировать следующим примером.

Рассмотрим реакции (при 200°С) и соответствующие уравнения для Eh:

$$2H_2O = 4H^+ + O_2 + 4e; \quad (42)$$

$$Eh = 1{,}088 + 0{,}02347P_{O_2} - 0{,}09388\text{pH}; \quad (42а)$$

$$H_2S + 4H_2O = SO_4^{2-} + 10H^+ + 8e; \quad (43)$$

$$Eh = 0{,}3045 - 0{,}11735\text{pH} + 0{,}0117351g\left(\frac{SO_4^{2-}}{H_2S}\right); \quad (43а)$$

$$HS^- + H_2O = SO_4^{2-} + 9H^+ + 8e; \quad (44)$$

$$Eh = 0{,}225 - 0{,}1056\text{pH} + 0{,}011735lg\left(\frac{SO_4^{2-}}{HS^-}\right). \quad (44а)$$

Согласно (41), при температуре 200°С величина pH равна 9,54. Подставив эту величину pH в (39), получим Eh = 400 мВ. Этой величине Eh соответствует также значение pH = 5,6. Парциальное давление кислорода (P_{O_2}) по уравнению (42а) при pH = 5,61 и 9,54 и Eh = –400 мВ соответственно равно $10^{-41{,}0}$ и $10^{-25{,}2}$. Подставив значения pH и Eh в уравнения (43а) и (44а), получим:

$$\frac{SO_4^{2-}}{H_2S} = 10^{-3{,}9}, \qquad \frac{SO_4^{2-}}{HS^-} = 10^{32{,}6}.$$

Следовательно, при заданной температуре и одинаковой величине Eh в относительно кислых растворах будет преобладать недиссоциированная молекула H_2S, а в умеренно щелочных – ион SO_4^{2-}. Если мы предполагаем возмож-

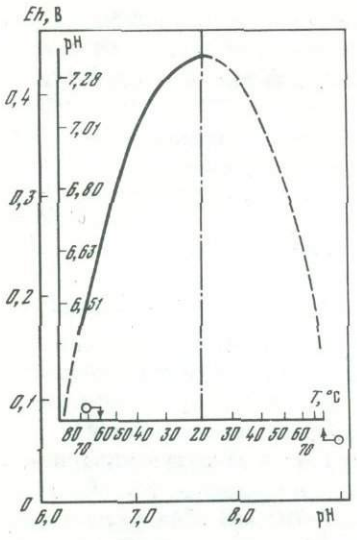


Рис. 12. Графическое представление уравнений зависимости Eh от pH (42) и pH от температуры (44) для Налычевских гидротерм

Кривая – график зависимости pH от температуры, совмещенный с графиком зависимости Eh от pH; кружки с точками – значения Eh и pH для гидротерм Паратунки (соответствующая им температура показана стрелками)

ность существования щелочных растворов в условиях *низкого окислительного потенциала*, то должна допустить и возможность относительно высокого парциального давления кислорода. Но в этом случае транспортировка металлов с переменной валентностью (например, железа) вряд ли возможна, что можно показать на примере реакции образования гетита:

$$4Fe^{2+} + 6H_2O + O_2\,(\text{газ}) = 4FeO(OH)\,(\text{тверд}) + 8H^+. \quad (45)$$

Увеличение pH или P_{O_2} неизбежно способствует сдвигу реакции вправо, т.е. в сторону образования гетита. Иными словами, транспортировка значительного количества железа возможна в щелочном растворе с низким P_{O_2} или в условиях относительно высокого P_{O_2}, но низкой щелочности гидротерм. Отсюда: или наше предположение о существовании щелочных гидротерм в условиях низкого окислительного потенциала неверно или эти гидротермы ограничены в возможности транспортировки металлов с переменной валентностью (железо, марганец).

Из сказанного следует вполне обоснованное предположение, что щелочные хлоридно-натриевые термы, проявляющиеся в условиях дневной поверхности, представляют собой отработанные и в значительной степени метаморфизованные *аналоги высокотемпературных слабокислых хлоридно-натриевых гидротерм*, способных нести определенную рудную нагрузку.

Рудная минерализация вулканических гидротерм. Кроме элементов, формирующих основной солевой и газовый состав, вулканические газо-гидротермы содержат рудные элементы: Cu, Zn, Pb, Mo, Sn, Ag, As, Sb, Hg и др. Их содержание находится в тесной связи с химическим составом и геохимическими условиями разгрузки гидротерм.

Гидротермы первой и второй групп, образовавшиеся в основном за счет конденсатов фумарольных и сольфатарных газов, наиболее нестабильны по солевому и газовому составу, температуре, pH и Eh среды. В соответствии с этим и их рудная минерализация колеблется в значительных пределах, от $1 \cdot 10^{-4}$ до нескольких миллиграммов на литр (табл. 15, см. вклейку).

Содержание рудных элементов в конденсатах фумарольных газов зависит от ряда факторов и прежде всего от состава пород, главного источника минерализации, температуры и общей солености гидротерм. Выделить индивидуальное влияние каждого из перечисленных факторов не представляется возможным из-за недостатка аналитического материала[1]. Можно оценить лишь суммарное *влияние факторов. Конденсат высокотемпературных парогазовых выделений* фумарол вне зависимости от состава исходных лав имеет обычно повышенную соленость, высокое содержание таких газов, как H_2, SO_2, CO_2. Так, содержание Cu, Zn, Mo, Sn, Pb в конденсате высокотемпературных фумарол базальтовых потоков Ключевского вулкана на один-два порядка выше, чем в конден-

[1] Вернее, недостаточности описаний обстановок проявления газо-гидротерм и условий отбора проб.

сате низкотемпературных фумарол. Аналогичная зависимость отмечается и для дацитового вулкана Усу (Япония), причем конденсат фумарол дацитовых лав содержит примерно на порядок меньше Cu, Pb, Mo, Sn и на один–два порядка больше As и Sb (в фумаролах примерно с одинаковой температурой), чем конденсат фумарол базальтовых лав.

По сравнению с другими рудными элементами содержание As, Sb, Hg и Zn в среднем выше на один порядок в конденсатах фумарол с невысокой температурой (до 100°С). Из этого можно заключить, что по мере снижения общей газо-гидротермальной активности и падения температуры происходит дифференциация рудных элементов в последовательности их выделения: Cu, Zn, Pb, Mo, As, Sb, Hg, *т.е. наблюдается обычный вертикальный ряд температурной рудной зональности.*

Влияние pH на концентрацию рудных элементов двойственное. С одной стороны, при низком значении pH становятся стойкими хлоридные комплексы металлов – Zn, Pb, Cu. С другой стороны, при повышении значения pH эти комплексы легко разрушаются, но становятся стойкими сульфидные, в частности комплексы As, Sb и Hg. Видимо, поэтому в низкотемпературных фумаролах с относительно высоким содержанием H_2S уменьшается концентрация Cu, Zn и Pb и увеличивается содержание As, Sb и Hg. Обычно рудные минералы выделяются в виде выпарок и возгонов хлоридов и сульфатов на фумарольных площадках, значительно реже – на сольфатарных полях. На последних чаще отлагаются сульфиды железа и образуются отдельные кристаллы и мелкие агрегаты сульфидов ртути, мышьяка и сурьмы.

Относительно низкая концентрация рудных элементов в фумарольных конденсатах способствует их переносу в растворах на значительные расстояния от источника, что не исключает их осаждения в благоприятных для этого процесса условиях и концентрации в виде рудных месторождений.

Гидротермы третьей группы объединяют различные термальные источники, проявляющиеся в областях развития современного и молодого вулканизма. В отличие от рассмотренных выше эти источники относительно стабильны по дебиту, солевому и газовому составу, кислотности и температуре, а также по содержанию рудных элементов. Средняя концентрация в них Cu, Zn, Pb, Mo на один порядок, а As, Sn, Ag и Hg на два порядка выше, чем в конденсате фумарольных газов (см. табл. 15). Набор рудных элементов и их концентрация зависят от общей солености раствора, хлоридности и содержания сероводорода.

В отличие от конденсатов фумарольных и сольфатарных газов термальные *источники третьей группы, хотя они и характеризуются сравнительно небольшой* концентрацией рудных элементов, можно рассматривать как потенциальные рудные растворы, которые, несмотря на значительное разбавление и отработку, способны не только переносить, но и отлагать частично свою рудную нагрузку в виде залежей сульфидов ртути, мышьяка и сурьмы.

Как правило, общая соленость гидротерм этой группы не превышает 2–3%, активная реакция растворов нейтральная или слабощелочная. Концентрация рудных элементов не одинакова по группам гидротерм. Так, при среднем содержании меди и цинка в 24 термальных источниках Японии, равном $n \cdot 10^{-1}$ мг/л (Мияки, 1969), в отдельных источниках содержание меди достигает 227 мг/л (источник Кинье), а цинка – 390 мг/л (источник Яке-яма). Но эти источники отличаются очень высокой общей минерализацией и приближаются к рассолам. Влияние сероводорода на содержание рудных элементов проявляется даже в кислых источниках (см. табл. 15). Так, в источнике Хаконе концентрация H_2S составляет 51,9 мг/л (pH= 2,6), а в источнике Арима – 0,9 мг/л (pH= =5,8), концентрация же Cu и Mo на два порядка, а концентрация Zn, Pb, Ag и Mn на один порядок выше в источнике с малым содержанием сероводорода. *В данном случае влияние H_2S не однозначно. При низком содержании* H_2S воды источника Арима сильно минерализованы и содержат 43,79 г/л хлора, 20,533 г/л натрия и почти не содержат сульфатов (менее 0,1 мг/л). И еще одна деталь: pH гидротерм около 6,0. Следовательно, в отличие от кон-

денсатов фумарольных газов гидротермы третьей группы более минерализованы и менее газонасыщены при относительно высоком значении pH.

Гидротермы рассматриваемой группы несут значительную ртутно-сурьмяно-мышьяковистую сульфидную минерализацию (Уайт, 1958; Набоко, Главатских, 1971; Комкова и др., 1971; Озерова и др., 1971; Диксон, Таннел, 1973). Однако, несмотря на большой суммарный вынос металлов гидротермами (например, As: на Вайракей – 60 т в год, на Паратунских источниках – 7,2 т), промышленный интерес представляют главным образом месторождения ртути (Салфер-банк, Амеди и др.).

Содержание ртути в гидротермах Камчатки и Курильских островов при среднем значении $n \cdot 10^{-4} - n \cdot 10^{-3}$ редко достигает $n \cdot 10^{-2}$ мг/л (Озерова и др., 1969), но даже этого количества вполне достаточно для образования месторождений ртути. По мнению Ф. Диксона и Д. Таннела (1973), при осаждении 0,003 мг ртути из 1 кг раствора вся ртуть источников Амеди могла образоваться всего за 50 лет, а месторождение Салфер-банк (где добыто 7000 т ртути) – за 10 000 лет. Ртутная минерализация обычно представлена киноварью, метациннабаритом и ртутьсодержащими сульфидами железа.

Отсутствие значительных отложений ртути в термальных источниках Камчатки и Курильских островов, по мнению Н.А. Озеровой и др. (1971), можно объяснить исключительной ролью сероводорода. Н.А. Озерова, Н.Х. Айдинян и М.Г. Добровольская указывают, что в этом отношении показательны Налычевские гидротермы, где даже мышьяк (при концентрации до 10 мг/л) отлагается лишь в виде окисных соединений, а ртуть не высаживается и уходит с газовой составляющей (в газовой фазе содержится до $2 \cdot 10^{-2}$ мг/м^3 ртути). В то же время на ртутном месторождении Салфер-банк (Уайт, 1958) киноварь ассоциирует не только с антимонитом, но даже с самородной серой и пиритом. Концентрация ртути и мышьяка в современных термах Салфер-банк значительно меньше, чем в Налычевских термах, но сульфидное рудообразование продолжается и сейчас. Отложение сульфидов металлов наблюдается на термальных площадках кальдеры Уэон (Набоко, Главатских, 1970, 1971). Следовательно, осаждение металлов из гидротерм контролируется не только их содержанием в растворах, но и рядом других факторов.

Среди гидротерм, проявляющихся в наземных условиях, своеобразную группу составляют так называемые рассолы: глубинные, высокотемпературные, высокоминерализованные Na-Ca-Cl-растворы типа соляных рассолов Солтон-Си, Калифорния (Уайт и др., 1965; White, 1968; Helgeson, 1968).

На происхождение вод рассолов Солтон-Си не существует единой точки зрения. Есть мнение о глубинном происхождении хлора и металлов в этих водах. Многие исследователи полагают, что в их основе находятся метеорные воды района с незначительной примесью магматических или другого происхождения вод. Источником хлора считают эвапориты; сера рассматривается как магматическая; двуокись углерода – осадочная с примесью магматической; источник металлов – осадочные породы (и возможно, частично магматический источник).

Ввиду различных взглядов на генезис рассолов Солтон-Си кратко рассмотрим геологическую обстановку этого района. Геотермальная система расположена в долине Империал около оз. Солтон-Си. Гидротермы приурочены к системе разломов Сан-Андреас, являющейся северным продолжением Восточно-Тихоокеанского рифта. На геотермальной площади и в непосредственной близости от нее в северо-восточном направлении протягивается цепь риолитовых и обсидиановых куполов, прорывающих осадочные породы плиоценового или четвертичного возраста, мощность которых доходит до 6000 м. Непосредственно в пределах геотермального поля расположено пять позднечетвертичных куполов, сложенных пемзовидными риолитами и обсидианами. Возраст куполов, по данным калий-аргонового метода, определяется величиной около 16 000 лет. Цепочка риолитовых куполов как бы пополам разрезает геотермальное поле. Глубокое бурение показало, что наиболее соленые рассолы лежат вблизи куполов; по направлению к куполам увеличивается и температурный градиент. Таким образом, геотермальная система как бы контролируется линией куполов.

Таблица 15

Содержание рудных элементов (в мг/л) в фумарольном конденсате и в водах хлоридно-натриевых гидротерм зон активного наземного вулканизма

Месторождение	T °C	Cu	Zn	Pb	Mo	AS	Sb	Ag	Sn	Hg	Mn	Литературный источник
Побочные кратеры Ключевского вулкана (базальт)	330–450	$n \cdot 10^{-2} - n \cdot 10^{-1}$	$n \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-1}$	$n \cdot 10^{-2} - n \cdot 10^{-1}$	Нет свед.	Нет свед.	$n \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-1}$	Нет свед.	Нет свед.	Башарина (1963)
То же	60–90	$n \cdot 10^{-4} - n \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-2} - n \cdot 10^{-1}$	Нет свед.	$n \cdot 10^{-4} - n \cdot 10^{-2}$	То же	То же	$n \cdot 10^{-3}$	Нет свед.	То же	$n \cdot 10^{-4} - n \cdot 10^{-3}$	То же
Побочные кратеры Ключевского вулкана (прорыв Пийпа)	120–500	Нет свед.	Нет свед.	То же	Нет свед.	$n \cdot 10^{-3} - n \cdot 10^{-1}$	"	Нет свед.	То же	"	Нет свед.	Кирсанов и др. (1970)
Мутновский вулкан (андезиты)	~100	$n \cdot 10^{-2}$	1,0	$n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-4}$	Нет свед.	$n \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-3}$	"	То же	Кирсанов (1964)
Вулкан Эбеко (андезиты)	~100	$n \cdot 10^{-3} - n \cdot 10^{-1}$	$n \cdot 10^{-2} - n \cdot 10^{-1}$	$n \cdot 10^{-3} - 1,0$	$n \cdot 10^{-3} - n \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-1}$	Нет свед.	$n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-2}$	"	"	Набоко (1963)
Вулкан Головнина (андезито-дацитовый купол)	98	$n \cdot 10^{-2} - n \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-2} - n \cdot 10^{-1}$	$n \cdot 10^{-2} - n \cdot 10^{-1}$	Нет свед.	Нет свед.	$n \cdot 10^{-2} - n \cdot 10^{-1}$	$n \cdot 10^{-4} - n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-3}$	"	"	Набоко, Рябчикина (1957)
Вулкан Менделеева (дацитовый купол)	98	$n \cdot 10^{-3}$	1,0	$n \cdot 10^{-2}$	То же	То же	$n \cdot 10^{-1}$	$n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-3}$	"	"	То же
Вулкан Усу, Япония (дацитовой купол)	220–760	$3 \cdot 10^{-3} - 5 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2} - 7 \cdot 10^{-1}$	$4 \cdot 10^{-3} - 5 \cdot 10^{-2}$	Следы	$5 \cdot 10^{-3} - 1,0$	$5 \cdot 10^{-3} - 1 \cdot 10^{-1}$	$5 \cdot 10^{-4} - 2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3} - 2 \cdot 10^{-2}$	"	"	Iwasaki e.a. (1966)
Кальдера Узон, фумарольное озеро, восточное поле, гидротермы	64–90	$n \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2} - 4 \cdot 10^{-1}$	$n \cdot 10^{-3}$	Нет свед.	$2 \cdot 10^{-1} - 2,2$	Нет свед.	Нет свед.	Нет свед.	"	$2 \cdot 10^{-1}$	Пилипенко (1971)
Кальдера Узон, центральное фумарольное поле, гидротермы	92	$1 \cdot 10^{-1}$	$4 \cdot 10^{-1}$	$5 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-1}$	$6 \cdot 10^{-1}$	$1 \cdot 10^{-2}$	То же	$1 \cdot 10^{-2}$	Нет свед.	Набоко, Главатских (1971)
Налычево, гидротермы	~70	$n \cdot 10^{-3} - n \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-1}$	$n \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-2} - n \cdot 10^{-1}$	0,1 – 10,0	$n \cdot 10^{-1} - n$	$n \cdot 10^{-3}$	"	Нет свед.	$n \cdot 10^{-2} - n$	Набоко (1963)
Налычево, гидротермы	~70	$2 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-3}$	Нет свед.	$4 \cdot 10^{-2}$	Нет свед.	Нет свед.	"	То же	$n \cdot 10^{-1} - 3,0$	Комкова и др. (1971)
Гидротермы областей активного вулканизма СССР*	⩽100	$2 \cdot 10^{-3} - 51,0$	$5 \cdot 10^{-3} - 20,0$	$3 \cdot 10^{-3} - 32,0$	$2 \cdot 10^{-3} - 5 \cdot 10^{-2}$	2,0 – 30,0	То же	$5 \cdot 10^{-3} - 1 \cdot 10^{-2}$	"	"	4,0 – 35,0	Голева (1973)
То же	>100	0,1	0,4–0,6	$3,5 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	2,0 – 8,0	"	$8,5 \cdot 10^{-3}$	"	"	1,2 – 30,0	То же
Термальные источники Японии**	⩽100	$8 \cdot 10^{-1}$	$9 \cdot 10^{-1}$	$n \cdot 10^{-2}$	Нет свед.	$5 \cdot 10^{-4}$	"	Нет свед.	"	"	Нет свед.	Мияки (1969)
Термальные источники Хаконе, Насу и Арима (Япония)	42–94	$7 \cdot 10^{-3} - 1 \cdot 10^{-1}$	$2,5 \cdot 10^{-2} - 2 \cdot 10^{-1}$	$3 \cdot 10^{-2} - 4 \cdot 10^{-1}$	$7 \cdot 10^{-4} - 6 \cdot 10^{-2}$	Нет свед.	$n \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-5} - n \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-4}$	"	$8 \cdot 10^{-2} - 45,0$	То же
Стимбот (Невада), Морган (Калифорния), Норис (Вайоминг), гидротермы .	84–95	Нет свед.	Нет свед.	Нет свед.	Нет свед.	2,2 – 3,1	0,1 – 0,5	Нет свед.	Нет свед.	0,01 – 0,02	Нет свед.	Уайт и др.(1965)
Вайракей (Новая Зеландия), гидротермы	255	То же	То же	То же	То же	n	Нет свед.	То же	То же	Нет свед.	То же	Эллис, Уилсон (1965)
Глубокая скважина в Южной Калифорнии	340	8,0	540,0	102,0		12,0	0,4	1,4	0,5	$6 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	White (1968)

*Максимально обнаруженные концентрации в гидротермах различного состава.

**Максимальное содержание: Cu – 227,0; Zn – 390,0.

Таблица 16

Состав рассолов и вод термальных источников рифтовой зоны Красного моря в сопоставлении с составом нормальной морской воды, рассолов и хлоридно-натриевых терм субаэральных вулканических областей (по данным Bonatti e.a., 1972; Уайта, 1965; White, 1968; Батурина, 1971; Лебедева, Никитиной, 1968; Махова, 1965; Сугробова, 1965; Мияки, 1969)

Компоненты	Источники депрессии Афар (Эфиопия), район Красного моря*	Озеро Гайлетти, депрессия Афар*	Геотермальная система Красного моря			Нормальная морская вода	Геотермальная система Солтон-Си, Калифорния		Мертвое море*	Рассолы Челекена (средние по 10 скважинам, $T = 70^{\circ}C$, pH = 5,9)	Геотермальная система Каверау* Новая Зеландия (средние по 20 скважинам, $T = 250^{\circ}C$, pH = 7,6)	Геотермальная система Паужетка* (средние по 20 скважинам, $T = 170^{\circ}C$, pH = 8,1)	Горячие источники районов активного вулканизма					
			Впадина Атлантис II (рассол, $T = 56^{\circ}C$, pH = 5,3)	Впадина Атлантис II (поровый рассол, pH = 6,1-6,5)	Впадина Дискавери (рассол, $T = 44,9^{\circ}C$, pH = 6,2)		Скважина 1.1.D. № 1 ($T = 340^{\circ}C$, pH = 5,2)	Скважина 1.1.D.№2 ($T = 300^{\circ}C$, pH = 4,64)					Япония* (712 анализов, $T = 100^{\circ}C$, pH = 1,0-5,0)	Камчатка* (100 анализов, $T < 100^{\circ}C$, pH = 5,0-8,0)	Стимбот*, Невада ($T = 89,2^{\circ}C$, pH = 7,9)	Морган*, Калифорния ($T = 94,0^{\circ}C$, pH = 7,83)	Йеллоустонский национальный парк	
																	Бассейн Норис* ($T = 84,0^{\circ}C$, pH = 7,45)	Верхний бассейн* ($T = 94,5^{\circ}C$, pH = 8,69)
Cl	2,35-35,90	94,20	163,20	193,00	155,42	18,98	155,00	155,00	180,00	158,10	1,055	1,541	1,26	0,685	0,865	2,427	0,744	0,307
SO_4^{2-}	0,20-0,65	1,15	0,954	Нет свед.	0,746	2,65	$5,4 \cdot 10^{-3}$	–	0,90	0,369	0,062	0,088	1,65	0,343	0,100	0,079	0,038	0,015
Na	1,00-13,75	44,40	87,40	144,00	92,90	10,50	50,40	53,00	33,50	76,06	0,686	0,947	0,773	0,507	0,653	1,398	0,439	0,453
K	0,07-0,66	2,77	3,04	4,00	2,16	0,38	17,50	16,50	6,30	0,505	0,100	0,104	0,045	0,053	0,071	0,196	0,074	0,017
Ca	0,50-6,40	15,40	5,39	6,10	4,71	0,40	28,00	28,80	13,00	20,48	$4,7 \cdot 10^{-3}$	0,053	0,222	0,110	0,005	0,079	$5,8 \cdot 10^{-3}$	0,004
Mg	0,03-0,19	0,91	0,794	0,90	0,824	1,35	0,054	0,010	34,50	3,10		0,005	0,049	0,028	$8 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	Следы
Fe	Нет свед.	Нет свед.	0,059	$\leqslant 0,174$	$2,2 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-5}$	2,29	2,00	Нет свед.	0,018	Нет свед.	Нет свед.	0,311	Нет свед.	Нет свед.	Нет свед.	Нет свед.	То же
Mn	То же	То же	0,072	$\leqslant 0,274$	0,053	$2 \cdot 10^{-6}$	1,40	1,37	То же	0,039	То же	То же	$2,3 \cdot 10^{-3}$	То же	То же	То же	То же	Нет свед.
Sr	"	"	–	0,176	0,045	0,008	0,40	0,44	"	0,714	"	"	–	"	"	"	"	То же
Ba	"	"	$9,0 \cdot 10^{-4}$	$\leqslant 0,09$	$< 4,0 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-5}$	0,235	0,250	"	–	"	"	–	"	"	"	"	"
B	"	"	0,011	$\leqslant 0,09$	0,008	$4,6 \cdot 10^{-3}$	0,39	0,390	"	~0,018	0,032	0,039	~ 0,010	0,013	0,049	0,088	$11,5 \cdot 10^{-3}$	$3,7 \cdot 10^{-3}$
Li	"	"	–	Нет свед.	$2,6 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$	0,215	0,210	"	$7,8 \cdot 10^{-3}$	0,006	Нет свед.	$3 \cdot 10^{-5}$	Нет свед.	$7,6 \cdot 10^{-3}$	$9,2 \cdot 10^{-3}$	$8,4 \cdot 10^{-3}$	Нет свед.
Sc	"	"	–	То же	–	$5 \cdot 10^{-7}$	0,014	0,020	"	Нет свед.	$5 \cdot 10^{-4}$	То же	–	То же	Нет свед.	Нет свед.	Нет свед.	То же
Rb	"	"	–	"	–	$1,2 \cdot 10^{-4}$	0,135	0,070	"	$6,5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	"	–	"	То же	То же	То же	"
Br	"	"	0,069	0,18	0,123	0,065	0,220	–	"	0,579	Нет свед.	"	$8,5 \cdot 10^{-4}$	0,003	$2 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	"
Zn	"	"	$2,5 \cdot 10^{-3}$	0,40	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-5}$	0,540	0,500	"	$3,82 \cdot 10^{-3}$	"	"	$9 \cdot 10^{-4}$	Нет свед.	Нет свед.	Нет свед.	Нет свед.	"
Pb	"	"	$5 \cdot 10^{-4}$	$\leqslant 0,02$	$5 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-8}$	0,102	0,080	"	$3,24 \cdot 10^{-3}$	"	"	–	То же	То же	То же	То же	"
Cu	"	"	$8 \cdot 10^{-4}$	$\leqslant 0,02$	$1,4 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-6}$	0,008	0,003	"	$2,23 \cdot 10^{-3}$	"	"	$8 \cdot 10^{-4}$	"	"	"	"	"
Ag	"	"	Нет свед.	$3,8 \cdot 10^{-4}$	Нет свед.	$4 \cdot 10^{-8}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	–	"	–	"	"	Нет свед.	"	"	"	"	"
Si	"	"	–	Нет свед.	$5,6 \cdot 10^{-3}$	0,003	1,187	1,187	"	$1,5 \cdot 10^{-3}$	"	0,106	0,040	0,042	0,137	0,109	0,247	0,150
HCO_3^-	"	"	–	То же	$9 \cdot 10^{-6}$	0,140	>0,150	0,690	"	0,023	0,168	0,027	0,474	0,198	0,305	0,052	0,027	0,466

*Содержание компонентов в г/л; в остальных случаях – в г/кг.

Аналогичный контроль проявляется и на других гидротермальных системах: *на Паужетке развиты дацитовые экструзии; на Паратунке – липарито-дацитовые* экструзии; в районе Узона-Долины Гейзеров – липарито-дацитовые экструзии; на Больше-Банном месторождении – андезито-дацито-липаритовые экструзии; на гидротермах Стимбот – интрузивные тела риолитов; в Йеллоустонском национальном парке – дацито-риолиты. Вот почему гидротермы Солтон-Си мы относим к группе термальных источников, проявляющихся в областях развития молодого и современного наземного вулканизма[1].

Газо-гидротермы областей подводного вулканизма

Газо-гидротермы активных подводных вулканов. Практически мы не располагаем прямыми аналитическими данными по химизму подводных газо-гидротерм, непосредственно связанных с вулканическими аппаратами, т.е. с аналогами газо-гидротерм рассмотренных выше первых двух групп. Известно лишь, что подводные извержения сопровождаются выделением в воду или непосредственно в атмосферу (при неглубоком шельфовом извержении) большого количества летучих. Дать хотя бы качественную оценку состава газовой, а тем более жидкой фазы продуктов этих извержений, сейчас не представляется возможным. Отдельные разрозненные сведения, касающиеся подводного вулканизма, позволяют лишь в общих чертах восстановить картину извержения, проявляющегося на поверхности моря (Dietz, 1954; Morimoto, Ossaka, 1955; Reynolds, Best, 1957; Tazieff, 1958), и, в частности, изменения состава морской воды над центром эрупции. Почти все исследователи отмечают изменение цвета воды, появление хемогенной смеси, изменение pH.

М. Шеньо и др. (1965), изучавшие вулканические эманации в районе архипелага Новые Гебриды, приводят данные по химизму морской воды, отобранной вблизи вершин двух подводных вулканов (Каруа и Лайка). Изучение проводилось *как с поверхности, так и с помощью подводных погружений.* Низкая величина pH (6,1-6,2), невысокое содержание растворенного кислорода – около 1,2 $см^3/л$ (в аналогичных условиях вне вулканических областей в морской воде содержится в среднем 6,0 $см^3/л$), относительно большое количество осадка *в пробах чистой морской воды, взятой вне вулканического района,* – все это показывает, что образование различных по составу хемогенных соединений и их отложение вполне возможны не только около эруптивного центра, но и на некотором удалении от него. Присутствие в мутьевых облаках над подводными вулканами взвешенной серы, сульфидов и отмечаемый запах сероводорода над поверхностью воды указывают на высокое содержание сероводорода в выделяющихся подводных вулканических эманациях.

По своему качественному составу вулканические эманации активных наземных и подводных вулканов не должны существенно отличаться друг от друга. Если различия и есть, то они касаются в основном двух пар газов: H_2S-SO_2 и $CO-CO_2$. В подводных условиях влияние кислорода атмосферы на окисление H_2S и CO исключено. В донных же водах океана кислород практически отсутствует. Поэтому в газовой составляющей подводных вулканов отношение H_2S/SO_2 и CO/CO_2 должно быть намного выше, чем в газах наземных вулканов.

Газо-гидротермы рифтовых зон. Аналогами наземных хлоридно-натриевых гидротерм в подводных условиях, по-видимому, можно считать горячие сильно минерализованные термы (рассолы) рифтовых зон морей и океанов (Восточно-*Тихоокеанское поднятие, Аравийско-Индийский и Срединно-Атлантический хребты,* Красное море). В отношении генезиса рассолов нет единой точки зрения, но большинство исследователей считают, что гидротермы рифтовых зон обра-

---

[1] См. раздел "Экструзивные купола и руды".

зуются в связи с глубинными магматическими породами и дегазацией мантии или формируются в условиях проявления подводного вулканизма. Наиболее противоречивые суждения высказываются в отношении генезиса рассолов рифтовой зоны Красного моря (Charnock, 1964; Neumann, Chave, 1965; Brooks e.a., 1969; Kaplan e.a., 1969; Phyllips e.a., 1969; Батурин и др., 1969). Но каковы бы ни были эти суждения, несомненно одно: рассолы тесным образом связаны с активной зоной проявления современных подводных тектоно-магматических процессов. Для районов Красного моря и обрамляющей его суши характерны многочисленные вулканические проявления. А область суши богата не только металлическими ископаемыми, которые по составу рудных компонентов чрезвычайно сходны с составом металлов в рудных осадках Красного моря, но и многочисленными проявлениями термальных источников различной степени минерализации. В частности, в районе молодой рифтовой зоны Афар (Эфиопия), которая может считаться южным продолжением на суше рифта Красного моря, проявляется интенсивная тектоническая и вулканическая деятельность. Фумаролы и гидротермальные источники являются обычными вдоль разломов и трещин, расположенных параллельно оси рифта Афар (Bonatti e.a., 1972). Многочисленные термальные источники известны в Саудовской Аравии, Египте, Израиле, Иордании. В зоне рифта Мертвого моря насчитывается свыше 200 таких источников (Masoz, 1968).

Поэтому какие бы причины ни влияли на конечный солевой состав и рудную нагрузку гидротерм Красного моря, сам факт проявления рудоносных рассолов в области активного вулканизма говорит о связи подводных гидротерм рифтовой зоны с глубинным магматическим источником. Гидротермы Красного моря не являются единственным примером. Современное рудообразование, связанное с глубинными гидротермами, отмечено во впадине Хесса, которая представляет собой рифтовую долину в осевой части Галапагосского поднятия (Лисицын, 1973). Для термальных источников этой впадины (максимальная глубина 5277 м) характерно высокое содержание железа. Гидротермы просачиваются сквозь зоны дробления, где частично отлагают сульфидную нагрузку в виде вкрапления и жил.

Современное подводное рудообразование проявляется вдоль всего Восточно-Тихоокеанского поднятия. При этом отмечается удивительное сходство набора рудных элементов в осадках этой океанической структуры с осадками рифтовой зоны Красного моря. Наличие в обеих зонах наряду с железом и марганцем значительного количества халькофильных элементов весьма примечательно и свидетельствует о единой генетической природе рудообразования в океанических и континентальных рифтах (Bostrom, 1970; Батурин, 1971; Лисицын, 1973).

Из подводных гидротерм наиболее обстоятельно изучены рассолы Красного моря (Hot brines..., 1969; Современное гидротермальное рудоотложение, 1974). Современные рудоносные рассолы и связанные с ними рудные осадки локализуются в центральной части Красного моря в трех впадинах – Атлантис II (2170 м), Дискавери (2220 м) и Чейн (2066 м). Общая площадь трех впадин в пределах изобаты 2000 м, соответствующей поверхности раздела вод с разной плотностью, составляет около 70 км^2, а объем – около 6,0 км^3. Максимальная мощность осадков (включая пелагические) во впадине Атлантис II оценивается в 100 м, во впадине Дискавери – 200 м, во впадине Чейн – 50 м.

Во впадине Атлантис II нормальная морская вода с общей соленостью 40,6‰ подстилается переходным слоем мощностью 25 м, ниже которого находится промежуточный, довольно однородный слой рассолов с температурой 44,2°С и соленостью 123‰; растворенный кислород здесь практически отсутствует. Ниже второго переходного слоя мощностью примерно 5 м расположено главное скопление термальных рассолов, начиная с глубины 2042 м. Средняя температура этого слоя 56,5°С, соленость 257‰, растворенного кислорода в нем нет. По данным различных авторов, величина pH рассола колеблется: 5,0 (Эмери и др., 1974), 5,3 (White, 1968), 5,61 (Hartmann, 1969). Величина Eh = –100 мВ при pH=5 (Эмери и др., 1974). Значение

pH в поровых рассолах рудных осадков впадины Атлантис II в среднем колеблется между 6,1 и 6,5; значения Eh обычно велики: от + 220 до +574 мВ, большая часть определений укладывается в пределы от +300 до +400 мВ; воды из осадков, залегающих на возвышенных участках впадины Атлантис II и вне впадины, имеют pH >7,0 (Брукс и др., 1974). В растворенном состоянии в 1 кг рассола содержится (в мг): CO_2 – 52,4, азота – 10,1, аргона – 0,17 (Вейсс, 1974). Обнаружены также углеводороды (Swinnerton, Linnenbom, 1969). Сероводород аналитически не обнаружен, но его присутствие подтверждается почернением латунных и свинцовых деталей прибороотборников, погруженных в термальные рассолы (Эмери и др., 1974).

Химический состав рассолов и вод термальных источников рифтовых зон Красного моря в сравнении с составом нормальной морской воды, рассолов других районов и хлоридно-натриевых вод гидротерм субаэральных вулканических зон приведен в табл. 16, вкл. Сопоставление данных по природным вулканическим гидротермам и рассолам показывает, что наиболее металлоносными являются рассолы. Такие гидротермы, как рассолы Красного моря или Солтон-Си, по-видимому, можно в первом приближении рассматривать как аналоги первичных ювенильных рудообразующих флюидов – высокотемпературных, сильно минерализованных хлоридно-натриевых гидротерм, а все остальные гидротермы областей современного и молодого вулканизма – как сильно разбавленные и метаморфизованные дифференциаты глубинных рассолов. Вполне естественно, что мы не считаем эти воды образованными за счет простого разбавления магматического рудного рассола, так как в горячих источниках обычно наблюдается только поверхностное проявление сложной магматической гидротермальной системы.

По основным солевым компонентам (хлору, натрию, калию) морская вода примерно в 10 раз, а воды термальных источников типа Паужетки или Кавераy – в 100 раз менее минерализованы, чем рассолы Атлантис II или Солтон-Си. Но гидротермы, проявляющиеся в сходных геолого-структурных и физико-химических условиях, имеют одинаковые качественный состав и степень минерализации. Сравнивая содержание компонентов термальных источников и рассолов относительно концентрации в них натрия, можно убедиться, что: а) морская вода обогащена магнием по сравнению с термами (особенно бедны магнием рассолы Солтон-Си), еще более высокая концентрация магния отмечается только в водах Мертвого моря; б) для гидротерм типа Паужетки, Кавераy и рассолов Солтон-Си, проявляющихся в связи с кислым вулканизмом, характерно более высокое содержание калия по сравнению с гидротермами и рассолами типа Атлантис II и континентальной рифтовой зоны Афар, проявляющимися в связи с основным вулканизмом; в) содержание сульфат-иона более высокое в гидротермах андезитовой вулканической дуги (гидротермы Камчатки, Японии) и наиболее низкое в глубинных рассолах Атлантис II и Солтон-Си, связанных соответственно с основным и кислым вулканизмом; г) содержание бора в термальных водах областей активного наземного вулканизма Камчатки, Японии, Новой Зеландии, Калифорнии и других регионов выше, чем в морской воде и глубинных рассолах.

Таким образом, химический состав гидротермальных растворов, проявляющихся как в субаэральных, так и в субмаринных условиях, несмотря на возможные их дифференциацию и метаморфизм, довольно четко определяется геоструктурным положением очагов разгрузки и химизмом исходной магмы.

Рудная минерализация подводных гидротерм. По общей минерализации, хлоридности, концентрации и набору рудных компонентов, а также геоструктурному положению (рифтовые зоны) гидротермы Красного моря напоминают рассолы Солтон-Си (табл. 16, см. вклейку). В 1 кг свободно истекающего рассола впадины Атлантис II содержится (в мг): меди – 8,0, цинка – 2,5, свинца – 0,5; в поровом рассоле рудных осадков: меди – 20, цинка – 400, свинца – 20. Несмотря на интенсивный процесс окисления и осаждения железа и частично марганца, их остаточная концентрация в рассоле большая: железа – до 107 и марганца до 100 мг/кг, а в поровом рассоле соответственно до 174 и 274

мг/кг (см. табл. 16). Общим для рассолов Солтон-Си и Красного моря является высокая концентрация водородных ионов, т.е. рассолы существенно кислые (pH = 5,2 и 5,0 соответственно). Ввиду того что температура рассолов Солтон-Си составляет 250-300°С, значение величины pH для них в нейтральной точке должно соответствовать величине 5,7. Следовательно, эти рассолы нужно отнести не к кислым, а к слабокислым или даже нейтральным. Низкой величиной pH (в среднем 5,9) при температуре около 70°С характеризуются и рассолы Челекена (Лебедев, Бугельский, 1967).

Рассмотренный материал по природным вулканическим гидротермам показывает, что почти все исходные гидротермы имеют высокую концентрацию водородных ионов. Изменение их кислотности в процессе дифференциации в основном связано с потерей летучих, понижением температуры и процессами метаморфизма при переносе и отложении руд.

Механизм переноса и осаждения металлов из гидротерм

Перенос металлов гидротермами и их разгрузка происходят в различных геолого-геохимических обстановках. По имеющимся данным о природных гидротермах можно выделить гидротермы трех основных типов по месту их проявления и условиям разгрузки: 1) глубинных рифтовых зон морей и океанов, 2) малоглубинной океанической или морской шельфовой зоны и 3) суши, т.е. зон наземного вулканизма. Если предположить, что состав исходного гидротермального флюида до его истечения на морское дно или выхода на дневную поверхность однообразен по своим физико-химическим параметрам, то и в этом случае в зависимости от условий разгрузки эти параметры могут претерпеть существенные изменения.

Одним из решающих факторов, влияющих на осаждение металлов, является вскипание гидротерм, т.е. их разделение на две фазы: жидкую и парогазовую. Рифтовые зоны с базитовым вулканизмом располагаются обычно на большой глубине, где исключен процесс вскипания гидротерм, но возможен в принципе процесс их дегазации; даже при температуре 300°С они будут вскипать только в том случае, если достигнут морского дна на глубине не более 900 м (Ridge, 1973). Рудный рассол, достигающий морского дна без вскипания, может быть родственным по составу рудоносным рассолам Красного моря или Солтон-Си. В этом случае нет оснований предполагать существенные различия в форме переноса металлов исходным гидротермальным раствором и гидротермальными растворами, изливающимися на морское дно. Процесс же осаждения металлов при сохранении гидротермами начальной температуры должен целиком определяться условиями внешней среды, в которой оказались гидротермы (изменение солености, температуры, pH и *Eh* среды). В случае снижения температуры еще до выхода гидротерм на морское дно процесс выпадения минералов из раствора может начаться и раньше.

В условиях мелководья, например в зонах развития экструзивного вулканизма андезитовых островных дуг, гидротермальный раствор с температурой около 220-230°С может достичь морского дна на глубине не менее 180 м. При меньшей глубине он будет кипеть еще до выхода на дно. Из этого следует, что при достаточно высокой температуре рудный флюид не достигнет морского дна мелких морей без вскипания, не говоря уже о поверхности суши. Но так как парогазовая фаза таких растворов вряд ли способна нести значительную рудную нагрузку, то можно предположить, что растворы должны иметь относительно невысокую температуру или вскипание произойдет непосредственно в области их разгрузки[1]. Такое предположение подтверждается тем, что вулканическая деятельность, проявляющаяся в условиях небольших глубин, часто завершается формированием значительных по масштабам вулка-

[1] Даже при температуре 650°С и давлении 1000 бар содержание NaCl в паровой фазе не может превышать 5% (White, 1968).

ногенно-осадочных рудных месторождений типа Куроко. В принципе сам механизм подводных извержений в условиях мелководных эстуариев должен напоминать наземный, т.е. происходить с образованием вулканических построек, излиянием лавовых и извержением пирокластических потоков. Различия в форме проявления разгрузки гидротерм (свободное излияние или вскипание) в связи с определенной формой вулканизма должны найти свое отражение и в дифференциации гидротерм, и в вариации форм переноса и отложения металлов.

Исследования свидетельствуют, что гидротермальные рудообразующие растворы – это слабо диссоциированные высокотемпературные, практически нейтральные растворы электролитов, богатые хлоридами. Факты указывают на прямую зависимость между содержанием металлов, с одной стороны, и температурой и концентрацией хлора – с другой, а рассолы с максимальными концентрациями железа и марганца могут характеризоваться и максимальными концентрациями цинка, свинца, меди и серебра (Уайт, 1970). Основной закономерностью поведения растворенного вещества в водных растворах электролитов является его стремление при повышении температуры и давления к агрегированию, что приводит к резкому повышению растворимости металлов и термической устойчивости растворов. Отсюда реальный процесс переноса большинства металлов в гидротермальных рудных растворах возможен, по-видимому, только в форме различных комплексных соединений. Это предположение подтверждается характером зональности и парагенезисами минералов рудных месторождений, свидетельствующими против таких возможных агентов переноса руд, как паровая фаза (ниже 400°С), коллоиды и простые ионные или молекулярные растворы (Барнс, Чаманский, 1970).

Относительную устойчивость комплексов металлов с ковалентной связью можно приблизительно вычислить термодинамически; полученные результаты даже в деталях согласуются с зональной последовательностью минералообразования (Barnes, 1962). Формирование простого комплекса металлом Me и анионом A можно записать следующим образом:

$$Me^{2}_{(aq)} + nA^{x-}_{(aq)} = MeA^{2-nx}_{n} \qquad (46)$$

В соответствии с этой реакцией для ряда металлов вычислены следующие значения $\Delta G^0_R + C$ (в ккал), где ΔG^0_R – свободная энергия образования, C – неизвестная константа, а величина n фиксирована:

Hg	Cd	Pb	Cu	Zn	Sn	Ni	Fe	Co	Mn
-227	-156	-154	-134	-132	-126	-83	-82	-81	-78

Приведенные цифры свидетельствуют о высокой устойчивости комплексов ртути; она подтверждается также приуроченностью киновари к периферическим зонам месторождений; в противоположность этому для марганца комплексообразование, вероятно, настолько слабое, что оно играет незначительную роль в рудных растворах (Барнс, Чаманский, 1970). Далее Г.М. Барнс и Г.К. Чаманский отмечают, что зональная последовательность рудоотложения остается в основном одинаковой в широком интервале температур, давлений и геологических условий. Этот факт наводит на мысль, что указанные выше металлы находятся в растворе в виде комплексов с очень близкими термодинамическими свойствами и стехиометрией. Если бы это было не так, то весьма маловероятно, чтобы найденная теоретическая последовательность отложения металлов столь хорошо согласовывалась бы с наблюдаемой зональностью рудных тел.

Механизм переноса металлов, связанный с комплексообразованием всех составляющих водных растворов в системе S–O–H–Cl–N–C, в настоящее время не вызывает сомнения у большинства исследователей. Основные противоречия связаны с видом комплексных соединений, ответственных за транспортировку и осаждение металлов. При всех прочих равных условиях комплексы должны быть устойчивыми при концентрации сульфидных соединений в количествах, достаточных для образования сульфидных месторождений.

Сульфидные или хлоридные комплексы? По рассматриваемому вопросу существуют две противоположные точки зрения: а) металлы переносятся в виде простых хлоридных комплексов, б) металлы переносятся в виде простых сульфидных комплексов. Тот факт, что влияние действующих масс отчетливо проявляется в последовательности зон, свидетельствует об отсутствии в рудообразующих растворах сложных многоанионных комплексов (Барнс, Чаманский, 1970). В условиях высокотемпературных, сильноминерализованных хлоридно-натриевых или хлоридно-натриево-кальциевых гидротерм влиянием иных, даже простых комплексов на перенос металлов (по сравнению с хлоридными и сульфидными комплексами) за редким исключением можно практически пренебречь.

Исходя из низкой растворимости сульфидов во многих водных растворах, можно предположить, что перенос металлов происходит в растворах с высокой концентрацией NaCl в виде хлоридных комплексов. Стойкость этих комплексов, а следовательно и возможность переноса металлов, возрастает по мере увеличения общего содержания NaCl и уменьшения отношения NaCl/HCl, т.е. в кислых, обедненных серой растворах (Хелгесон, 1967; Helgeson, 1968, 1969). В ином случае, даже в аналогичных по составу растворах, но относительно обогащенных сероводородом, хлоридные комплексы металлов в нейтральной среде должны уступить место гидросульфидным комплексам, а в щелочной – сульфидным. Если предположить, что хлоридные комплексы являются основными металлоносными, то осаждение металлов должно вызываться либо смешением с другим раствором, обогащенным активными соединениями серы, либо путем проникновения во вмещающие породы, содержащие большое количество сульфидов железа (Lovering, 1961). Возможность последнего отрицается Г.Л. Барнсом и Г.К. Чаманским (1970), с чем не согласны многие исследователи.

Ввиду отсутствия надежных данных о высоких концентрациях сероводорода в гидротермальных рудообразующих растворах бисульфидные и сульфидные комплексы металлов, по мнению Г. Хелгесона (1967), не играют существенной роли в природных системах. Действительно, воды гидротермальных систем областей современного и молодого вулканизма содержат мало сероводорода, не говоря уже о рассолах рифтовых зон. Например, дефицит сульфидов в рассолах Солтон-Си по отношению к халькофильным металлам составляет около 95% (White, 1968). Не обнаружен сероводород и в рассолах Красного моря, где в современных осадках преобладают окисные соединения металлов (Современное гидротермальное рудоотложение, 1974).

В то же время высокое содержание в вулканических газах соединений серы (см. табл. 7, 8) и многочисленные месторождения самородной серы и сульфидных руд в вулканических областях показывают, что глубинные гидротермы должны содержать много сероводорода. Пример этому – месторождения сульфидных медноколчеданных и полиметаллических вулканогенно-осадочных руд типа Куроко, сформировавшихся в связи с подводным экструзивным вулканизмом в мелководной шельфовой зоне. Поэтому не исключено, что сульфидные комплексы могут играть в переносе металлов не менее важную роль, чем хлоридные. Возможно также изменение форм переноса металлов в любых по составу гидротермах в процессе их дифференциации. Поэтому нам кажется, что для геологов представляет интерес не только выяснение возможных форм переноса металлов, но и эволюция этих форм в процессе изменения среды переноса металлов и разгрузки гидротерм. Этот процесс во многом определяет как механизм осаждения металлов, так и зональность, отмечаемую на рудных месторождениях, где в едином цикле рудообразующегося процесса отложения сульфидных руд сменяются во времени отложениями окисных руд.

С химической точки зрения имеются два различных возможных значения суммарной величины растворенной серы ΣS при переносе металлов в виде комплексов, отлагающих сульфиды: или высокое или очень низкое значение ΣS. При промежуточных величинах ΣS комплексы неустойчивы, если же ΣS очень низка, активности металлических ионов могут быть значительными, не превышая предела растворимости, что благоприятствует образованию хлоридных или других свободных от сульфидов комплексов (Барнс, Чаманский, 1970).

По расчетам Г.Л. Барнса и Г.К. Чаманского для сфалерита, в термодинамически ограниченных пределах (вплоть до 250°С) при нейтральной среде и активности хлора $a_{Cl} = 1$ хлоридные комплексы создают концентрацию 10мг/л или выше, если только концентрация HS^- составляет около 10^{-9} моль/л или менее. Для концентрации цинка свыше 10 мг/л отношение $\Sigma Zn/\Sigma S$ в растворе должно быть 10^5 или более. При этом только около 0,0001 мг/л цинка, содержащегося в растворе, может осаждаться в виде ZnS, если раствор не обладает достаточной концентрацией соединений окисленной серы, которые восстанавливаются во время осаждения, или если не предполагается существование независимого источника сульфидных ионов. Даже таких высоких концентраций цинка в природных растворах, как в рассоле Солтон-Си, недостаточно для образования руд; раствор должен содержать серы по меньшей мере столько, чтобы осадить содержащийся металл.

Вторая возможность рудного переноса – это сравнительно высокая ΣS, ведущая к образованию бисульфидных и сульфидных комплексов основных металлов. По расчетам Г.Л. Барнса и Г.К. Чаманского (1970), при 25°С в растворе, содержащем 1,0 М HS^- и 0,5 М H_2S, может раствориться (в мг/л): до 50- ZnS; 30 - CuS; 120 - HgS; 1600 - Sb_2S_3. С повышением температуры растворимость в общем случае повышается.

Изменение условий среды рудоносного раствора вне зависимости от причины, способствующей уменьшению в растворе химически активных соединений серы, приводит к нарушению термодинамического равновесия в системе, а следовательно, и к отложению сульфидных руд. В этом случае дополнительный источник сульфидных ионов исключается.

Таким образом, возникает сложная геохимическая проблема не только в отношении формы переноса металлов, но и возможности их осаждения в виде сульфидов. В первом случае неизвестен (а вернее, сомнителен) источник сульфидных ионов, во втором отсутствуют надежные данные о возможной концентрации серы в природных гидротермальных системах.

Оценка возможной концентрации сероводорода в природных гидротермах. Анализ материала по вулканическим эманациям показывает, что состав газов, выделяемых вулканами, не идентичен. Он изменяется в зависимости не только от стадии активности вулкана, но и от химического состава лав, являющихся источником газовой или газо-гидротермальной фаз вулканизма. Если предположить, что анионный состав вулканических гидротерм определяется составом газовой фазы, то становится очевидным, что и состав металлоносных гидротерм в ходе их эволюции и формы проявления на поверхности Земли (в наземных или подводных условиях) также должен определяться составом газовой фазы. В активную стадию фумарольной деятельности вулканические газы, выделяемые различной по составу лавой, наряду с галогенными и углекислыми обогащены серосодержащими газами. Со временем роль галогенных и серосодержащих газов уменьшается, а роль углекислых возрастает. В ходе этого процесса основные лавы выделяют галогенные соединения (в частности, хлориды), а кислые – хлориды и фториды. В отличие от основных и кислых лав лавы среднего состава продуцируют преимущественно сернистые и углекислые газы. Аналогичная эволюция должна происходить и с газовой фазой гидротерм, а соответственно и с их анионным составом, что отразится и на форме переноса металлов гидротермами, и на условиях их осаждения.

Оценить содержание сероводорода в гидротермах можно косвенным путем, если предположить, что отношение парциального давления сероводорода и других газов, в основном двуокиси углерода, в природных металлоносных растворах в первом приближении будет соответствовать их отношению в фумарольных газах наземных вулканов или гидротерм. Так, в наименее контаминированных газах базальтовых лавовых озер (вулканы Гавайских островов, табл. 17) P_{H_2S} составляет около 0,1 атм; в фумарольных выделениях активных андезитовых вулканов Японии P_{H_2S} – около 0,01 атм; в газовой фазе системы подземных горячих вод Вайракей в Новой Зеландии (Эллис, 1970)

Таблица 17

Значения парциальных давлений P_{H_2S} и P_{CO_2} (в атм) в вулканических газах Камчатки, Курильских островов и Японии при общем давлении P = 1 и 250 атм *

Породы, район	P_{H_2S}		P_{CO_2}	
	P=1 атм	P=250 атм	P=1 атм	P=250 атм
Базальты, "Прорыв Пийпа", Камчатка	0,34**	0,09	2,77***	0,69
Андезито-базальты, Камчатка	1,37	0,32	21,99	5,50
Андезиты, Камчатка и Курильские острова	0,32	0,08	29,23	7,31
Дациты, вулкан Карымский, Камчатка	0,39	0,10	6,90	1,72
Андезиты, вулкан Безымянный, Камчатка	0,93	0,23	14,17	3,54
Андезиты, вулкан Эбеко, Курильские острова	0,68	0,17	46,30	11,58
Андезиты, Япония	10,39	2,60	3,92	0,98
Дациты, Япония	6,46	1,62	6,73	1,68
Газы сольфатар и буровых скважин на вулканах, Япония	9,36	2,34	24,84	6,21
Базальты, лавовое озеро, Гавайские острова	98,06	24,52	136,93	34,23
Газы активных вулканов, Камчатка	2,97	0,74	21, 46	5,36
Газы активных вулканов, Япония	8,04	2,01	10,51	2,63
Газы активных вулканов, Камчатка и Япония	5,00	1,25	16,99	4,25

*Расчеты проведены по данным табл. 7 и 8. Из общей суммы фумарольных газов исключены газы атмосферы, а $P_{\Sigma S}$ принято равным P_{H_2S}. **Даны значения $P_{H_2S} \cdot 10^3$. *** Даны значения $P_{CO_2} \cdot 10^3$.

P_{H_2S} = 0,02 атм; в спонтанных газах современных вулканических гидротерм (Камчатка, Япония и другие районы мира) P_{H_2S} в среднем составляет 0,01 атм. Но в ряде источников со стабильным гидротермальным режимом эта величина значительно выше. Например, в гидротермах источника Хаконе в Японии (Мияки, 1969) P_{H_2S} составляет около 0,024 атм. Если учесть всю серу гидротерм, полагая, что она является продуктом окисления сероводорода, то значение P_{H_2S} в гидротермах возрастет до 0,2 атм. Поэтому величину P_{H_2S} в пределах 0,01–0,2 атм в фумарольных выделениях и гидротермах современных вулканов можно принять за наиболее вероятную исходную величину для дальнейших обсуждений. Достаточна ли такая величина P_{H_2S}, чтобы обеспечить возможность транспортировки металлов в виде сульфидных или гидросульфидных комплексов? Этот вопрос проанализируем на примере гидротерм рифтовой зоны Красного моря.

Как уже отмечалось выше, современное гидротермальное рудообразование происходит в основном во впадине Атлантис II, т.е. на участке предполагаемого выхода горячих металлоносных рассолов. Судя по высокой общей солености и хлоридности рассолов, относительно низким величинам pH и *Eh*, невысокой концентрации CO_2, отсутствию или очень низкому содержанию сероводорода и высокому содержанию металлов в рассоле, основной формой транспортировки металлов в этой впадине являются хлоридные комплексы: $MeCl_2^0$,

$MeCl_3^-$ и $MeCl_4^{2-}$ (Хелгесон, 1967; Helgeson, 1968, 1969). Цинк, медь и свинец самостоятельных минералов в настоящее время не образуют; в виде примеси они входят в состав других минеральных образований, в частности железа. Сульфидные отложения (пирит, халькопирит и сфалерит) подстилают осадки, содержащие главным образом окисные минералы железа.

Предположим, что со времени отложения сульфидов основной солевой состав и рудная нагрузка гидротерм изменились незначительно; изменился во времени только состав газовой фазы (по аналогии с современными вулканическими гидротермами). Тогда, исходя из приведенных цифр по содержанию металлов (см. табл. 16), можно рассчитать нижний предел парциального давления сероводорода (или суммарное содержание растворенной серы) в исходных рудоносных рассолах, необходимого для переноса тяжелых металлов в виде гидросульфидных или сульфидных комплексов перед разгрузкой гидротерм в глубоководных условиях морской среды. Величина P_{H_2S} в гидротермах не должна существенно превышать 50 атм. Такое ограничение вызвано тем, что гидротермы впадины Атлантис II очень спокойно изливаются (и, по-видимому, изливались) на морское дно на глубине примерно 2500 м, где гидростатическое давление не превышает 250 атм. В качестве минерала-индикатора величины молярной концентрации Σm_S в исходном рудоносном рассоле целесообразно рассмотреть сульфид цинка, так как в водных растворах, насыщенных H_2S (в закрытой системе), мольное отношение растворенного ZnS к HS^- почти не зависит от температуры (до 200°С) и возрастает всего примерно от $1 \cdot 10^{-3}$ до $4 \cdot 10^{-3}$ при увеличении ионной силы от 1,6 до 10,2 (Barnes, 1960). Иными словами, по мере падения температуры от 200 до 25°С и при постоянной концентрации Σm_S в растворе концентрация цинка – величина постоянная. В рассматриваемых условиях преобладающими комплексами должны быть: при pH < < 5 – $Me(HS)_2^0$ и при pH > 5 – $Me(HS)_3^-$ (Хемли, 1954; Барнс, Чаманский, 1970).

В области устойчивости HS^- наиболее вероятны реакции комплексообразования:

$$Zn(HS)_3^- = ZnS + H_2S_{(в)} + HS^-; \quad (47)$$

$$Pb(HS)_3^- = PbS + H_2S_{(в)} + HS^-. \quad (48)$$

Эти реакции можно представить в несколько преобразованном, удобном для восприятия и расчета виде

$$Zn(HS)_3^- = ZnS + 2S^{2-} + 3H^+, \quad (49)$$

$$Pb(HS)_3^- = PbS + 2S^{2-} + 3H^+. \quad (50)$$

Для различных значений температуры и pH при заданной суммарной концентрации серы в растворе (табл. 18) и концентрации металла (табл. 19) рассчитаны[1] верхний предел содержания металлов в растворе и нижний предел P_{H_2S}. Данные расчета показывают, что равновесная концентрация цинка в растворе при падении температуры от 200 до 25°С практически остается постоянной, а максимальная величина P_{H_2S}, контролирующая концентрацию иона HS^-, необходимую для сохранения в растворе при pH = 6 постоянной концентрации цинка, не превышает 33 атм. Поэтому Σm_S в растворе в пределах одной моли мож-

[1] Для расчета констант равновесия реакций (49) и (50) и последующих реакций использованы данные Н.Н. Барановой (1971), Р.П. Рафальского (1973) и Г.Хелгесона (Helgeson, 1969). Коэффициенты активностей ионов и недиссоциированных молекул рассчитаны по методу, изложенному в работах Г.Хелгесона (1967; Helgeson, 1969).

Таблица 18

Активность a комплексов металлов при различных температуре T и pH и при $\Sigma m_S = 1{,}0$ в растворе с $m_{NaCl} = 3{,}0$

Реакции, описываемые уравнением	T, °C	$-\lg K_д^*$	$-\lg a$					
			pH=4	pH=5	pH=6	pH=7	pH=8	pH=9
(50)	25	30,21	7,01	6,03	5,21	5,19	5,95	6,93
	50	27,95	7,35	6,37	5,67	5,83	6,69	7,67
	100	24,82	7,52	6,58	5,96	6,26	7,16	8,14
	150	23,38	6,84	5,88	5,22	5,48	6,36	7,46
	200	23,05	5,53	4,55	3,81	3,91	4,89	6,89
(49)	25	31,68	5,54	4,56	3,74	3,72	4,48	5,46
	100	26,86	5,48	4,54	3,92	4,22	5,12	6,10
	150	24,75	5,47	4,51	3,85	4,11	4,99	6,09
	200	23,10	5,48	4,50	3,76	3,86	4,84	6,64

*$K_д$ – константа диссоциации.

Таблица 19

Равновесная величина парциального давления P_{H_2S} (в атм) при различных температуре T и pH и при $\Sigma m_{Pb} = 10^{-5,54}$, $\Sigma m_{Zn} = 10^{-3,34}$ в растворе с $m_{NaCl} = 3{,}0$

Реакции, описываемые уравнением	T, °C	$-\lg K_д$	$\lg P_{H_2S}$					
			pH=4	pH=5	pH=6	pH=7	pH=8	pH=9
(50)	25	30,21	1,65	1,15	0,65	0,15	-0,35	-0,85
	50	27,95	2,02	1,52	1,02	0,52	0,02	-0,48
	100	24,82	2,34	1,84	1,34	0,84	0,34	-0,16
	150	23,38	2,09	1,59	1,09	0,59	0,09	-0,41
	200	23,05	1,43	0,93	0,43	-0,07	-0,57	-1,07
	300	24,45	-0,41	-0,91	-0,41	-1,91	-2,41	-2,91
(49)	25	31,68	2,02	1,52	1,02	0,52	0,02	-0,48
	100	26,86	2,42	1,92	1,42	0,92	0,42	-0,08
	150	24,75	2,50	2,00	1,50	1,00	0,50	0,00
	200	23,10	2,51	2,01	1,51	1,01	0,51	0,01

но считать вполне достаточной для переноса металлов в виде гидросульфидных комплексов в количестве, не меньшем их содержания в природных гидротермах типа металлоносных растворов Красного моря. Кроме того, расчеты показывают, что интервал pH = 6–7 соответствует условиям, в которых при оптимально возможной величине P_{H_2S} гидротермы могут переносить максимальное количество металлов в виде гидросульфидных комплексов. В условиях высоких температур значение pH = 6,5 будет соответствовать слабощелочным гидротермам, а при низких – нейтральным или слабокислым. По-видимому, это оптимальные условия не только для транспортировки металлов, но и для их осаждения. Следовательно, наиболее вероятные значения pH при переносе металлов будут колебаться в пределах единицы по обе стороны от нейтрального значения вплоть до T = 250°C (Барнс, Чаманский, 1970).

Современные гидротермальные системы вулканических областей несут в отдельных случаях значительную рудную нагрузку, в частности такие металлы, как сурьму, мышьяк и ртуть (Диксон, Танелл, 1973; Эллис, 1970; Вулканизм, гид-

ротермальный процесс..., 1974), которые обычно осаждаются в месте разгрузки термальных вод в виде различных сульфидов (скородит, аурипигмент, реальгар, антимонит, метастибнит, киноварь, метациннабарит и др.). Значение свинца, цинка, меди и других металлов, кроме железа, в этих отложениях невелико, но их присутствие показывает способность гидротерм к переносу и этих тяжелых металлов.

Ф.Диксон и Д.Танелл (1973), изучая ртутные и сурьмяные месторождения западного побережья США, связанные с термальными минеральными источниками, пришли к выводу, что перенос сурьмы и ртути в гидротермах реально возможен только в виде сульфидных комплексов металлов. Поверхностные воды этих источников отличаются значительными вариациями температуры и pH, причем наиболее горячим источникам соответствуют и наиболее высокие значения pH. Аналогичная зависимость отмечается и для Больших Банных источников на Камчатке (см. рис. 11). Отсюда Ф.Диксон и Д.Танелл заключают, что наименее разбавленные растворы, относительно близкие по химизму к глубинным, должны отличаться более высоким значением pH. Действительно, в более высокотемпературных и щелочных термах содержание сурьмы выше. По мнению Д.Танелла (Tanell, 1964), отложение ртутных минералов происходит в слабощелочной среде. В интервале pH = 0–7 в растворах с постоянной концентрацией серы растворимость HgS остается постоянной и очень низкой, а при увеличении pH от 7 до 14 растворимость HgS растет в геометрической прогрессии. Отмеченная закономерность имеет место для сурьмы и мышьяка: растворимость их резко возрастает в растворах с сульфидной серой и особенно при повышении ионной силы раствора и щелочности (Arntson e.a., 1966; Диксон, Танелл, 1973). Но достаточна ли концентрация химически активной серы в природных вулканических гидротермах, чтобы говорить о возможном переносе ртути, сурьмы и мышьяка именно в виде сульфидных комплексов?

При изучении термальных вод кальдеры Узон (Камчатка) выяснилось, что аналитическая концентрация в них некоторых металлов составляет (в мг/л): мышьяка – до 25–40, сурьмы – до 0,6 и ртути – до 0,012 (Набоко, Главатских, 1970, 1971; Пилипенко, 1974; Набоко, 1974). Кроме того, отмечается высокая концентрация (в мг/л) меди (до 0,012), цинка (до 0,7) и свинца (до 1,0). Содержание Σm_{H_2S} в гидротермах оценивается величиной в пределах $10^{-3,5}$–10^{-4} моль/л (Набоко, 1974; Карпов, 1974). По данным Ю.В. Алехина и др. (1973), максимальная активность иона HS^- равна 10^{-3} г-ион/л. Средняя ионная сила раствора, по нашим расчетам, составляет 0,05. В этих условиях приближенные значения растворимости сульфидов сурьмы, мышьяка и ртути можно оценить, используя следующие константы K равновесия реакций (при 25°С):

$$Sb_2S_3(\text{тверд}) + S^{2-} = 2SbS_2^-, \quad K = 10^{0,90}, \tag{51}$$

$$As_2S_3(\text{тверд}) + S^{2-} = 2AsS_2^-, \quad K = 10^{2,0}, \tag{52}$$

$$HgS(\text{тверд}) + S^{2-} = HgS_2^{2-}, \quad K = 10^{0,57}, \tag{53}$$

(метациннабарит)

заимствованные из работ Л. Силлена и А. Мартеля (Sillen, Martell, 1964) и Г. Шварценбаха и М. Видмера (Schwarzenbach, Widmer, 1963).

Максимальное значение pH хлоридно-натриевых вод кальдеры Узон около 8,0 (Набоко, Главатских, 1970; Пилипенко, 1974). Рядом, в Долине Гейзеров, на более низком гипсометрическом уровне, гидротермальные воды гейзера Великан имеют величину pH = 8,7 при температуре 98,9°С (Иванов, 1958). Гидротермы Долины Гейзеров и кальдеры Узон относятся к одной гидротермальной системе, поэтому вполне естественно допустить, что глубинные термы кальдеры Узон могут иметь величину pH, близкую к отмеченной для долины Гезеров. Присутствие в хлоридно-натриевых водах на глубине значительного количества

сероводорода подтверждается широким развитием приповерхностных сульфатных растворов, отложениями самородной серы на сольфатарных полях и образованием опал-алунитовых пород с самородной серой.

Принимая значение pH = 8 и $a_{HS^-} = 10^{-3}$ как максимально допустимые параметры гидротермальной системы в зоне приближения растворов к земной поверхности и используя уравнения (51)-(53), получим, что в виде сульфидных комплексов гидротермы могут переносить (в мг/л) до 15 сурьмы, 33 мышьяка и 0,002 ртути. При pH = 9 и той же величине a_{HS^-} в растворе концентрация металлов резко возрастет (в мг/л): сурьмы до 54, мышьяка до 118 и ртути до 0,026, что намного превышает их аналитическую концентрацию в природных водах кальдеры Узон. В условиях слабокислой или кислой среды сульфидные комплексы Sb, As и Hg легко разрушаются, что приводит к отложению сульфидов этих металлов. И действительно, в гидротермах Узона образование аурипигмента происходит в интервале pH = 2-5,5; реальгара - pH = 3,5-6, наиболее часто при pH = 5,5-6,0, когда содержание иона S^{2-} становится крайне незначительным (Алехин и др., 1973).

Гидросульфидные комплексы этих металлов в отличие от свинца и цинка намного менее стойкие, чем их сульфидные аналоги, поэтому их роль в переносе Sb, As и Hg ограничена. Так, константа стойкости $K_{SbS^{2-}} = 10^{0,45}$, а $K_{HSb_2S_4^{--}} = 10^{-2,33}$. Это значит, что в рассмотренных условиях в виде комплекса $HSb_2S_4^-$ может переноситься не более 0,7-0,9 мг/л сурьмы. Транспортировка этих металлов в слабоминерализованных нейтральных или слабощелочных растворах в форме хлоридных, гидрокарбонатных или гидроксокомплексов затруднена даже в условиях относительно низкой концентрации сульфидных ионов. Не исключено, что в специфических условиях (высокие температура и давление) As, Sb и Hg могут переноситься в виде пара (Барнс, Чаманский, 1970; Сорокин, Груздев, 1971). В дальнейшем, по мере дифференциации гидротерм и их ощелачивания, становится вполне реальным процесс переноса металлов в форме сульфидных комплексов.

Таким образом, газовая фаза современных вулканических газо-гидротерм и фумарольных выделений может служить критерием при оценке содержания сульфидной серы в гидротермальных рудных растворах, количество которой оказывается вполне достаточным не только для переноса металлов в форме сульфидных комплексов, но и для отложения металлов в виде сульфидов.

Изменение формы комплексов металлов в процессе дифференциации гидротерм. Влияние тех или иных лигандов, образующих комплексы металлов в растворе, определяется главным образом составом газовой фазы, дифференциация которой во времени обусловливает форму комплекса, ответственного в данный отрезок времени за перенос металла. Газовая фаза по сравнению с солевым составом гидротерм изменяется значительно быстрее, что позволяет оценить оптимальную концентрацию основных газовых компонентов, участвующих в формировании комплексов, а соответственно высказать предположение о форме переноса металлов.

Рассмотрим изменение форм переноса металлов на примере свинца. Предположим, что исходный гидротермальный раствор, близкий по солевому составу рассолам Красного моря или Солтон-Си, при температуре 300°C, Σm_S = = 1,0 и $\Sigma m_{CO_2} = 10,0$ имел pH $\leqslant$ 5,0, что соответствует значению концентрации водородных ионов в рассолах типа Атлантис II с температурой около 50-60°C и Солтон-Си с температурой около 300°C (White, 1968). Судя по приведенным цифрам, кислотность гидротерм по мере падения их температуры и до смешения с морской водой должна изменяться незначительно. В данном случае основными факторами, влияющими на изменение форм переноса свинца, должны быть падение температуры и изменение в гидротермах концентрации химически активных соединений серы и углерода. Как показывают расчеты (графически они изображены на рис. 13 и 14), в исходном растворе основную роль

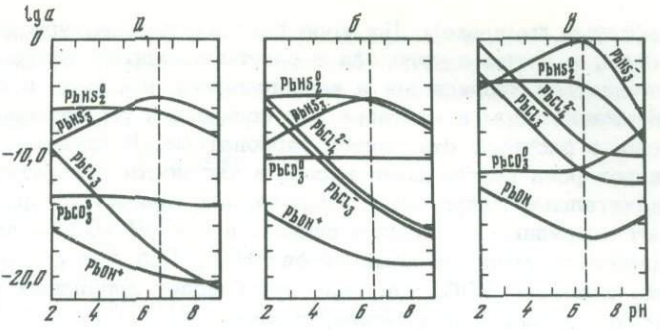


Рис. 13. Активность a (г-ион/л) комплексов свинца в зависимости от кислотности раствора (pH) при постоянных концентрациях (моль/л) $m_{NaCl} = 3{,}0$; $\Sigma m_S = 1{,}0$; $\Sigma m CO_2 = 10{,}0$ и при температуре $T = 25^oC$ ($а$), $T = 150^oC$ ($б$) и $T = 300^oC$ ($в$)

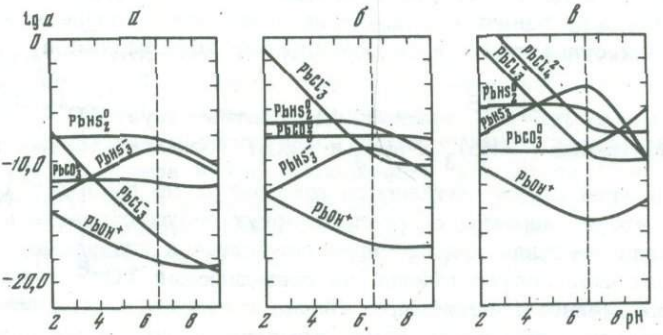


Рис. 14. Активность a (г-ион/л) комплексов свинца в зависимости от кислотности раствора (pH) при постоянных концентрациях (моль/л) $m_{NaCl} = 3{,}0$; $\Sigma m_S = 10^{-20}$; $\Sigma m_{CO_2} = 10^{1,0}$ и при температуре $T = 25^oC$ ($а$); $T = 150^oC$ ($б$) и $T = 300^oC$ ($в$)

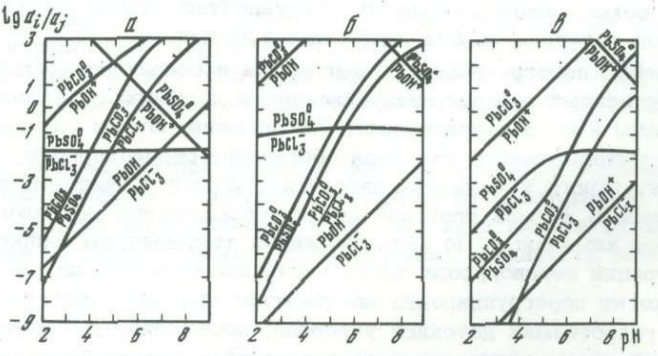


Рис. 15. Отношение активностей a комплексов свинца в зависимости от кислотности раствора (pH) при постоянных концентрациях (моль/л) $m_{NaCl} = 3{,}0$; $\Sigma m_{SO_4^{2-}} = 10^{-1,93}$; $\Sigma m_{CO_2} = 10^{-2,51}$ и при температуре $T = 25^oC$ ($а$), $T = 150^oC$ ($б$) и $T = 300^oC$ ($в$)

В отсутствие сероводорода $\Sigma m_{SO_4^{2-}}$ и Σm_{CO_2} в растворе приняты равными концентрациям в рассолах впадины Атлантис II

играют гидросульфидные комплексы. По мере падения температуры и уменьшения содержания серы, а затем и углерода в растворе гидросульфидные комплексы должны замещаться хлоридными и карбонатными, и только в случае резкого падения содержания серы в растворе или повышения pH преобладающими комплексами свинца в растворе становятся карбонатные. В пределах рассматриваемых параметров роль других комплексов, в частности сульфатных и гидроксильных, незначительна. Например, в гидротермах Красного моря при pH < < 6,0 присутствуют хлоридные комплексы свинца, а при pH > 6,0 – карбонатные (рис. 15). Отношение активностей комплексов $PbCl_3^-/PbSO_4^0$ в пределах любых значений pH равно примерно 200, т.е. явно преобладает хлоридный комплекс; *роль гидроксильного комплекса еще менее значима.*

Не исключено и допущение, что в исходных гидротермах активность комплексов $Pb(HS)_3^-$, $PbCl_3^-$, $PbSO_4^0$, $PbCO_3^0$ и $PbOH^+$ одинакова. В этом случае равновесные величины Σm_S и Σm_{CO_2} при pH = 5 соответственно составят $10^{-3,5}$ и $10^{3,57}$ моль/л. Последняя цифра явно нереальна. Следовательно, в рассматриваемых условиях роль карбонатного комплекса в переносе металлов, в частности свинца, весьма незначительна. Аналогичное утверждение можно сделать и по отношению к сульфатному и гидроксильному комплексам: $a_{SO_4^{2-}}$ должна составлять не менее $10^{-2,48}$ г-ион/л, что соответствует $10^{0,29}$ моль/л; а равенство концентраций $Pb(HS)_3^-$, $PbCl_3^-$ и $PbOH^+$ *возможно только при pH* не менее 12, но в этом случае активность комплексов не превысит $10^{-13,0}$. Из этого следует, что в гидротермах реально могут сосуществовать в близких или равновеликих концентрациях только гидросульфидные и хлоридные комплексы с общей суммарной активностью свинца, не превышающей 10^{-6} г-ион/л, что соответствует современной концентрации свинца в гидротермах Красного моря.

Интересно сравнить изменение формы комплексов других металлов (например, *цинка и меди*), присутствующих совместно со свинцом, *при одной и той* же равновесной величине Σm_S и равенстве активностей $Pb(HS)_3^-$ и $PbCl_3^-$. Так, при 200°С (термодинамическими данными для более высоких температур мы не располагаем) и при значении pH = 5 равновесная активность гидросульфидного иона составит $10^{-3,77}$ г-ион/л; в растворе должны преобладать хлоридные комплексы цинка и гидросульфидные меди. При снижении температуры до 50°С (при сохранившемся равенстве активностей $Pb(HS)_3^-$ и $PbCl_3^-$) и для меди становятся преобладающими хлоридные комплексы.

Таким образом, перегруппировка комплексов и осаждение металлов представляют собой единый процесс, направленность которого определяется составом газовой фазы и ее дифференциацией во времени. В том случае, когда *первые порции гидротермального раствора обогащены сероводородом, даже в при*сутствии значительного количества двуокиси углерода и высокой концентрации хлор-иона, основной формой транспортировки большинства металлов являются гидросульфидные комплексы. По мере снижения температуры гидротерм и уменьшения концентрации сероводорода часть металлов выпадает из раствора. В дальнейшем происходит перегруппировка комплексов: при значительном остаточном содержании в гидротермах двуокиси углерода, понижении температуры и частичном ощелачивании в гидротермах могут преобладать карбонатные комплексы. По мере дальнейшей дегазации роль этих комплексов уменьшается, и основной формой переноса металлов становятся хлоридные комплексы. Расчеты показывают, что даже при невысоком P_{H_2S}, численно равном P_{H_2S} в современных вулканических наземных гидротермах (около 0,01 атм), рудоносные рассолы способны транспортировать металлы в форме гидросульфидных комплексов наравне с хлоридными и карбонатными.

Выше рассматривались отношения различных комплексов, стойкость которых не зависит от величины окислительно-восстановительного потенциала. Но в гидротермальных растворах могут одновременно находиться ионы металлов с

переменной валентностью. Так, в рассолах Красного моря присутствуют железо-II и железо-III, медь-I и медь-II (Хендрикс и др., 1974). Влияние Eh на изменение активностей комплексных соединений металлов можно показать на примере железа и меди[1]:

$$Fe(HS)_3^- + 3Cl^- = FeCl_3^0 + 3HS^-, \qquad (54)$$

$$lgK_д = -23{,}25 \text{ при } 25°C;$$

$$CuCl_3^{2-} + 4HS^- = CuH_3S_4^{3-} + 3Cl^- + H^+, \qquad (55)$$

$$lgK_д = 11{,}58 \text{ при } 25°C; \quad lgK_д = 5{,}59 \text{ при } 200°C.$$

По реакции (54) равенство активностей гидросульфидного и хлоридного комплексов достигается при $a_{HS^-} = 10^{-7{,}47}$ г-ион/л. Так как суммарная концентрация железа в данном случае определяется активностью иона HS^-, то изменение Eh среды приведет только к перегруппировке комплексов. При $Eh > 0$ в растворе будет преобладать хлоридный комплекс, а при $Eh < 0$ – гидросульфидный. При $\Sigma m_S = 1{,}0$ равенство концентраций $Fe(HS)_3^-$ и $FeCl_3^0$ возможно только при $Eh > 1000$ мВ. Хотя в этих условиях величина активности комплексов в равновесии с FeS и отвечает значению, отмечаемому в глубинных рассолах (около $10^{-2{,}34}$), реальность полученного значения Eh практически лишена смысла для природных гидротерм. Поэтому можно предположить, что высокая концентрация железа в форме хлоридного комплекса ($FeCl_3^0$) возможна в гидротермах, почти лишенных сероводорода, или при $Eh \gg 0$[2].

По реакции (55) равенство активностей гидросульфидного и хлоридного комплексов меди достигается для $T = 25°C$ при $a_{HS} = 10\text{-}3{,}94$ г-ион, а для $T = 200°C$ – при $a_{HS^-} = 10^{-2{,}55}$ г-ион/л, что соответствует $m_S = 10^{-2{,}22}$ и $10^{-0{,}82}$ моль/л. В отличие от железа при понижении Eh в растворе будут преобладать хлоридные комплексы меди, а при повышении – гидросульфидные. И только значительное увеличение концентрации в растворе иона HS^- может привести к преобладанию гидросульфидного комплекса над хлоридным. Так, при $T = 200°C$ и $Eh = -200$ мВ равенство активностей комплексов $CuH_3S_4^{3-}$ и $CuCl_3^{2-}$ достигается при $a_{HS^-} = 10^{-2{,}02}$, а при $Eh = -524$ мВ равновесная величина a_{HS^-} составит уже $10^{-1{,}73}$ г-ион/л. Таким образом, при общих равных условиях, но при различном значении Eh среды формы комплексов одних и тех же металлов изменяются, и в растворах одновременно могут присутствовать как гидросульфидные комплексы железа, так и хлоридные и гидросульфидные комплексы меди.

В данном случае рассмотрен вопрос о форме комплексов в растворе. Количественная оценка активности комплексов зависит от наблюдаемой или предполагаемой их равновесной ассоциации с той или иной формой сульфидов металлов. Например, в рассмотренных выше условиях активность ионов $FeCl_3^0$ и

---

[1] $K_{Fe(HS)_3^-}$ рассчитана по данным Г.Б. Наумова и др. (1971); $K_{CuH_3S_4^{3-}}$ взята из работы Р.П. Рафальского (1973); $K_{CuCl_3^{2-}}$ и $K_{FeCl_3^0}$ из работы Г. Хельгесона (Helgeson, 1969). Расчеты проведены с учетом коэффициентов активности для раствора с $m_{NaCl} = 3{,}0$ и pH = 5.

[2] Не исключена форма $FeCl_2^0$, так как в фумарольных выделениях часто встречаются отложения лавренсита. Молизит обычно развивается по лавренситу. В этом случае равенство концентраций $Fe(HS)_3^-$ и $FeCl_3^0$ не зависит от изменения Eh и хлоридные комплексы железа могут присутствовать при значительной активности иона HS^-.

$Fe(HS)_3^-$ в равновесной ассоциации с FeS (при 25°С) составит $10^{-13,9}$ г-ион/л, а с FeS – всего 10^{-21}; активность ионов $FeCl_2^0$ и $Fe(HS)_3^-$ в ассоциации с FeS будет $10^{-3,68}$ г-ион/л; активность $CuCl_3^{2-}$ и $CuH_3S_4^3$ в равновесии с CuS (при 200°С) равна $10^{-9,16}$, с CuS – $10^{-5,42}$, а с пиритом и халькопиритом – до $10^{1,0}$ г-ион/л. Отсюда равенство активностей различных комплексов одного и того же металла не всегда исключает его высокое содержание в природных гидротермах, т.е. даже при значительной концентрации сероводорода их роль при переносе металла может быть равноценной, особенно в условиях высоких температур.

Осаждение металлов. Возможный механизм осаждения металлов из гидротермальных растворов, разгружающихся в субмаринных условиях, целесообразно рассмотреть на примере хорошо изученных металлоносных растворов Красного моря (впадина Атлантис II и др.) в сопоставлении с отложениями стратиформных руд типа Куроко. Рудоносные осадки впадины Атлантис II четко разделяются на два стратифицированных горизонта: нижний – сульфидный, без заметного разделения на отдельные рудные фации, и верхний – окисный, разделенный на ряд фаций. Сульфидные отложения типа Куроко четко стратифицированы; окисные руды практически отсутствуют. Эти отложения представляют собой большой интерес с точки зрения генезиса сингенетичных сульфидных руд. Современные рассолы впадины Атлантис II несут значительную рудную нагрузку (Fe, Mn, Zn, Cu, Pb, Ag и другие металлы), но среди сульфидных руд впадины Атлантис II сульфиды свинца не обнаружены, хотя содержание свинца в рассолах достигает 0,5 мг/л, а в поровых рассолах – до 5–20 мг/л White,1968; Хендрикс и др., 1974). Руды Куроко наряду с сульфидами железа, цинка, меди содержат также и сульфиды свинца, но среди них практически отсутствуют окисные руды железа (Мацукума, Хорикоси, 1973).

Рассолы Красного моря разгружаются на дне глубоководной впадины в условиях очень ограниченного водообмена. Малая газонасыщенность и низкая температура современных гидротерм (при высоком гидростатическом давлении примерно 250 атм) исключают возможность их вскипания и дегазации, и они спокойно изливаются на морское дно. Отсутствие активного водообмена с морской водой, кроме переходной зоны небольшой мощности, и высокая плотность рассола (1,178 г/см^3) способствуют формированию буферного придонного солевого бассейна с pH = 5–6, *Eh* около –100 мВ и максимальной измеренной температурой +56,5°С (Современное гидротермальное рудоотложение, 1974). Почти все металлы, кроме марганца, находятся в рассоле в виде хлоридных или одновременно хлоридных и карбонатных комплексов; другие комплексы, как отмечалось выше, исключены. Среди металлов с переменной валентностью (Fe, Cu, Ag) в зависимости от колебания значения величин pH и *Eh* преобладают комплексы типа $MeCl_3^{2-}$, $MeCl_2^0$ (для Me-I – Me-II) или $MeCl_3^-$, $MeCl_3^0$ (для Me-II – Me-III).

Процесс седиментации осадков впадины Атлантис II подробно рассматривался в ряде работ (Bishoff, Manheim, 1969; Brewer, Spensep, 1969; Hartman, 1969; Hackett e.a.,1973; Батурин, 1971). Почти все авторы приходят к единому мнению, что современный процесс осаждения рудного вещества из рассола приурочен к пограничной зоне между верхним слоем рассолов и морской водой. При смешении рассолов с морской водой металлы, и прежде всего железо, находящиеся в рассоле в низшей форме валентности, окисляются и выпадают из раствора в виде гелей (Hartman,1969). Образование гётитовой фации начинается с осаждения аморфной гидроокиси железа (лимонит) на поверхности раздела между рассолами с температурами 44 и 56°С (Bishoff, Manheim,1969; Brewer, Spenser, 1969). Коллоидальный лимонит, осаждаясь сквозь рассол с температурой 56°С, опускается на дно, где медленно гидратирует до гётита. Дальнейшая гидратация приводит к преобразованию гётита в гематит (Hackett, Bischoff, 1973).

При истечении рассолов из впадины Атлантис II во впадину Дискавери содержание железа в 1 кг рассола падает от 56 до 0,22, цинка – от 2,5 до 1,0 и меди от 0,8 до < 0,014 мг; содержание марганца изменяется незначительно: от 72 до 53 мг, а содержание свинца остается постоянным в пределах 0,5 мг. Следовательно, основное осаждение металлов происходит в пределах самой впадины Атлантис II, т.е. на месте выхода горячих рассолов. Цинк и медь самостоятельных минералов в настоящее время не образуют, они входят в виде примеси в состав осадков других минералов, что, видимо, обусловлено поверхностной адсорбцией этих компонентов железистыми гелями. Так, в магнетитовой фации (при среднем содержании $Fe_2O_3 + FeO$ 84,55 вес. %) концентрация цинка равна 0,02%, меди 0,05 вес. % (Hackett, Bischoff, 1973).

Проведенные нами расчеты, в которых использованы данные Д.Хакетта и Дж. Бишоффа (Hackett, Bischoff, 1973), Дж.Бишоффа и Ф.Мангейма (1974), показывают, что в среднем гидротермы впадины Атлантис II выносят в сутки около 850 кг цинка, меди и свинца. Если допустить постоянство дебита гидротерм и суммарной концентрации этих металлов (4,56 мг/л), то для их транспортировки нужно около $2 \cdot 10^8$ рассола в сутки. Отсюда за 13 000 лет (со времени предполагаемого начала формирования отложений) было вынесено примерно 2,5 км^3 металлоносного рассола. Это максимально возможная цифра, так как, по мнению некоторых исследователей, состав исходных гидротерм должен соответствовать не рассолам, которые заполняют впадину, а рассолам, которые пропитывают толщу рудных осадков, т.е. поровым рассолам (Батурин, 1971). Если принять эту точку зрения, то общий объем рудоносного рассола сократится до 0,02 км^3. Такого количества рассола не хватит даже для заполнения части объема впадины Атлантис II, в которой в настоящее время рудоносные осадки вместе с поровым рассолом занимают объем около 0,84 км^3 (Hackett, Bischoff, 1973). Приведенные цифры показывают, что для формирования Fe-Zn-Cu-рудного месторождения с общими запасами руды свыше 50 млн. т потребовалось всего 13 000 лет и объем рудоносного рассола не более 2,5 км^3; процесс рудообразования продолжается и в настоящее время.

Современные процессы рудоотложения должны отличаться от тех, которые проходили в первоначальный этап формирования рудных осадков. Рудоотложение началось с формирования главной сульфидной зоны, которая со временем осложнилась чередующимися прослоями гидроокисей, окисей силикатов (железистый монтмориллонит) и карбонатов (Hackett, Bischoff, 1973). Судя по минералогическому составу и последовательности отложения руд, гидротермы рифтовой зоны Красного моря за время их существования претерпели значительную дифференциацию. Больше всего, по-видимому, этот процесс отразился на содержании металлов и составе газовой фазы. По аналогии с составом вулканических газов, выделяемых современными базальтовыми лавами, глубинные рассолы в начальный этап своего существования были обогащены хлористым водородом, водородом и частично сероводородом; роль двуокиси углерода и других газов в общем балансе газовой фазы была незначительной. Парциальным давлением хлористого водорода (в силу его высокой растворимости и диссоциации) по сравнению с парциальным давлением сероводорода и других газов можно пренебречь и считать хлоридность растворов величиной постоянной. Выше отмечалось, что роль иона CO_3^{2-} (даже при очень высоком P_{CO_2} и в отсутствие сероводорода) в образовании комплексов металлов в растворе с высокой хлоридностью ограничена. Следовательно, в основном только концентрация сероводорода в растворе при том или ином значении pH и температуре, учитывая постоянность хлоридности раствора, будет определять отношение форм комплексных ионов и концентрацию металлов в растворе.

По мнению некоторых исследователей (Helgeson, 1969; Бишофф, Мангейм, 1974), перенос металлов в виде комплексов с HS^- в рассолах с температурой 56°С вряд ли возможен, так как при этом должны были присутствовать значительные количества сероводорода. В то же время они допускают, что хлоридные рассолы при высоких температурах на глубине достигали равновесия с суль-

Таблица 20

Равновесная величина активности $a_{S^{2-}}$ сульфид-иона с хлоридными комплексами металлов при $\Sigma m_{NaCl} = 3{,}0$, pH = 5 и различной температуре

№ уравнения	Реакция	T, °C	lgK*	$lg\Sigma m_{Me}$	$lg\, a_{комплекса}$	$lg a_{S^{2-}}$	$lg\Sigma m_S$
(56)	$PbCl_4^{2-} + S^{2-} =$	50	25,08	-5,54	-5,69	-18,31	-8,65
	$= PbS + 4Cl^-$	100	21,91	-5,54	-5,71	-15,24	-7,04
		200	17,16	-5,54	-5,81	-10,83	-4,53
		300	13,01	-5,54	-6,10	-7,71	-2,29
(57)	$ZnCl_4^{2-} + S^{2-} =$	50	23,55	-3,34	-3,49	-18,98	-9,32
	$= ZnS + 4Cl^-$	100	20,34	-3,34	-3,51	-15,87	-7,67
		200	14,81	-3,34	-3,61	-10,68	-4,38
		300	9,87	-3,34	-3,90	-6,77	-1,35
(58)	$CuCl_3^{2-} + S^{2-} =$	50	25,96	-4,82	-5,65	-19,50	-9,84
	$= CuS + 3Cl^-$	100	22,35	-4,82	-5,73	-15,90	-7,70
		200	16,67	-4,82	-6,03	-10,25	-3,95
		300	11,70	-4,82	-6,73	-5,57	-0,15
(59)	$2CuCl_3^{2-} + S^{2-} =$	50	34,69	-4,82	-5,65	-21,77	-12,11
	$= Cu_2S + 6Cl^-$	100	28,59	-4,82	-5,73	-15,69	-7,49
		200	18,74	-4,82	-6,03	-5,90	+0,40
		300	9,72	-4,82	-6,73	+2,54	+7,96

* Расчет равновесия сделан по данным Г. Хелгесона (Helgeson, 1969) и Р.П. Рафальского (1973).

фидными минералами. В этом случае растворенные в них металлы должны были присутствовать в форме хлоридных комплексов. При охлаждении таких рассолов из хлоридных комплексов непрерывно высвобождались ионы металлов, что могло приводить к пересыщению рассолов сульфидами.

Исходя из сказанного и учитывая факт отсутствия процессов современного сульфидного минералообразования, вполне можно допустить и другое предположение. Понижение температуры гидротерм происходило до их выхода на поверхность морского дна. Перенос металлов в виде хлоридных комплексов, равновесных с сульфидами, даже при высокой температуре возможен при весьма ограниченной величине P_{H_2S}. Поэтому, исходя из пропорциональности P_{H_2S} и P_{CO_2}, можно допустить, что общее давление газовой фазы в гидротермах было небольшим. Следовательно, в условиях высокого гидростатического давления и относительно низкой температуры растворы спокойно изливались на морское дно. Исходные гидротермы только в начальный период были обогащены сероводородом, количество которого не превышало некоторой критической величины, необходимой для переноса металлов в виде хлоридных комплексов, а при низком окислительном потенциале – и гидросульфидных комплексов некоторых металлов. Именно дефицитом сероводорода можно объяснить тот факт, что среди сульфидных отложений преобладают сульфиды цинка.

Как видно из имеющихся данных (табл. 20 и рис. 16), до температуры 100–150°С стойкость хлоридных комплексов цинка по сравнению с другими металлами (исключая свинец) с падением температуры находится в большей зависимости от концентрации сульфид-иона в растворе. Этим можно воспользоваться для оценки верхнего предела Σm_S в рассолах при заданных pH и температуре. Так, при pH = 5 и температуре 300°С равновесная величина Σm_S, исключающая образование сульфидов цинка, составит 0,05, что соответствует парциальному давлению P_{H_2S}, несколько меньшему одной атмосферы.

*Хлоридный комплекс свинца еще менее стоек, чем цинк. Но судя по отсут*ствию свинца в сульфидных рудах, можно допустить, что в начальный период

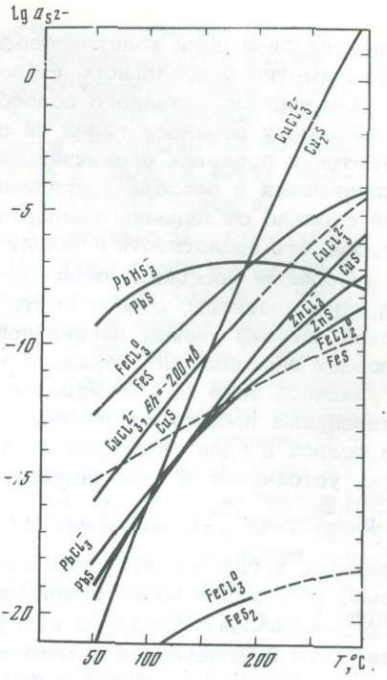


Рис. 16. Равновесная активность сульфид-иона $a_{S^{2-}}$ с хлоридными комплексами металлов при различных температурах T при концентрации $m_{NaCl} = 3,0$

Активность металлов при различных температурах рассчитана по их концентрации в рассолах впадины Атлантис II: $\Sigma m_{Pb} \cdot 10^{-5,54}$; $\Sigma m_{Zn} \cdot 10^{-3,34}$; $\Sigma m_{Cu} \cdot 10^{-4,82}$ и $\Sigma m_{Fe} \cdot 10^{-2,9}$

гидротермы были практически лишены свинца и он появился на более позднем этапе их дифференциации – при концентрации сероводорода в гидротермах, исключающей его осаждение в виде сульфида. Возможно и другое предположение. Между термодинамической устойчивостью и кинетической лабильностью (т.е. быстротой реакции) отсутствует какое-либо соответствие (Коттон, Уилкинсон, 1969). Поэтому не исключено, что по мере уменьшения концентрации сульфид-иона в растворе за счет образования сульфидов других металлов образования сульфида свинца не происходит и последний в виде хлоридного комплекса выносится с гидротермами. Видимо, этими причинами (а не только малой концентрацией свинца в начальных порциях гидротерм) можно объяснить его отсутствие в рудных отложениях впадины Атлантис II. Поэтому вполне вероятно, что отсутствие минералов свинца в сульфидных рудах говорит не о стадийности его поступления с гидротермами, а скорее о бедности гидротерм (связанных с основным вулканизмом) сероводородом. Это подтверждается и незначительной мощностью отложений сульфидных руд других металлов и сингенетичностью отложения сульфидных и окисных руд.

Процесс образования сульфидов осуществлялся в ходе температурной (в основном до 100°С, см. рис. 16) и частично газовой дифференциации гидротерм до их истечения на морское дно[1]. При температуре 300°С (и вычисленной величине $\Sigma m_S = 0,05$) в растворе с заданной концентрацией металлов, аналогичной гидротермам Красного моря, преобладали хлоридные комплексы цинка ($ZnCl_4^{2-}$), гидросульфидные комплексы свинца ($Pb(HS)_3^-$) и хлоридные комплексы одновалентной меди, так как равенство активностей $CuCl_3^-$ и $CuCl_3^{2-}$ возможно при высоком положительном значении Eh. Не исключено, что в условиях низкого окислительного потенциала железо могло находиться в виде не только гидросульфидного комплекса, но и хлоридного. По мнению Г.Хелгесона (Helgeson, 1969), хлоридные комплексы двухвалентного железа весьма устойчивы при температуре примерно до 300°С. По мере охлаждения гидротерм в ходе их миграции к поверхности гидросульфидные комплексы свинца замещались хлоридными без осаждения сульфидов. Стойкость хлоридных комплексов цинка падала, что приводило к образованию сульфидов. При температуре 150–100°С становились нестойкими хлоридные комплексы меди и железа. В этом температурном интервале и происходило массовое осаждение металлов из раствора (см. рис. 16). Охлажденные рассолы, практически лишенные сероводорода (со взвешенными частичками сульфидов металлов в виде золей), разгружались на

---

[1] Кислотность гидротерм если и изменяется, то в очень небольших пределах, что определяется буферностью рассола и незначительным содержанием в нем газов.

дне впадины; золи коагулировали и выпадали в осадок, образуя рудное тело без заметного зонального строения.

Отсутствие активного водообмена в глубоководной впадине препятствует свободному переносу гелей за пределы впадины, и рудные осадки концентрируются в пределах ограниченной площади на дне солевого бассейна. Стойкость оставшихся в рассоле хлоридных комплексов металлов в дальнейшем зависит не столько от падения температуры, сколько от изменения хлоридности раствора, его кислотности и окислительно-восстановительного потенциала.

Солевые бассейны, образующиеся в глубоководных впадинах, напоминают буферные растворы, стабильность среды которых беспрерывно поддерживается за счет притока свежих порций придонных гидротермальных растворов. В этих условиях диссоциация хлоридных комплексов металлов ограничена. Только в пограничной зоне между верхним слоем рассола и морской водой происходит интенсивный процесс разрушения комплексов металлов. Часть металлов выпадает в осадок в виде гидроокисей, а часть перегруппировывается в новые комплексы, устойчивые в зоне повышенного окислительного потенциала ($FeCl_2^0$–$FeCl_3^-$, $CuCl_3^{2-}$–$CuCl_3^{2-}$ и др.). Поэтому вполне естественно, что в начале разгрузки гидротерм, когда процесс смешения их с морской водой, обогащенной кислородом, происходил более интенсивно (солевой бассейн с буферной средой еще не сформировался), наряду с сульфидами осаждались гидроокиси железа и марганца, что и отмечается в колонках рудоносных осадков, полученных пробоотборником во впадине Атлантис II (Hackett, Bischoff, 1973; Бишоф, Мангейм, 1974). По мере заполнения впадины рассолы переливались через край и растекались в стороны, заполняя соседние впадины (Дискавери, Чейн) и понижения морского дна. Вследствие более интенсивного разбавления и ощелачивания рассолов происходило дальнейшее разрушение комплексов и осаждение металлов. В отличие от железа для осаждения марганца нужна более окислительная обстановка, поэтому марганец продолжал свободно мигрировать и лишь частично осаждался совместно с железом.

Геохимия марганца в рассматриваемом процессе наиболее сложная. Прежде всего не совсем ясна форма его переноса в гидротермах – в виде сульфидных или хлоридных комплексов (по аналогии с железом) или в виде иона Mn^{2+}. Ясно одно, что в рудых отложениях сульфидные минералы марганца не обнаружены. Это говорит об устойчивости двухвалентного марганца в условиях значительного перепада температуры и окислительно-восстановительного потенциала. В современных гидротермах Mn^{2+} должен преобладать над всеми ионами возможных гидроксокомплексов. Как отмечает Дж.Батлер (1973), в щелочных растворах с низкой окислительной способностью марганец существует главным образом как твердая фаза $Mn(OH)_2$ с небольшим количеством Mn^{2+}, $Mn(OH)^+$, $Mn(OH)_2^0$ и $Mn(OH)_3^-$ в растворе. Гидроокись марганца $Mn(OH)_3$ (тверд) может быть гидратированной формой минерала манганита ($Mn_2O_3 \cdot H_2O$), но она метастабильна и диспропорционирует на MnO_2 и $Mn(OH)_2$. Таким образом, в щелочных растворах с низкой окислительной способностью преобладает твердый $Mn(OH)_2$, а в кислых – Mn^{2+}. Это лишний раз подтверждает высказанное выше предположение, что исходные рудоносные растворы должны иметь высокую концентрацию водородных ионов. В растворах с умеренной окислительной способностью при всех значениях pH преобладает MnO_2 (тверд). Отсюда следует, что осаждение марганца начинается только тогда, когда рассолы полностью заполнят впадину и начнут растекаться по морскому дну, разбавляясь морской водой, но и в этих условиях осаждение марганца ограниченно. Поэтому он обычно осаждается на некотором удалении от основных отложений железных руд: в последних отмечаются лишь незначительные прослои манганитовых руд. При $^a Mn^{2+} = 10^{-3,5}$ г-ион/л, рассчитанной для рассолов Красного моря, даже в относительно щелочных условиях (при pH = 8,15) образование Mn_2O_3 возможно при $Eh > 220$ мВ, а MnO_2 – при $Eh > 380$ мВ.

В условиях высокого окислительного потенциала среды и высокого P_{O_2} осаждение минералов марганца возможно и при более низком значении pH. Такая

обстановка вполне реальна даже на больших океанических глубинах. По данным О.Шишкиной и др. (1972), в прилегающей к континентальному склону Чили и Перу глубоководной части океана распространены красные глины и глинистые илы с примесью карбонатного материала, содержащие десятые доли процента органического углерода. *Eh* осадков колеблется от +470 мВ до +530 мВ; *pH = 7,5; содержание кислорода в придонной воде до 3 мл/л.* В таких условиях осаждение марганца возможно даже при $a_{Mn^{2+}} = 10^{-5,4}$ г-ион/л.

В верхних горизонтах рудных отложений впадины Атлантис II отмечаются карбонаты марганца и железа – манганосидерит. Их образование в рассоле с температурой 56° и pH = 5–6 при современной концентрации CO_2 в рассоле вряд ли возможно. Однако не исключено, что в начальный период рассолы содержали значительно больше углекислоты. По мнению Дж.Бишоффа и Ф.Мангейма (1974), образование манганосидерита могло происходить при замещении погружающегося известковистого обломочного материала в начальный период истечения рассолов, содержащих значительно больше железа и марганца. В то же время в области контакта рассола с морской водой (при температуре 25°С и pH = 8,15) даже при современной активности ионов марганца, железа и карбонат-иона вполне возможен процесс образования манганосидерита, но в очень ограниченном количестве. Это обусловлено тем, что по мере достижения рассолами щелочности, идентичной с морской водой, одновременно происходит и процесс разбавления, снижающий в рассоле концентрацию минералообразующих ионов.

Марганцевые руды могут отлагаться и совместно с рудами железа в том случае, если рассолы локализуются в пределах самой впадины на месте выхода рудных гидротерм. С прекращением или ослаблением гидротермальной деятельности в процессе медленного окисления и ощелачивания рассолов железо значительно быстрее окислится и выпадет в осадок, в то время как марганец еще долгое время будет находиться в растворе, что и приводит к послойному разделению осадков железа и марганца. В зависимости от исходной концентрации этих элементов первоначально возможно и их совместное осаждение. Со временем отношение Fe/Mn в осадках будет уменьшаться. В заключительную стадию процесса рудоотложения образуются чистые марганцевые руды, практически лишенные примеси железа. Не исключено также и полное разделение осадков. Обычно такие месторождения локализуются на небольших площадях, а "отдаленное" рудообразование ограничено площадью, занимаемой впадиной с рассолами. Примером этому может служить железо-марганцево-баритовое месторождение рифта Афар в Эфиопии (Bonatti e.a.,1972), занимающее площадь в несколько квадратных километров.

Рассмотрим другой пример образования вулканогенно-осадочных руд. Гидротермы разгружаются на небольшой глубине в условиях полузамкнутых морских бассейнов при относительно свободном водообмене и высоком окислительном потенциале. В такой обстановке формируются вулканогенно-осадочные (стратиформные) руды типа Куроко (северо-восточная Япония). Форма залегания и текстура руд колчеданно-полиметаллических месторождений показывает, что эти рудные отложения, непосредственно связанные с проявлением подводного вулканизма, первоначально образовались на морском дне в виде неуплотненных осадков, т.е. по аналогии с отложениями рифтовой зоны Красного моря они осаждались из морской воды в виде коллоидного осадка (Вулканизм и рудообразование, 1973; Ohmoto e.a., 1970; Ohmoto, 1972, 1973).

Как отмечалось выше, в условиях небольших глубин (примерно 200 м) гидротермы с температурой 220–300°С не могут достичь морского дна в жидком состоянии, а будут вскипать на некоторой глубине ниже морского дна (Ridge, 1973). В этом случае резкое падение давления приведет к выпадению основной рудной нагрузки из гидротерм до их выхода на морское дно. Такие руды действительно нередко имеют место. Следовательно, образование значительных рудных месторождений выше морского дна в этом случае исключено; обстановка разгрузки гидротерм будет приближаться к обстановке наземных условий. Поэтому для гидротермальных рудных растворов, образующих

месторождения типа Куроко, можно наметить пределы их температуры (не выше 200–230°С) и батиметрическую глубину излияния на морское дно (в пределах 200–250 м), которые соответствуют гидростатическому давлению в 20–25 атм.

Для месторождения типа Куроко характерна тесная пространственная и временная связь с подводными экструзивными куполами. Глубина положения куполов на морском дне определяет и глубину разгрузки гидротерм, которые кроме стратиформных руд формируют также жильные (штокверки в теле куполов) и метасоматические руды, часто тесно ассоциированные с продуктами эксплозивной деятельности, в частности с прикупольными брекчиями (Вулканизм и рудообразование, 1973). Одноактность рудного процесса устанавливается не только по идентичности состава всех этих руд, но и по отсутствию в рудных отложениях разделяющих их слоев вулканогенного или другого материала. Иными словами, они образуют единый стратиграфический рудный "горизонт".

В отличие от глубоководных отложений рифтовой зоны Красного моря руды Куроко представлены сульфидами. Окисные руды (кварц–гематитовые слои) развиты ограниченно; их образованием завершается общий цикл рудоотложения и гидротермальной деятельности. И, хотя последовательность рудных зон (сначала сульфидные, а потом окисные руды) в обоих типах месторождений совпадает, в рудах Куроко преобладают сульфиды, включая сульфиды свинца и серебра. Кроме того, рудная зональность отмечается и в самих сульфидных рудах, что можно объяснить прежде всего различиями в разгрузке гидротерм и форме переноса металлов. Анализ материалов показывает, что гидротермы не изливались спокойно на морское дно, как в глубоководных рифтовых зонах, а вскипали непосредственно на месте разгрузки. Интенсивность вскипания, или дегазации, зависела как от общего давления внутри гидротермальной системы, так и от батиметрической отметки глубины разгрузки гидротерм.

Судя по тому, что в рудных отложениях преобладают сульфиды, а образование руд Куроко происходило при температуре 80–250°С (более достоверным является интервал 150–250°С) и высоком парциальном давлении серы (Кадзивара, 1973), можно предположить, что металлы переносились в форме сульфидных комплексов слабокислыми или нейтральными гидротермами. Тесную ассоциацию сульфидных и гипс–ангидритовых руд в отложениях можно объяснить высоким содержанием сероводорода в гидротермах и спецификой их разгрузки в условиях свободного водообмена и относительно высокого парциального давления кислорода.

В своей основной массе гипсовые руды залегают в нижней части разреза месторождений Куроко. Не исключено, что частичная дегазация (но не вскипание) происходила на некоторой глубине от поверхности, что могло привести к выделению в составе газовой фазы наряду с другими легколетучими газами большого количества сероводорода. Даже если исключить серу и кальций морской воды, то сульфат-иона (образовавшегося при окислении сероводорода) и кальция гидротерм вполне достаточно для образования мощных отложений сульфатных руд. Не исключено, что образование ангидрита по времени совпало с еще незавершенной газово–эксплозивной стадией активности экструзивных куполов, т.е. оно произошло до начала активной гидротермальной деятельности, так как вмещающими породами гипсовых руд являются не только вулканические брекчии, но и туфобрекчии, слоистые тонкозернистые туфы и аргиллиты. В то же время в большинстве случаев отмечается, что почти все гипсовые месторождения Куроко ассоциируют с мелкими телами интенсивно силицифицированных пород. Значительная часть гипсовых руд представляет собой гипсоносные осадочные породы с достаточно четкой слоистостью, среди которых отмечаются вкрапленные сульфиды (Мацукума, Хорикоси, 1973).

Среди рудных осадков Красного моря также отмечаются прослои сульфатов, но весьма маломощные, и их отложение приурочено к более верхним разрезам рудных отложений. Источником серы сульфатов считают сульфат-ион морской воды, а кальция – рассолы (Бишофф, Мангейм, 1974).

Оценить возможные условия переноса металлов и их отложения в бассейнах типа Куроко можно на примере рассмотренных выше реакций (см. табл. 18).

Вскипание или дегазация гидротерм неизбежно должны привести не только к уменьшению содержания Σm_S в растворе, но и к резкому ощелачиванию самих гидротерм без заметного изменения концентрации в них металлов. Кроме того, вскипание приводит и к охлаждению гидротерм. Но, несмотря на уменьшение в гидротермах сероводорода, стойкость комплексов металлов с HS^- не должна существенно изменяться. Так, для сохранения в растворе $a_{Pb(HS)_3^-} = 10^{-4,5}$ г-ион/л (см. табл. 18) при изменении pH от 5 до 7 (без изменения первоначальной температуры) при 200°С достаточно Σm_S, составляющей 6% от первоначальной концентрации в растворе. Даже при падении температуры от 200 до 25°С при том же изменении pH достаточно Σm_S, составляющей 40% от первоначального содержания в растворе. Весь этот избыток серы, по-видимому, и пошел на образование гипс-ангидритовых руд Куроко.

Дегазация гидротерм должна привести не только к частичному ощелачиванию самих гидротерм, но и к нейтрализации морской воды в зоне вскипания и совместного контакта. Одновременный процесс ощелачивания кислых гидротерм и нейтрализации морской воды (в пределах pH = 6–7)[1] исключает быстрое осаждение сульфидов в осадок при понижении температуры и даже при значительной потере гидротермами сероводорода. Тем самым создаются благоприятные условия для переноса металлов в растворенном состоянии как самими гидротермами, изливающимися на морское дно, так и морской водой. Отсюда, как и в случае глубинных рассолов, в локальных западинах могут образовываться бассейны с рассолами, способными сравнительно продолжительное время удерживать металлы в растворенном состоянии преимущественно в виде гидросульфидных комплексов. Понижение температуры, разбавление рассолов морской водой и окисление серы неизбежно должно привести к селективному выпадению металлов из раствора и к образованию стратиформных колчеданно-полиметаллических руд. В рассматриваемой обстановке из раствора выпадают не только сульфиды железа, цинка и меди, но и свинца, серебра и других металлов, так как условия их осаждения отличаются от рифтовых зон, а миграция в виде хлоридных комплексов практически исключена.

Как видно из графика (рис. 17), осаждение металлов из гидротерм произойдет тем быстрее, чем ниже была их кислотность. При исходной величине значения pH = 6 достаточно лишь незначительного ощелачивания гидротерм, чтобы сульфиды металлов выпадали в осадок. Эти условия могут создаваться почти во всем температурном интервале с тем различием, что стойкость комплексов, например свинца, резко падает с понижением температуры, а стойкость комплексов цинка изменяется незначительно при фиксированном значении Σm_S в растворе. Но в любых случаях максимальное осаждение сульфидов должно происходить до температуры 100°С. Это предположение подтверждается и данными исследователей по месторождениям Куроко (Кадзивара, 1973).

На стратиформных месторождениях, связанных с экструзивными куполами, руды локализованы в пределах ограниченной площади разгрузки гидротерм; их осаждение происходило в сравнительно короткий отрезок времени. Процесс образования рудных частиц, возможно, начался при наложении таких факторов, как вскипание и дегазация гидротерм непосредственно на месте их разгрузки на морском дне, и при понижении температуры с одновременным ощелачиванием. Гидротермальный металлоносный раствор имел, вероятнее всего, почти нейтральную реакцию (pH = 6–7), так как эта величина pH наиболее благоприятна для переноса максимально возможного количества металлов в виде гидросульфидных комплексов при минимальной концентрации в растворе сероводорода (см. табл. 18). При такой же или несколько большей величине pH происходило и осаждение рудных элементов. Нейтрализация более кислых терм оказалась бы растянутой во времени. В условиях сравнительно свободного во-

---

[1] См. подраздел "Газо-гидротермы активных подводных вулканов" в разделе "Газо-гидротермы областей подводного вулканизма".

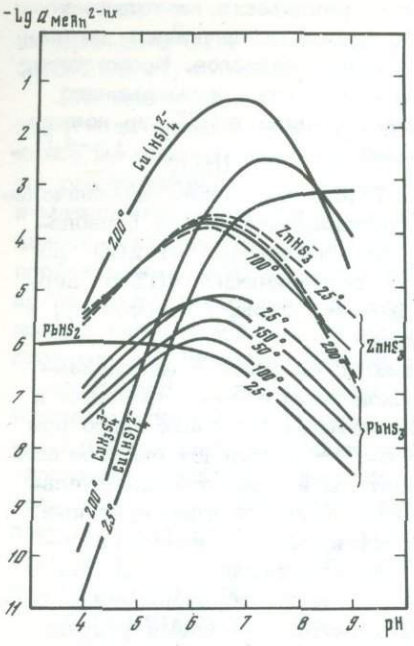


Рис. 17. Активность гидросульфидных комплексов металлов $a_{MeA_n}^{2-nx}$ при различных температуре и кислотности раствора (pH) и постоянных $m_{NaCl} = 3{,}0$ и $\Sigma m_S = 1{,}0$

Кривые активности комплекса $ZnHS_3^-$ для температур 50 и 150°С лежат между кривыми для температур 25 и 100°С

дообмена это могло привести к миграции металлов и к осаждению разубоженных руд на бо́льшей площади. Следовательно, наиболее благоприятной средой для переноса металлов в форме сульфидных комплексов и их отложения в виде сульфидов является среда с pH = 6–7, т.е. практически нейтральная. *Как отмечалось выше, для переноса металлов* в форме хлоридных комплексов и отложения в виде сульфидов кислотность среды должна оцениваться величиной pH ⩽ 5,0. При том же значении pH должен происходить и основной процесс осаждения сульфидных минералов; окисные минералы осаждаются при pH > 7,0.

Сопоставление кислотности гидротерм и среды их разгрузки показывает, что величина pH исходного рудного раствора, разгружающегося в морских условиях, является одним из решающих факторов в процессе как переноса металлов, так и осаждения руд. Чем кислее начальные гидротермы, тем при более высоком значении pH происходит основной процесс минералообразования.

Нужно отметить еще одну немаловажную деталь. В рудных отложениях типа Куроко практически отсутствуют окисные руды железа. Это может говорить о том, что или при вскипании гидротерм происходит перегруппировка комплексов и железо в форме хлоридных комплексов частично мигрирует или (и это, по-видимому, вернее) гидротермы андезитовых островных дуг в отличие от гидротерм базальтовых рифтовых зон содержат мало железа, которое почти полностью и осаждается в виде колчеданных руд. Иными словами, наблюдается своеобразная геохимическая специализация гидротерм: отложения окисных железо-марганцевых руд с небольшим количеством сульфидных руд железа, цинка и меди связаны с базальтовым вулканизмом эвгеосинклиналей, а отложения колчеданно-полиметаллических руд – с андезитовым вулканизмом островных дуг.

В субаэральной обстановке гидротермы вскипают на некоторой глубине от поверхности, где и происходит их основная рудная разгрузка. Интенсивная дегазация, которая в меньшей степени ограничивается величиной литостатического давления в условиях открытых трещин (по сравнению с гидростатическим давлением в морской воде), приводит к потере гидротермами сероводорода и углекислоты, а соответственно и к их ощелачиванию. В щелочной среде, даже при относительно небольшой величине P_{H_2S}, концентрация сульфид-иона высокая. Создаются благоприятные условия для переноса остаточных металлов, в частности таких, как ртуть, мышьяк, сурьма, в форме сульфидных комплексов вида MeS_2^{2-} или других. При разгрузке на земной поверхности в обстановке высокого значения *Eh* сера окисляется и гидротермы из нейтральных или слабощелочных переходят в кислые. Сульфидные комплексы разрушаются, и металлы выпадают в осадок в виде сульфидов, но уже из кислых растворов. Аналогичный процесс образования сульфидных комплексов, казалось бы, возможен и в подводной обстановке. Но в щелочных условиях морской сре-

ды такой процесс должен привести не к осаждению металлов и образованию рудных скоплений ртути, мышьяка, сурьмы, а к их рассеянию. По-видимому, поэтому среди колчеданно-полиметаллических месторождений, сформированных в подводных условиях, отсутствуют сульфиды названных металлов.

Вопрос о кислотности-щелочности металлоносных гидротерм, проявляющихся в субмаринных условиях, до настоящего времени очень спорный. Однако рассмотренный материал показывает, что в современных глубинных гидротермах, независимо от того, в каких условиях они проявляются (в морских или наземных), величина pH не должна более чем на единицу отличаться от pH, соответствующей нейтральной среде при той же температуре. Изменение кислотности гидротерм в процессе дифференциации определяется условиями разгрузки: чем меньше глубина разгрузки гидротерм в субмаринных условиях (т.е. чем интенсивнее процесс их дегазации), тем более щелочной характер они принимают. В субаэральной обстановке смена кислых глубинных гидротерм нейтральными или щелочными происходит в зонах вскипания, а вернее дегазации, глубина которых определяется величиной общего давления в гидротермальной системе и в меньшей степени зависит от величины литостатического давления. Вскипание гидротерм возможно на глубине как в десятки и сотни метров, так и в первые километры от земной поверхности.

Установление возможных пределов изменения кислотности природных гидротерм в процессе их эволюции в различных условиях разгрузки позволяет в первом приближении ответить и на вопрос о форме переноса металлов этими гидротермами. Выше отмечалось, что стойкость хлоридных комплексов определяется хлоридностью гидротерм и концентрацией в них водородных ионов. Наиболее богаты галогенными газами основные и кислые лавы, но в то же время они более бедны серосодержащими газами. Следовательно, в гидротермах, сопровождающих основной и кислый вулканизм, должны преобладать хлоридные комплексы металлов. Присутствие гидросульфидных, а тем более сульфидных комплексов в таких гидротермах возможно только при очень высоком содержании в них сероводорода, а это почти исключено в силу газовой специализации лав основного и кислого состава (Борисов, Борисова, 1974). Андезитовые лавы богаты серосодержащими газами, что подтверждается не только газовой специализацией лав. Практически все месторождения вулканогенных серных руд мира приурочены к зонам проявления андезитового вулканизма островных дуг (Вулканические серные месторождения, 1971). Поэтому в гидротермах, связанных с андезитовым вулканизмом, должны преобладать гидросульфидные комплексы металлов.

В то же время не исключено, как было показано выше, существование в гидротермах различных форм комплексов одного и того же металла или перегруппировка их в ходе дифференциации гидротерм. Поэтому не всегда можно однозначно ответить на вопрос: какие комплексы преобладают в гидротермах – хлоридные или гидросульфидные? Ясно лишь одно, что в любом случае для осаждения металлов в виде сульфидов, а тем более для формирования сульфидных месторождений любые исходные гидротермы должны содержать значительное количество сероводорода, и чем выше их хлоридность и ниже кислотность, тем больше должна быть в гидротермах величина парциального давления сероводорода.

Поэтому, говоря о возможных формах переноса металлов, необходимо учитывать весь сложный комплекс геолого-геохимических и гидродинамических условий среды переноса и отложения металлов. Не исключено, что именно изменение форм переноса металлов гидротермами в процессе их дифференциации (прежде всего потеря газовой фазы) и приводит к стадийному процессу рудоотложения, наблюдаемому в виде своеобразной вертикальной, а часто и горизонтальной зональности на многих вулканогенно-осадочных месторождениях, связанных с подводной газо-гидротермальной деятельностью.

Возможно ли отдаленное вулканогенно-осадочное рудообразование?

Этот вопрос обсуждался в работах многих ученых (Шатский, 1954, 1955; Страхов, 1963; Дзоценидзе, 1965; и др.). В принципе возможность такого процесса у большинства исследователей не вызывает сомнения. Спорным до настоящего времени является вопрос о расстоянии переноса рудных элементов, способных на месте отложения сформировать значительные по масштабам рудные залежи. Не вполне ясны еще критерии отличия осадочных образований от вулканогенно-осадочных.

Н.С. Шатский считает миграционные способности кремнезема, марганца и фосфора настолько значительными, что они могут переноситься на большие расстояния и отлагаться в условиях морского бассейна вдали от очагов вулканизма. Г.С. Дзоценидзе полагает, что вулканогенно-осадочными должны считаться не только месторождения, залегающие в вулканических комплексах, но и все месторождения, для которых доказывается вулканический источник вещества, обусловившего их образование (Дзоценидзе, 1965, с. 127). Н.М.Страхов, говоря о пространственной ограниченности вулканогенного рудного процесса, пишет: "Вулканогенное рудоотложение близко примыкало к действующим вулканическим очагам вообще и к выходам гидротерм, в частности, заканчиваясь обычно в радиусе немногих километров вокруг них и максимально в первых двух-трех десятках километров; исключением является кремнезем, накопления которого в виде яшм, по-видимому, происходили в значительно большем радиусе" (Страхов, 1963, с. 402).

Определение, данное Г.С. Дзоценидзе, нам кажется, ближе подходит к понятию "вулканогенно-осадочные руды". Именно источник рудного материала определяет осадочный или вулканогенно-осадочный генезис руд.

Возможность отложения вулканогенного рудного материала в удалении от выходов гидротерм определяется многими факторами, проявляющимися в подводной обстановке: глубиной и рельефом морского дна, наличием подводных течений и интенсивного водообмена, т.е. гидродинамическим режимом, физико-химическими условиями среды, а также химизмом, продолжительностью и интенсивностью выделения гидротерм (спокойное излияние без дегазации или вскипание) и, наконец, качественным и количественным составом рудной нагрузки и формой транспортировки металлов. Последнее обстоятельство имеет немаловажное значение. Так, если предположить, что металлы переносятся в виде хлоридных комплексов, находящихся в равновесии с сероводородом, то в условиях больших глубин при температуре ниже критической для сероводорода дегазация последнего исключена. А это значит, что в процессе ощелачивания растворов при их смешении с морской водой в условиях низкого окислительного потенциала и при неизменной суммарной концентрации серы в растворе концентрация сульфид-иона резко возрастет, что может привести не только к осаждению металлов в виде сульфидов, но и к полному или частичному переходу комплексов в сульфидные. Последние более стойки в условиях разбавления гидротерм морской водой, следовательно, их миграционная способность выше.

Аналогичный процесс смены форм переноса металлов возможен и в случае их первичного переноса в виде сульфидных комплексов. Дегазация гидротерм и потеря ими сероводорода приводит к разрушению комплексов и осаждению сульфидов. Если при этом сохраняется высокая хлоридность раствора, могут образовываться хлоридные комплексы. Таким образом, создаются благоприятные условия для переноса металлов гидротермами по дну моря на значительные расстояния, но уже в виде хлоридных комплексов. При этом неизбежен процесс постепенного осаждения металлов в зоне смешения рассола с морской водой. В зависимости от гидродинамического режима они выпадают на месте образования или переносятся уже в виде рудных частиц дальше. Подробно на этом остановимся ниже.

Весьма показательным примером отдаленного рудообразования является рудный горизонт в современных осадках Красного моря (включая впадины Атлантис II и Дискавери), который протягивается почти на 20 км (Hackett e.a., 1973). Максимальные мощности железных руд отмечаются на перешейке, отделяющем впадину Атлантис II (откуда изливаются рассолы) от впадины Дискавери, т.е. в зоне свободного разбавления и ощелачивания. В нескольких милях к юго-востоку от впадины Дискавери обнаружены осадки с прослоями гётита мощностью от 10 до 80 см. Каковы могут быть реальные размеры таких отдаленных вулканогенно-осадочных месторождений, сказать пока трудно. Скорость поступления рассола во впадине Атлантис II не уменьшается во времени, а наоборот, возрастает (Hackett e.a., 1973). Следовательно, если система проработает еще хотя бы 100000 лет, размер месторождения возрастет в несколько раз, а его краевые фации, учитывая рельеф дна, удалятся от центра излияния на десятки километров. Зона впадины Атлантис II не является исключением. Почти вдоль всей рифтовой зоны Красного моря, т.е. на протяжении нескольких сотен километров, получен ряд колонок донных проб с железорудными осадками, и предполагаются впадины с полиметаллическими рассолами, аналогичными рудным рассолам Красного моря.

В обстановке застойных донных вод перенос металлов может происходить лишь путем распространения по дну рудных рассолов. Металлы переносятся рассолами в виде различных комплексных соединений, элементарных ионов, а также в форме минеральных или коллоидных частиц, если скорость движения потока рудного рассола превышает скорость выпадения частиц из рассола на дно. Месторождения, сформировавшиеся в таких условиях, характеризуются своими особенностями. Сульфидные руды, обычно слагающие линзы, залегают в основании разреза рудного тела, что говорит о значительной насыщенности ранних гидротерм сероводородом, несмотря на то что перенос металлов может осуществляться в основном в виде хлоридных комплексов; выше сульфидных руд и на большей площади распространены окисные железные руды; марганцевые руды завершают разрез. При этом максимальные мощности верхних марганцевых отложений в отличие от руд железа сдвинуты к периферии, где они часто образуют мономинеральные фации (рис. 18). Можно считать установленным фактом, что месторождения подобного типа могут протягиваться от места выхода гидротерм на расстояния в пределах первых десятков километров, что подтверждается геологическими исследованиями как древних вулканогенно-осадочных руд (Караджальское железо-марганцевое месторождение - Страхов, 1963), так и современных (впадины Атлантис II и Дискавери).

При наличии подводных течений (и соответственно более интенсивного водообмена) возрастает скорость образования рудных частиц, что связано с резким изменением физико-химических условий в расширяющейся пограничной области смешения рудного рассола (раствора) с морской водой. Быстрое выпадение вещества из раствора способствует образованию коллоидной системы с аморфными частицами, лишь впоследствии приобретающими кристаллическое строение. Продолжительность периода существования аморфных частиц зависит от вида коллоидной системы. Кроме того, сильное влияние на скорость кристаллизации первоначально образовавшихся аморфных частиц оказывает температура: чем она выше, тем быстрее идет процесс кристаллизации золя. Образование коллоидных систем во многом определяется концентрацией реагирующих растворов. В результате химических реакций, приводящих к образованию плохо растворимых веществ, при малых концентрациях реагирующих компонентов получаются золи, а при бо́льших концентрациях - гели, способные легко пептизироваться, т.е. превращаться в золи (Воюцкий, 1964). Поэтому в высокоминерализованных растворах (рассолах) вполне возможно образование как золей (при быстром осаждении вещества из раствора), так и гелей. При смешивании концентрированных рассолов с морской водой, соленость которой в несколько раз меньше, а состав почти идентичен, не исключено образование стойких золей. При благоприятном гидродинамическом режиме золи, прежде

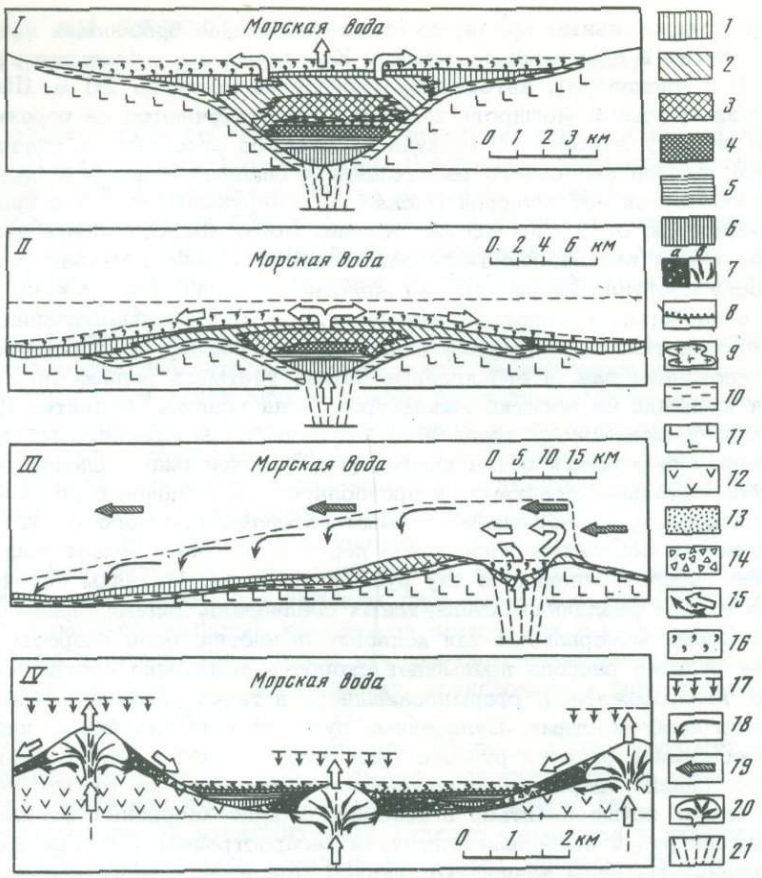


Рис. 18. Схема образования вулканогенно-осадочных месторождений в различных геолого-геохимических условиях

I, II – глубоководные впадины с застойным гидродинамическим режимом (тип Красного моря); III – глубоководное открытое море с активным гидродинамическим режимом – свободная циркуляция вод, наличие течений (тип срединно-океанического рифта); IV – полузакрытые бассейны со слабым гидродинамическим режимом, с относительно свободной циркуляцией воды (тип бассейнов Куроко).

1 – марганцевые руды (манганит, пиролюзит, тодорокит и др.); *2* – гётитовые и гидрогётитовые руды; *3* – гётитовые и магнетитовые руды с прослоями (в низах разреза) гематитовых руд; *4* – халькопирит-сфалеритовые или (в случае IV) сфалерит-галенитовые руды с золотом и серебром; *5* – пирит-халькопиритовые руды; *6* – колчеданные руды (пирит); *7* – массивные колчеданные (Fe, Cu, Zn) руды заполнения пор и цементации вулканической брекчии (*а*) или штокверковые и жильные полиметаллические руды с пиритом (*б*); *8* – кварц-гематитовые отложения; *9* – отложения гипса; *10* – пелагические осадки (известняки, глинистые и диатомовые илы и др.); *11* – океанические базальты; *12* – андезитовые лавы; *13* – отложения пирокластических подводных потоков; *14* – вулканическая брекчия (брекчия разрушения куполов и эксплозивная брекчия); *15* – направление движения рудоносных рассолов; *16* – рудоносный рассол; *17* – граница раздела "морская вода – рассол", зона минералообразования; *18* – пути движения рудных частиц; *19* – направление подводного течения; *20* – экструзивное тело (купол); *21* – рудоподводящие трещины

чем они коагулируют и выпадут в осадок, могут быть перенесены на значительные расстояния. Но это не значит, что перенос металлов возможен только в виде золей. Образующиеся при коагуляции гели также могут быть перенесены подводными течениями на значительные расстояния, так как скорость подводных течений значительно выше, чем скорость истечения рассолов.

В первом приближении можно рассчитать время удерживания коллоидной частицы в растворе, а следовательно, и ее миграционную способность. Для расчета скорости коагуляции воспользуемся уравнением Смолуховского (Воюцкий, 1964), описывающим кинетику процесса быстрой коагуляции:

$$\Sigma\nu = \frac{\nu_0}{1 + \frac{\tau}{\Theta}}, \qquad (60)$$

где $\Sigma\nu$ – конечная концентрация частиц, ν_0 – начальная концентрация частиц, τ – время коагуляции, Θ – время половинной коагуляции, за которое количество частиц в единице объема системы уменьшается вдвое.

При быстрой коагуляции величина Θ для каждой системы строго постоянная. Поэтому, зная величину Θ и начальную концентрацию частиц ν_0, легко вычислить конечную концентрацию частиц $\Sigma\nu$ для времени τ. Предположим, что в растворе содержится 10^{21} частиц $Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$ (удельный вес 2,7 г/см^3) объемом каждая 10^{-6} мкм^3, что соответствует концентрации железа в растворе около 10^{-2} моль/л, т.е. природной концентрации в рассолах. В растворе (при $\Theta = 0{,}2$) количество частиц уменьшится до 10^{12} примерно за 9 лет, а объем каждой частицы возрастет до 1,0 мкм^3.

Согласно данным А.В. Думанского (1948), в воде время оседания на глубину одного сантиметра минеральной частицы с удельным весом 2,7 г/см^3 и радиусом 1 мкм составляет 51,7 мин. Следовательно, если предположить, что в нашем примере величина частицы не превышала объема в 1,0 мкм^3, то за время, прошедшее с начала коагуляции, эта частица должна пройти расстояние по вертикали в процессе осаждения (при отсутствии течения), равное приблизительно 650 м. При скорости течения всего лишь 1 м/час она способна мигрировать от места образования на 65 км. При падении частицы с высоты 50 м и при скорости течения 1 м/час она пройдет расстояние $\approx$ 450 м; при скорости течения 100 м/час $\approx$ 45 км, а при скорости течения 1 км/час $\approx$ 450 км (рис. 19).

Мы рассмотрели коагуляцию малодисперсных золей. Но частицы различной величины агрегируются всегда скорее, чем частицы одинаковых размеров. Большие частицы играют роль как бы зародышей коагуляции, т.е. коагуляция имеет автокаталитический характер. Кроме того, разбавление гидрозолей не всегда способствует их устойчивости, а нередко может сопровождаться и коагуляцией. Иными словами, создаются возможности для значительно более быстрого укрупнения частиц, а следовательно, и их быстрого осаждения. Последнее способствует накоплению рудных осадков и препятствует рассеянию металлов в морской воде.

Приведенные расчеты показывают, что возможность миграции рудных элементов на значительные расстояния от источника гидротерм в виде комплексных соединений или в виде коллоидных частиц не вызывает сомнения. Но воздействие только фактора переноса не может привести к формированию крупных месторождений, скорее наоборот, оно приведет к рассеянию рудного вещества. Поэтому, рассматривая вопрос о возможном отдаленном вулканогенно-осадочном рудообразовании, нужно прежде всего учитывать фактор взаимодействия переноса и осаждения, а следовательно, и фактор среды, в которой происходят одновременно как процессы переноса, так и осаждения.

Возможность образования в рассматриваемых условиях отдаленных вулканогенно-осадочных месторождений подтверждается примерами современного

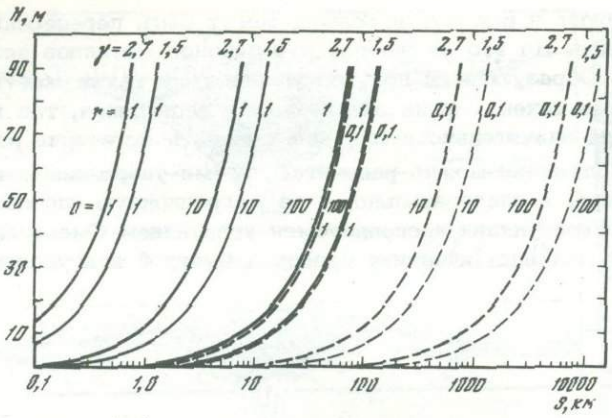


Рис. 19. Расстояние (S), проходимое частицами в воде, как функция удельного веса γ (г/см^3), радиуса частицы r (мкм), высоты падения H и скорости течения v (м/ч)

подводного рудообразования. Наиболее изученным районом, где можно реально проследить за современными процессами переноса и перераспределения рудного вещества на больших площадях океанического дна, является юго-восточная часть Тихого океана (Скорнякова, 1964; Bonatti, Joensuu, 1966; Bostrom, Peterson, 1966, 1969; и др.).

Рудные осадки образуют здесь полосу, параллельную оси Восточно-Тихоокеанского поднятия, и простираются в длину на 2 тыс. км и в ширину на 1 тыс. км, занимая площадь около 2 млн. км^2. Рудоносные отложения накапливались по крайней мере с раннего миоцена, а их мощности достигают 6–8 м; Eh рудных осадков составляет около +450 мВ. В отдельных колонках удалось обнаружить по несколько рудных горизонтов (Bostrom, Peterson, 1969; Лисицын, 1973). Но самое примечательное то, что рудоносное вещество в донных отложениях мягкое. И, хотя в составе железосодержащих минералов преобладают гётит и гидрогётит а аморфная гидроокись железа не превышает 10% (Лисицын, 1973), можно с уверенностью сказать, что основная масса железа переносилась в виде коллоидных частиц, а в процессе весьма медленного осаждения и последующей седиментации происходил переход аморфной гидроокиси в гётит. По данным различных исследователей, максимальное содержание железа в осадках этого типа составляет в пересчете на бескарбонатное вещество 2,26–38,3%, а содержание марганца достигает 7–9% (Bostrom, Peterson, 1969; Скорнякова, 1964; El Wakeel, Rilay, 1961). По данным К. Бострома (Bostrom, 1970), в юго-восточной части Тихого океана накопление железа идет со скоростью 94–410, а марганца 35–150 мг/см^2 за 1000 лет. Литогенная доля от общей суммы этих металлов оценивается всего в 0,65–2,8 мг/см^2 за 1000 лет (Страхов, 1974).

В осадках отмечены значительные количества Ca, B, V, Cr, As, в меньшей степени – Cu и Zn. Основная часть цинка и меди в воде присутствует в растворенном виде, а почти весь алюминий – в виде взвеси, железо – в форме взвеси с отношением взвесь/раствор, составляющим около 1,3, с колебаниями от 0,4 до 3–4. Марганца в растворе в 10 раз больше, чем во взвеси. Установлена корреляция между содержанием рудных компонентов и величиной теплового потока. По мере роста теплового потока с приближением к оси поднятия содержание железа и элементов его группы увеличивается (Bostrom, Peterson, 1966, 1969; Лисицын, 1973). В том же направлении резко снижается содержание в осадках Al, Ti, Th, Zr, Ga и других элементов-гидролизатов. Обычно по мере приближения к хребту растет содержание таких связанных с вулканизмом элементов, как As, Sb, Hg B и Br. В том же направлении обнаружены закономерные изменения в содержании не только

разных элементов, но и их изотопов, например таких элементов, как U, Pb, Sr, O и H.

При этом нужно отметить, что состав иловых вод, включая и содержание малых элементов, в общем постоянен. За исключением впадины Хесса, просачивание рудного вещества через толщу осадков снизу исключено. Таким образом, источником рудного вещества нужно считать, по-видимому, гидротермы рифтовой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия (Лисицын, 1973). Аналогичные рудные осадки обнаружены в пределах Срединно-Индоокеанского и в южной части Срединно-Атлантического хребтов.

Вероятность того, что рудные отложения Восточно-Тихоокеанского поднятия можно рассматривать по общей геологической обстановке как вулканогенно-осадочные (хотя среди них практически отсутствует обломочный вулканогенный материал), вполне убедительно показана в работах К. Бострома и М. Петерсона (Bostrom, Peterson, 1966, 1969), Г.Н. Батурина (1971), А.П. Лисицына (1973) и ряда других исследователей. Рудные осадки в этой зоне образуются за счет глубинных гидротерм рифтовой зоны, выходы которых расположены вдоль хребта, а также, возможно, в ряде центров эксгаляционной деятельности вне хребта (Страхов, 1974). В условиях активного гидротермального режима происходят перенос, перераспределение и осаждение металлов на значительных расстояниях от их источника (см. рис. 18,III).

Как отмечалось выше, для рифта Красного моря наблюдается иная картина. Область перераспределения металлов ограничена глубокими и сравнительно небольшими по площади впадинами. Самая большая впадина Атлантис II по изобате 2000 м занимает площадь примерно около 60 км^2, а площадь рудных осадков при средней мощности 10 м составляет приблизительно 33 км^2. Практически полное осаждение металлов происходит в пределах впадин. Даже в рассолах, находящихся на дне впадин, обнаружена значительная концентрация взвеси, особенно в слоях, где смешиваются рассолы разной температуры и солености. Максимальное количество взвеси приурочено к переходной зоне между обычной морской водой и рассолами (Ryan e.a., 1969). Не исключено, что если бы рассолы могли свободно мигрировать из места разгрузки, то ореол распространения осадков, особенно железа, значительно бы возрос (см. рис. 18, II).

Совместное отложение гидроокисей рудных фаций железа и марганца с сульфидной фацией говорит о том, что рассолы Красного моря разгружались и продолжают разгружаться в депрессию с застойными донными водами, т.е. в условиях, практически исключающих вынос за пределы впадин металлов в растворенном состоянии или в виде взвеси. Если бы гидротермы разгружались в условиях активного гидродинамического режима со свободным водообменом, а следовательно, и с высоким окислительно-восстановительным потенциалом, то сульфидная фация в отложениях практически должна была бы отсутствовать, а рудные отложения по своему составу и распространенности напоминали бы во многом рудные отложения, встреченные вдоль активных океанических рифтов.

Железо-марганцево-баритовое месторождение рифта Афар, которое упоминалось выше, по-видимому, можно в первом приближении рассматривать в качестве такого примера. Сульфидные руды в месторождении рифта Афар отсутствуют; отношение Fe/Mn в более поздних осадках постепенно понижается, а область распространения марганца по сравнению с железом значительно шире. Отсюда можно предположить, что гидротермы разгружались в неглубокой впадине с относительно свободным водообменом, ограничивающим свободную миграцию рудных элементов, но вполне достаточным для осаждения железа, марганца и бария и исключающим осаждение сульфидов железа и других металлов.

Рудные фации вулканогенно-осадочных месторождений, формирующихся в условиях активного гидродинамического режима, редко образуют комплексные

отложения руд и в большинстве случаев оказываются сдвинутыми относительно друг друга и от источника гидротермальных растворов на значительные расстояния. Происходит естественный природный процесс разделения металлов в пространстве, что связано с различием химических свойств элементов, образующих рудные тела, а также условий среды транспортировки и отложения.

Н.М. Страхов (1963) отмечает, что рудные тела (линзы), образованные Mn, Cu–Pb–Zn и SiO_2, значительно дальше отодвинуты от места высачивания гидротерм по сравнению с рудными телами железа. Это верно, по-видимому, в отношении марганца и кремнекислоты. Для окисных же руд железа и сульфидов железа, меди, цинка и свинца не исключены различные вариации их пространственного распределения, которые определяются конкретной геолого-геохимической обстановкой и гидродинамическим режимом. Безусловно одно: разделение рудных фаций, их значительное удаление от источника рудного вещества возможно в условиях глубоководного морского бассейна с относительно свободным водообменом. Степень концентрации отложений целиком зависит от гидрохимического режима (при прочих равных условиях). Гидротермы, богатые сероводородом и разгружающиеся в условиях мелководья даже с относительно свободным водообменом (тип Куроко), почти всегда образуют преимущественно сульфидные месторождения, близко локализующиеся от источника рудного материала. При наличии подводных течений не исключена частичная миграция рудного вещества в пределах первых километров без заметного фракционирования (см. рис. 18, IV).

Рассматривая влияние факторов, контролирующих развитие вулканогенно-осадочного рудообразования, Н.М. Страхов обращает внимание на тот факт, что "из тех общих данных по петрографии рудовмещающих пород, какие имеются во всех описаниях руд, складывается впечатление, что это почти всегда магмы основные, часто обогащенные щелочами, или средние, тоже в известной мере щелочные. Рудных накоплений Fe, Mn, P, Cu–Pb–Zn, связанных с кислыми породами, нет, и даже яшмы почти не встречаются в ассоциации с этими магмами" (Страхов, 1963, с. 405). Отмеченная закономерность вполне естественна, так как фации кислых вулканических пород развиваются преимущественно в условиях наземного вулканизма или в крайнем случае в условиях мелководья. Примером этого служат месторождения Куроко, связанные с дацитовой лавой, для которых характерны Sb–Pb–Zn минерализация, отсутствие отложений марганца и почти полное отсутствие окисных железных руд, а проявления руд Sb – As – Hg отмечаются главным образом в связи со средними и кислыми эффузивами в условиях наземного вулканизма.

Отмеченная закономерность в дифференциации рудной минерализации вулканогенно-осадочных месторождений и пространственное размещение рудных тел вполне сопоставимы с общей направленностью процессов развития вулканизма в конкретных геолого-тектонических условиях становления и развития геосинклинальных структур земной коры.

* * *

В этом разделе рассмотрены главным образом геохимические и гидродинамические условия возможного переноса и осаждения вулканогенного рудного материала в подводной обстановке, которые не дают прямого ответа на вопрос, какие именно месторождения следует считать вулканогенно-осадочными, а какие обычными осадочными, но отвечают на вопрос, поставленный в заголовке раздела: отдаленное вулканогенно-осадочное рудообразование вполне реально.

Это справедливо даже для обстановки, где по отношению к ряду рудных элементов – Cu, Zn, Pb, Ni, Co, Cd (в последовательности возрастания допустимой реальной концентрации) – морская вода недосыщена ими в сотни и тысячи раз (Goldberg, 1963). В морской воде в растворенном состоянии, в

виде различных комплексных соединений может присутствовать (в мг/л) до 0,7 Pb, 0,8 Cu, 2,5 Zn, т.е. в концентрациях, отвечающих их содержанию в рудоносных рассолах рифтовой зоны Красного моря, а реальная концентрация этих элементов в морской воде составляет соответственно (в мг/л) $3 \cdot 10^{-5}$, $3 \cdot 10^{-3}$ и $1{,}1 \cdot 10^{-2}$. Следовательно, низкое содержание в морской воде рудных элементов не дает основания говорить о невозможности отдаленного вулканогенно-осадочного рудообразования.

Можно предположить, что сложные комплексы металлов, попадая из гидротермальных растворов в морскую воду, сравнительно быстро разрушаются и образуют минеральные или коллоидные частицы, нахождение которых в воде ограничено во времени. В растворенном состоянии в незначительном количестве остаются простые ионы металлов и их комплексные соединения, устойчивые в условиях морской воды. Видимо, этим частично можно объяснить большое различие в потенциальной возможности и реальном содержании металлов в морской воде.

Пропилитизация, „зеленокаменные“ изменения и руды

Как известно, Д.С. Коржинский (1962) связывает явления пропилитизации и образования спилитов с метаморфическими процессами, наложенными на вулканогенные толщи. Это положение он обосновывает свежестью базальтов, вскрытых при бурении на акваториях океана. Пропилитизация, по Д.С. Коржинскому, – частный случай зеленокаменного изменения.

Подобные представления поддерживаются многими исследователями. А.А.Маракушев и др. (1971) рассмотрели проблему образования поясовой зональности, подмеченной А. Миясиро у Тихого океана, и сделали вывод об обусловленности поясов наложенными процессами метаморфизма. Вывод этот спорен, так как главные особенности поясов у Тихого океана могут определяться прежде всего различным характером пород в эв– и миогеосинклинальных зонах, а не метаморфизмом. Отмечаемые в зеленокаменных породах "метаморфические процессы" (альбитизация, хлоритизация и др.) могут быть вызваны ранними постмагматическими изменениями вулканических пород в подводных условиях. Описываемые А.А. Маракушевым и др. (1971) явления диафтореза (замещения биотита хлоритом, полевых шпатов – альбитом и серицитом, появления вкрапленников сульфидов) более естественно связывать с наложением на вулканиты гидротермальных процессов. Рисуемая этими исследователями постепенная эволюция глубинных флюидов от богатых натрием (имеющих более глубинный очаг) к обогащенным калием (развивающимся в менее глубинном очаге) является, по-видимому, слишком упрощенной картиной. В данном случае недоучитываются частные случаи значительных содержаний калия в базальтовых магмах раннегеосинклинального этапа. Эти представления противоречат данным Е.К. Мархинина и Д.С. Стратулы (1971) и многих других авторов об увеличении содержания калия в магмах Курило–Камчатской дуги с увеличением глубины магматических очагов.

Содержание калия в глубинных сквозьмагматических растворах могло меняться в течение геологического времени. Некоторые авторы (например, Hamilton, Myers. 1967) предполагают бо́льшее богатство калием глубинных флюидов в отдаленные геологические времена (когда процесс дифференциации мантии и отделения легколетучих компонентов шел более энергично) и относительное истощение калием магм в современную эпоху (с относительно далеко зашедшей дифференциацией мантии, уже отделившей бо́льшую часть легколетучих составных частей).

С этих позиций естественно объясняется богатство калием древних, докембрийских интрузивных комплексов (гранитоиды типа рапакиви и др.). В современную же эпоху значительные поступления к поверхности (в некоторых тектонических зонах) глубинных эманаций, богатых щелочами, могут отражать интенсивность происходящих в этих зонах процессов дифференциации мантии. В таком случае нельзя ссылаться, как это делает Д.С. Коржинский, на свежесть базальтов океанического ложа как на доказательство наложенного (в результате процессов метаморфизма) характера альбитизации и других зеленокаменных изменений геосинклинальных вулканитов. Базальтовая оболочка океана – давнишний продукт дифференциации мантии, уже почти лишенный таких подвижных компонентов, как щелочи. В тех же зонах океана, где проявляются современные интенсивные процессы дифференциации мантии (например, в океаничес-

ких рифтах), наблюдаются сильные ранние изменения вулканитов, в том числе и их альбитизация.

Из многочисленных исследований последних лет, посвященных пропилитизации, можно выделить (по широте рассмотренных вопросов и объему использованного материала) работы В.Л. Русинова (1972) и М.М. Василевского (1973).

В.Л. Русинов различает площадную дорудную и "околожильную" пропилитизацию, близкую по времени образования к оруденению. Он считает зеленокаменные породы и пропилиты образованиями, разнородными в генетическом отношении. К зеленокаменным породам он относит продукты контактово-регионального метаморфизма прогрессивного характера, обусловленного внедрением крупных гранитных массивов, к пропилитам – продукты регрессивного метаморфизма (гидротермального метасоматоза), парагенетически связанного с субвулканическими интрузиями гранодиоритов и кварцевых диорит-порфиритов, а также продукты околожильных изменений. Пропилитами, по В.Л. Русинову, являются и породы формации зеленых туфов.

В.Л. Русинов указывает следующие критерии отличия зеленокаменных пород от пропилитов: тесные взаимоотношения пропилитов с продуктами кислотного вышелачивания; их генетическая связь с рудами (при отсутствии кислотных изменений и тесных взаимоотношений с рудами в зеленокаменных толщах); отсутствие в пропилитах связи (имеющей место в зеленокаменных образованиях) с продуктами метаморфизма более высоких ступеней, чем зеленосланцевая фация (например, пренит-пумпеллиитовой, амфиболитовой, гранулитовой фациями); проявление в пропилитах калиевого метасоматоза (адуляризация), отсутствующего в зеленокаменных образованиях, в которых развит натриевый метасоматоз.

М.М. Василевский не противопоставляет зеленокаменные породы пропилитам. В своей работе он акцентирует внимание на дорудном характере пропилитизации, которая иногда начинается почти одновременно с формированием вулканогенных толщ и обычно получает развитие лишь после складчатости толщ вулканитов и внедрения интрузий (но до рудоотложения!). Стремление М.М.Василевского доказать преимущественно дорудный характер пропилитизации, по нашему мнению, значительно обесценивает его интересную работу, так как главный смысл исследований явления пропилитизации – выделение изменений, непосредственно связанных с рудоотложением.

Как согласуются выводы указанных исследователей с нашими материалами о подводных вулканитах в геосинклинальных зонах? Эти материалы говорят прежде всего об очень ранних, автометаморфических зеленокаменных (по существу, пропилитовых) преобразованиях подводных вулканитов. Некоторые из них (например, альбитизация) начинаются еще до излияния лав на морское дно. Далее очевидна обусловленность этих ранних изменений прежде всего первичной обогащенностью магм водой, щелочами и другими летучими и, кроме того, условиями излияния лав в водную среду.

К выводу об обогащенности лав, претерпевающих зеленокаменные преобразования, водой и щелочами приходят и японские исследователи (Ishikawa, 1960; Miyagi, 1964).

В пользу большой роли содержания воды также и при зеленокаменных преобразованиях более древних, чем кайнозойские, толщ вулканитов говорят результаты работ Б.А. Марковского и Е.Л. Розиновой (1971), установивших связь зеленых (хлоритовых) изменений верхнемеловых геосинклинальных вулканитов Камчатки с большим первичным содержанием в них воды (до 4–5%).

Как справедливо отмечает Б.А. Марковский (1974), в глубоководных условиях сбросу летучих препятствует быстрое увеличение вязкости силикатного расплава (из-за резкого охлаждения его водой) и гидростатическое давление столба морской воды. Неравномерный характер преобразований вулканитов, нередкое содержание участков, сложенных хлоритом и эпидотом в неизменном вулканическом стекле, говорят, что зеленокаменные преобразования подводных вулканитов не связаны с региональным метаморфизмом, а являются следствием

постмагматических процессов при кристаллизации и остывании расплавов в глубинных условиях (при участии летучих магмы). Выполненные Б.А. Марковским и Е.Л. Розиновой термические анализы верхнемеловых геосинклинальных вулканитов Камчатки показали, что при изменении вулканитов происходит в основном лишь перераспределение первичной магматической воды вследствие превращений вулканического стекла в ассоциацию хлорит–амфибол–эпидотовых минералов.

Очень доказательны (в смысле раннего, неметаморфического характера зеленокаменных преобразований вулканитов и отсутствия связи альбитизации с заимствованием натрия из морской воды) наши и В.И. Сухова наблюдения над молодыми зеленокаменными вулканитами в Нижнем Приамурье. Своеобразные зеленые вулканические породы с линзовидно–полосчатыми текстурами были встречены на правом берегу р. Амур, несколько ниже г. Николаевска–на–Амуре, в позднеолигоценовой белогорской свите. Последняя сложена преимущественно вулканитами кислого (липаритового и дацитового) состава, иногда с отклонением к субщелочному (трахилипариты). Большая часть их формировалась в субаэральной обстановке и имеет обычную для кислых вулканитов светлую, почти белую окраску. На общем белом фоне зеленым цветом выделяется толща своеобразных вулканических пород мощностью около 100 м. По составу эти породы (содержащие кислые плагиоклазы, биотит, кварц, немного щелочного полевого шпата) близки к туфам плагиолипарита.

Породы имеют игнимбритоподобный облик – в них отчетливо проявляется спекание пирокластического материала. Некоторые разности пород очень похожи на миоценовые подводные кристаллоигнимбриты Юго–Восточной Камчатки. В нескольких случаях зеленые преобразования наблюдались в экструзивных (и субвулканических) породах близкого состава, находящихся в той же туфовой толще. Яркая зеленая окраска пород связана с хлоритизацией кислого вулканического стекла. Наблюдается характерное для подводных вулканитов растрескивание большинства кристаллов, причем трещины разбивают ранее сформировавшиеся агрегаты вторичного альбита.

Можно высказать предположение о причинах сильных зеленых преобразований некоторых горизонтов вулканитов Нижнего Приамурья, основываясь на масштабах проявившейся там в конце палеогена постмагматической гидротермальной деятельности, а также учитывая палеогеографические условия позднего олигоцена.

С экструзивной и субинтрузивной фациями вулканитов белогорской свиты в Нижнем Приамурье связаны обширные поля гидротермально–измененных пород типа вторичных кварцитов и пропилитов, а также многочисленные рудопроявления. Сколько–нибудь значительные по объему более молодые интрузивные массивы в районе отсутствуют.

Позднеолигоценовое время на северо–востоке Азии характеризовалось почти повсеместным выравниванием рельефа, широким развитием озерных условий. Морские отложения этого возраста в Нижнем Приамурье неизвестны. Интенсивные изменения и специфический "зеленый" облик некоторых позднеолигоценовых вулканитов обусловлены, во–первых, богатством магмы водой и другими летучими, во–вторых – обводненностью вулканической площади, благодаря чему вулканиты при излиянии сразу же подвергались воздействию водной (причем, очевидно, пресноводной) среды. В таких условиях и происходили преобразования вулканических пород, в частности хлоритизация вулканического стекла, обусловившая характерный облик "зеленый туфов". Проявляющуюся в описываемых породах раннюю альбитизацию в подобных условиях никак нельзя объяснить заимствованием натрия из морской воды.

Позднепалеогеновые вулканиты в Нижнем Приамурье залегают практически горизонтально и не кливажированы. Синхронные им осадочные угленосные отложения в ближайших впадинах (р. Налео и др.) осложнены лишь мелкоамплитудными сбросами, связанными с усадкой отложений при их диагенезе, и подвижками блоков фундамента. Описанные позднеолигоценовые вулканические образования согласно перекрыты нижнемиоценовыми базальтами, слагающими

ненарушенное плато. Поэтому предполагать возможность изменения позднеолигоценовых вулканитов в результате наложения регионального метаморфизма нет оснований. Изменения эти, очевидно, связаны с постмагматической газо-гидротермальной деятельностью.

Защищаемая В.Л. Русиновым возможность четкого разграничения пропилитов и зеленокаменных пород не подтверждается наблюдениями над молодыми вулканитами. Позиция исследователей, не противопоставляющих пропилитовые и "зеленосланцевые" изменения (Иванов, Нечеухин, 1969; Василевский, 1966, 1973; некоторые японские авторы), кажется более правильной.

Перечисляемые В.Л. Русиновым (1972) критерии для различения тех и других изменений очень условны. Например, трудно разграничить крупные интрузии (с которыми, по В.Л. Русинову, связаны зеленосланцевые изменения) и субвулканические интрузии (обусловливающие, по тому же автору, пропилитизацию). Пренит-пумпеллиитовая фация развита и в формации зеленых туфов, относимой В.Л. Русиновым к пропилитам. Эта фация встречена, в частности, в миоценовых подводных вулканитах Юго-Восточной Камчатки (Власов и др., 1974). Исследования, проведенные в областях молодого вулканизма, подтверждают наблюдения на Урале и вывод Г.Ф. Яковлева и др. (Основные принципы..., 1973) о том, что "пренит-пумпеллиитовая фация имеет широкое развитие только в слабодислоцированных блоках древних геосинклиналей, в которых хорошо сохраняется первичная раннегеосинклинальная пропилитизация" (с. 79). В Центральной Камчатке М.М. Василевским (Власов, Василевский, 1964) описан ряд разрезов, в которых эпидот-актинолитовая фация входит в закономерно построенный зональный ряд пропилитовых изменений. Натриевый метасоматоз (альбитизация) проявляется в равной мере как в пропилитах, так и в "зеленых сланцах". Интенсивная альбитизация, в частности, наблюдается в зеленых туфах Японии и Курило-Камчатской дуги. В этой формации нередко проявляется и калиевый метасоматоз. Вообще вулканические породы формации зеленых туфов, по данным японских исследователей, содержат повышенные количества калия.

Очень сомнительно отмечаемое В.Л. Русиновым отсутствие связи зеленокаменных изменений с рудами. Против отрыва "зеленосланцевых" изменений от процессов рудообразования обоснованно возражают уральские геологи (Иванов, Нечеухин, 1969). Кислотные изменения пород в значительных масштабах тесно связаны лишь с пропилитами, формировавшимися в субаэральных условиях, когда сероводород газо-гидротерм окисляется до серной кислоты. В пропилитах зеленых туфов, представляющих собой подводные образования, продукты подобной "экзогенной" кислотности, естественно, отсутствуют. Проявления же раннего и высокотемпературного галогенно-кислотного выщелачивания в равной степени присущи образованиям, относимым В.Л. Русиновым как к пропилитам, так и к зеленым сланцам.

Пропилиты и "зеленосланцевые" породы, молодым представителем которых является формация зеленых туфов, имеют много общих черт как в отношении состава продуктов изменения, так и характеристики вероятных реагентов, обусловивших изменения. Последними были, очевидно, высокотемпературные хлоридно-натриевые термы, богатые углекислотой. Глубинные бассейны подобных вод в современных вулканических областях вызывают широкие пропилитовые преобразования вулканитов (Набоко, 1963). По наблюдениям Д.Е. Уайта и др. (1965), подобные термы способны изменить вулканические породы вблизи поверхности до состояния зеленых сланцев.

Как в "зеленых сланцах", так и в пропилитовых толщах обычно проявляется метасоматическая зональность. Последняя наблюдалась повсеместно, где этому вопросу уделялось достаточное внимание (Камчатка, Курильские острова, Япония, Урал и др.). Существование этой зональности, подчиненной центрам газо-гидротермальной деятельности и иногда отдельным рудным залежам, трудно объяснить с позиций регионального метаморфизма.

Некоторые различия пропилитовой рудной формации и формации зеленых туфов обусловлены подводной обстановкой образования последней, тогда как

первая развивается преимущественно в субаэральных условиях, сменяющих (при развитии геантиклинальных поднятий) геосинклинальные морские обстановки. Под водой условия для изменения пород естественно несколько выравниваются и границы между зонами стушевываются, что способствует развитию представлений о наложенном региональном характере зеленокаменного метаморфизма. По существу, конечно, зеленокаменные изменения вулканитов эвгеосинклинальных зон являются региональными, но они не наложенные, а почти одновременные с вулканическими процессами. О возможности современного регионального гидротермального метаморфизма в молодых вулканических областях писали С.И. Набоко (1963), Х. Такеучи и С. Иеда (Takeuchi, Uyeda, 1965) и др.

На примере формации зеленых туфов хорошо видно, как далеко зашедшая дифференциация магм в конце раннего–начале среднего миоцена и благоприятные палеогеографические условия для развития подводного вулканизма обусловили широкое распространение формации зеленых туфов не только в Японии, но и в Курило–Камчатской дуге, на Филиппинах и в других районах молодого вулканизма у Тихого океана. Благодаря этому указанная формация приобрела в известной мере "стратиформный" характер (против чего необоснованно, на наш взгляд, возражает М.М. Василевский). Можно думать, что в более отдаленном прошлом в разновозрастных эвгеосинклинальных зонах неоднократно образовывались подобные "зеленосланцевые" толщи, генезис которых объясняется теперь без достаточных оснований процессами наложенного регионального метаморфизма. Закономерности этого процесса обычно стараются связать с изменениями прежде всего температуры и давления, тогда как фактически характер таких зеленокаменных пород обусловлен преимущественно составами пород и реагентов, а также особенностями подводной среды. В более ранние эпохи и в более ранние стадии геосинклинального вулканизма первичный состав подводных вулканитов (спилито–диабазовая формация) был в общем более основным, чем состав формации зеленых туфов. Соответственно значительная часть зеленосланцевых толщ характеризуется главным образом базальтовым составом исходных пород.

В пользу преимущественно постмагматического характера зеленокаменных изменений неогеновых вулканитов Камчатки и Курильских островов говорят и наблюдаемые в них тесные взаимоотношения продуктов пропилитизации и аргиллизации. Монтмориллонитизация постоянно сопровождает пропилитовые изменения подводных вулканитов, причем в большинстве случаев монтмориллонит не является диагенетическим минералом и тесно сопряжен с хлоритом, карбонатами, селадонитом, цеолитами и другими постмагматическими продуктами. Для вулканогенно–осадочных рудных месторождений (типа Куроко, осадков Красного моря и др.) вообще характерно развитие монтмориллонита в верхних частях рудных горизонтов, в то время как другие околорудные изменения представлены низкотемпературными пропилитами. Как показали исследования М.А. Ратеева и др. (1973), подобная минеральная ассоциация естественно развивается при постмагматических изменениях вулканитов, происходящих на фоне постепенно понижающейся температуры (регрессивный гидротермальный метаморфизм). Более высокотемпературные члены ассоциации (гидрослюды и хлорит) связаны с пропилитизацией, при понижении же температуры ниже 200°С развивается аргиллизация – формируются смешанослойные минералы с преобладанием монтмориллонитовых пакетов.

Все сказанное позволяет думать, что многие изменения вулканитов, сейчас объясняемые региональным наложенным метаморфизмом, в действительности являются ранними, сопровождавшими подводные лавовые излияния в зонах активной дифференциации мантии. Это подтверждается геологическими условиями, в которых распространены подобные измененные вулканиты. Приведем два примера.

Офиолитовые олистостромы западного склона Урала формировались из обломков пород, уже прошедших зеленокаменное перерождение. Как подчеркивают С.В. Руженцев и И.В. Хворова (1973), подобные олистостромы представляют

собой не только внутриформационные, но в значительной степени и "внутрифациальные" образования. "Вместе с тем вулканические породы испытали зеленокаменное перерождение, а кремнистые – перекристаллизацию; эти изменения произошли удивительно быстро после образования пород и, очевидно, связаны с какими-то особыми тектоническими явлениями" (Руженцев, Хворова, 1973, с. 31). Если учитывать вероятную связь зеленокаменных преобразований вулканитов с ранними, постмагматическими процессами, то удивляться присутствию в олистостромах зеленокаменных пород нет оснований.

Второй пример касается более масштабного явления. Расположение околоокеанических метаморфических зон, выделяемых А. Миясиро (Miyashiro, 1961), повторяющее расположение эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных поясов, так же как и сам характер зеленокаменных пород "метаморфической зоны давления", говорит о том, что эта зона представляла собой эвгеосинклинальные области с интенсивными ранними изменениями вулканитов. В последующем произошли лишь дополнительное рассланцевание пород и наложение более молодых процессов гидротермального метаморфизма, относимого обычно к явлениям "диафтореза". Таким образом, "пояса метаморфизма", выделяемые А. Миясиро, обусловлены в первую очередь не метаморфизмом, а различиями первичных составов пород в приокеанической (вулканиты) и приматериковой (терригенные отложения) зонах. Развитие во внешних дугах условий сжатия и высокие значения тепловых потоков во внутренних дугах имели уже второстепенное значение при формировании пар метаморфических поясов.

Изучение пород указанных поясов с таких позиций будет, вероятно, более плодотворным в отношении выявления руд, чем попытки объяснения особенностей зеленокаменных толщ наложением региональных метаморфических процессов и гипотетического диафтореза. Как показывает статистика, большинство промышленных золотых месторождений в древних метаморфических толщах приурочено к зеленокаменным породам и связано с кислыми дифференциатами базальтовой магмы, часто локализующимися в куполовидных структурах (Шер, 1972). Эти структуры можно рассматривать как эмбриональные формы ранних внутригеосинклинальных поднятий, в пределах которых вместе с пропилитовыми (зеленокаменными) и другими преобразованиями магматических пород обычно происходит преимущественное рудоотложение. Следовательно, зеленокаменные толщи представляют собой потенциально рудоносные горизонты, и главное внимание исследователей должно быть направлено на выявление в зеленокаменных поясах ранних куполовидных вулканогенных (вулкано-плутонических) поднятий с относительно кислыми магматическими породами.

Суммируя сказанное, можно прийти к общему выводу, что формация зеленых туфов представляет собой видоизменение пропилитовой формации в условиях вулканических зон, покрытых морем. "Зеленые сланцы" – родственные образования, также связанные с подводной пропилитизацией вулканических пород, чаще несколько более основных по составу. Имеет смысл (для устранения существующей путаницы понятий) выделять субаэральные и подводные пропилиты. Последние включают в себя если не все породы, относимые сейчас к зеленосланцевой фации регионального метаморфизма, то во всяком случае значительную их часть.

Перейдем к рассмотрению интересного, но трудного вопроса о взаимоотношении процессов пропилитизации и рудоотложения. Учитывая ранние ("интрателлурические") пропилитовые изменения подводных вулканитов и связь отложения главной массы руд с более поздними процессами, в частности с внедрением поздних субвулканических интрузий (Генезис..., 1968; Яковлев, 1968), естественно полагать (как и утверждает М.М. Василевский), что пропилитовые изменения почти всегда предшествуют отложению руд. Значительная часть пропилитизированных пород действительно представляет собой явно дорудные образования. Однако существуют довольно многочисленные типы руд, образующиеся одновременно с пропилитизацией. Это относится прежде всего к эксгаляционно-осадочным месторождениям железа, марганца, фосфора, серного колчедана. Газо-гидротермы, сопровождающие подводный вулканизм, сра-

зу же после выхода на морское дно (или даже несколько ранее) осаждают рудные компоненты из-за нарушения физико-химического равновесия в их составе. Одновременно растворы перерабатывают вулканические породы.

В субаэральных условиях перегретые хлоридно-натриевые газо-гидротермы (вызывающие пропилитизацию) вскипают при подходе к поверхности, как только их внутреннее давление превысит внешнее. Вскипание также нарушает равновесные условия раствора и вызывает быстрое осаждение соединений металлов, карбонатов, кварца, адуляра. Формирование рудного тела (штокверк, массивная залежь) сопровождается расширением фронта пропилитизации с образованием зональных метасоматитов. В более высоких (близповерхностных) горизонтах окисление отделившихся кислотных газов обусловливает отложение самородной серы с одновременным формированием нескольких, последовательно расширяющихся зон различных метасоматитов: опалолитов, алунитовых и каолинитовых кварцитов, гидрослюдистых и пропилитоподобных пород (Mukaiama, 1959; Вулканические серные месторождения..., 1971).

Очень частый случай рудоотложения – "подземное" вторичное вскипание кислых магм при падении внешнего давления. При этом происходит подземный взрыв, образуются эксплозивные брекчии, рудные компоненты сравнительно быстро выпадают из сопряженных с магмой растворов, одновременно осуществляется гидротермальная переработка материала брекчий и окружающих пород. Образующиеся таким образом оловянные, полиметаллические и другого состава рудные залежи обычно не обнаруживают признаков многостадийности отложения. Как результат единого и одновременного процесса рисуются и околорудные изменения. Так, Ю.А. Афонин, детально исследовавший взаимоотношения руд и измененных пород (хлорито-кварцевые, хлорит-серицит-кварцевые и другие метасоматиты) на Хинганском оловорудном месторождении, отмечает, что метасоматоз, проявившийся там, представляет собой единый и непрерывный процесс, связанный с рудообразованием.

Можно отметить многочисленные примеры из практики работ на Урале (Кулагина, 1972; Авдонин, 1970; Основные принципы..., 1973; и др.), Кавказе (Бенидзе, 1971; и др.), Алтае (Казаринов и др., 1970), в Казахстане (Мещанинов, Мещанинова, 1972; и др.) и в других рудных районах, когда у рудных залежей выделялись собственно околорудные изменения пропилитового характера (хлоритизация, серицитизация, окварцевание и др.), непосредственно связанные с процессом рудоотложения. По данным С.Н. Иванова и В.М. Нечеухина (1964), процессы зеленокаменного изменения вулканических пород на колчеданно-полиметаллических месторождениях Урала по времени их проявления почти одновременны с рудоотложением. По М.М. Аракелянцу и др. (1973), абсолютный возраст колчеданно-полиметаллических руд японского месторождения Ханаока и кварцево-гидрослюдистых пород, вмещающих руды, одинаков, что, по заключению авторов, свидетельствует о тесной генетической связи процессов формирования кварцево-гидрослюдистых пород и рудоотложения. Изучение околорудных изменений на месторождениях Северо-Востока СССР привело А.А. Сидорова и др. (1971) к заключению, что ассоциации рудных минералов по кислотно-основной характеристике коррелируются с минеральными ассоциациями околорудных пород, что указывает на тесную связь оруденения с последними.

Все сказанное заставляет присоединиться к мнению Г.Ф. Яковлева и др. (Основные принципы..., 1973) о многоэтапности пропилитизации, которая происходит как в раннегеосинклинальной обстановке при начальном формировании вулканогенных толщ, так и в последующем при неоднократном внедрении интрузий различного состава. Этими авторами "под пропилитизацией... понимаются средне- и низкотемпературные изменения магматических пород различного состава, которые вызваны поствулканической гидротермальной деятельностью, генетически связанной с глубинными вулканическими очагами" (Основные принципы..., 1973, с. 85-86). Поскольку пропилитизация свойственна относительно малоглубинным обстановкам и ассоциируется преимущественно с вулканическими и субвулканическими породами, с подобным определением это-

го процесса можно вполне согласиться. Как подчеркивают далее те же исследователи, "процессы пропилитизации и оруденения во многих вулканических районах очень сближены в пространстве и во времени, что объясняется, по-видимому, принадлежностью их к единому источнику" (там же, с. 86).

В общем рудоотложение можно рассматривать как звено гидротермального процесса, изменяющего вмещающие породы. Именно этим определяются близкие соответствия различного состава руд определенным типам метасоматитов (Власов, 1965а; Власов, Василевский, 1964 и др.). Выяснение характера метасоматитов (и вообще измененных пород), сопряженных с рудами того или иного состава, той или иной глубинности, остается важнейшей задачей исследователей. При должном внимании к вопросам соотношения измененных пород и руд в успешном решении этой задачи не может быть сомнений.

Генетические ряды геосинклинальных рудных формаций и магматогенно-рудные системы

Понятия "рудная формация" и "генетический ряд рудных формаций" варьируют в представлениях различных исследователей. Кажется удовлетворительным понимание рудной формации как группы месторождений со сходными устойчивыми парагенетическими минеральными ассоциациями, принадлежащих к одному генетическому типу и образовавшихся в близких геологических условиях (Кузнецов и др., 1972). Выделение основных рудных формаций (так же, как и геологических формаций), правильная группировка их в генетические ряды возможны лишь при наличии общих представлений об историко-геологическом ходе процесса рудообразования. Закономерное развитие геологического процесса обусловливает формирование генетических рядов рудных формаций, сменяющих друг друга по мере развития земной коры (вертикальные ряды) или разворачивающихся в пространстве (горизонтальные или латеральные ряды). Металлы генетических рядов объединены геохимическим родством, соответствием тому или иному типу земной коры. Они в большей или меньшей степени сходны друг с другом по своим физическим и химическим свойствам, условиям распространения и миграции в земной коре.

Рудный процесс обычно отличается большой продолжительностью, и его прерывисто-непрерывное течение вызывает распадение рудного ряда на несколько звеньев. Эти звенья представляют собой естественные парагенетические ассоциации руд, т.е. рудные формации. Развитие рудного процесса обычно сопровождается изменением глубины рудообразования, что обусловливает разноглубинность рудных формаций. С глубиной и по мере течения рудного процесса меняется состав связанных с рудами магматических пород, а также характер газо-гидротермальных и других процессов, определяющих рудоотложение.

При таких принципах классификации руд понятие "рудная формация" будет включать представления не только о составе руд, но и о глубине их образования, об условиях формирования вмещающих пород, о составе связанных с рудами магматических пород, о характере рудоносных гидротерм и вызываемых ими изменениях вмещающих пород (Власов, 1963б; Вулканические серные месторождения..., 1971).

Существующие тесные связи между интрузивными и вулканическими процессами в вулкано-плутонических ассоциациях определяют тесные взаимоотношения между разноглубинными формациями в рудных рядах. Можно привести пример рудноформационного ряда, выделенного В.И. Найбородиным и А.А. Сидоровым (1971) в Охотско-Чукотском вулканическом поясе. В этом ряду верхние члены имеют "вулканогенный", а нижние, связанные с верхними постепенным переходом, – "плутоногенный" характер. Поэтому четко обособить "вулканогенные" рудные формации, противопоставляя их "плутоногенным" формациям, невозможно.

Об отсутствии резкой границы между вулканогенными и плутоногенными гидротермальными рудными месторождениями, о трудности выделения этих групп месторождений пишет С.И. Набоко (Вулканизм, гидротермальный процесс..., 1974), основываясь на примере современного рудообразования в кальдере Узон.

Таким образом, вертикальные генетические ряды рудных формаций содержат как вулканогенные, так и плутоногенные образования, связанные в большинстве случаев постепенными переходами. Вместо резкого разграничения тех и других целесообразно разделять рудные месторождения по глубине их образования, что в известной мере будет показывать и преимущественно вулканогенный или плутоногенный характер руд. В качестве основных градаций распределения руд по глубинности можно предложить следующие: 1) поверхностные месторождения (сольфатарная обстановка), 2) близповерхностные (субвулканическая обстановка), 3) средних глубин (обстановка гипабиссальных интрузий), 4) глубинные (обстановка плутонов). Эти градации близки к предлагаемому Ю.А. Кузнецовым (Кузнецов и др., 1973) разделению магматических образований по глубинности. В шкале Ю.А. Кузнецова кроме перечисленных имеются мезоабиссальная и ультраабиссальная (в значительной степени условная) фации магматизма. Каждой фации глубинности, по Ю.А.Кузнецову, соответствуют магматические и метасоматические образования определенного характера. Естественно, что разноглубинным условиям соответствуют также и различного состава руды.

Не преследуя цели дать все возможные генетические ряды эндогенных рудных формаций, приведем лишь примеры наиболее характерных геосинклинальных рядов в Тихоокеанском подвижном поясе.

С самыми ранними ультраосновными (и основными) породами связан платино-хромитовый (гипербазитовый) генетический ряд, включающий хромитовую, титаномагнетитовую, сульфидную, кобальто-никелевую, платиновую и алмазоносную рудные формации. Все эти формации объединены генетическим родством, но их последовательность (которая позволила бы расположить формации в четкий ряд) остается неопределенной. Наиболее обычные изменения пород, сопровождающие оруденение в этом ряду, – серпентинизация и лиственитизация; характерные нерудные образования – хризотил, асбест, тальк.

Спилит-диабазовой серии формаций соответствует раннегеосинклинальный железо-марганцево-фосфоритовый генетический ряд с кремнисто-железорудной, кремнисто-марганцевой и кремнисто-фосфороносной формациями, иногда образующими общий горизонтальный (латеральный) ряд с последовательным расположением (по мере удаления от вулканических источников) руд железа, марганца и фосфора. Такая картина, например, наблюдается в Удско-Селемджинском районе Приамурья. С процессами рудоотложения тесно связаны зеленокаменные изменения вмещающих пород, а также их значительное окремнение (опализация и окварцевание).

Со спилито-альбитофировой серией формаций связан позднегеосинклинальный колчеданно-полиметаллический генетический рудный ряд с собственно колчеданной и колчеданно-полиметаллической формациями. Последняя формация подразделяется на вулканогенно-осадочную колчеданно-полиметаллическую и метасоматическую колчеданно-полиметаллическую субформации. Характерные изменения, сопровождающие формирование вулканогенно-осадочных толщ и руд, – это альбитизация, хлоритизация, эпидотизация, опализация, пренитизация, пумпеллиитизация, серицитизация (околорудная) и др.

Становление габбро-плагиогранитных интрузий сопровождается развитием скарно-железорудного генетического ряда, идущим обычно параллельно с сильным щелочным (калиевым) метасоматозом. Кроме железо-скарновой формации, ряд включает меднорудную и золоторудную скарновую формации.

Переход к орогенному этапу с развитием геоантиклинальных поднятий внутренних вулканических дуг знаменуется развитием андезит-плагиолипаритовой серии формаций и образованием раннеорогенного зеленотуфового колчеданно-полиметаллического генетического ряда с формациями (или субформациями?) снизу вверх: 1) вкрапленных полиметаллических сильнокремнистых руд (кейко), 2) гидротермально-метасоматических пиритово-халькопиритовых желтых руд (око), 3) вулканогенно-осадочных полиметал-

лических черных руд (куроко). Обычные изменения вмещающих пород: альбитизация, хлоритизация, окварцевание, цеолитизация, гематитизация и др. Из нерудного сырья этого генетического ряда можно отметить гипс; по-видимому, в ближайшем будущем большое практическое значение приобретут цеолитизированные (в подводной обстановке) туфы.

Рост геантиклинальных поднятий, сопровождающийся развитием андезит-игнимбритовой серии формаций с большим числом субвулканических интрузий, осушением площадей вулканических зон, приводит к видоизменению колчеданно-полиметаллического рудообразования – в субаэральных условиях образуется пропилитовый рудный ряд с разноглубинными формациями (снизу вверх): 1) порфировые медные руды, 2) медно-молибденовая, 3) полиметаллическая с субформациями: 3а) скарново-полиметаллическая (метасоматическая), 3б) жильная полиметаллическая, 4) золото-серебряная, 5) мышьяково-сурьмяно-ртутная, 6) колчеданно-серная (с самородной серой).

Образование более глубинных членов этого ряда происходит на фоне интенсивных щелочных (калиевых метасоматоз) и пропилитовых (иногда в случае наличия известняков – на фоне скарновых) изменений пород, в приповерхностных же условиях развивается кислотное вышелачивание пород. Каждой рудной формации соответствует свой тип околорудных гидротермальных изменений (Власов, 1960, 1963в, 1964в, 1970; Вулканические серные месторождения..., 1971; Власов, Василевский, 1959, 1964). Так, на месторождениях порфировых медных руд наиболее характерен высокотемпературный щелочной метасоматоз с новообразованиями ортоклаза, биотита. Медно-молибденовое оруденение наряду с щелочным метасоматозом сопровождается высокотемпературной пропилитизацией с актинолитом, эпидотом. Полиметаллическое оруденение размещается преимущественно в среднетемпературных эпидот-хлоритовых пропилитах (нередко с серицитом), а золото-серебряное – в низкотемпературных хлорито-карбонатно-цеолитовых пропилитах, преимущественно там, где проявлена адуляризация. Мышьяково-сурьмяно-ртутная формация приурочена обычно к нижней границе зон кислотного выщелачивания (где уже развивается диккит). Наконец, колчеданно-серные руды размещаются в близповерхностных условиях среди кислотно-измененных пород – вторичных кварцитов.

На примере пропилитового рудного ряда Камчатки выявляется большая длительность (десятки миллионов лет) и прерывисто-непрерывный характер процесса рудообразования и последовательное омоложение возраста все менее и менее глубинных рудных формаций (Власов, Василевский, 1963; Вулканические серные месторождения..., 1971). В этом рудном ряду очень четко проявляются связи между вулканическими и плутоническими процессами. Пример пропилитового ряда показывает широкие возможности, открывающиеся в отношении прогнозирования и поисков скрытых рудных месторождений в случае разработки вопроса о генетических рядах рудных формаций. Поэтому на характеристике пропилитового рудного ряда следует остановиться более подробно, тем более что подтверждение его существования теперь получено во многих рудных районах Евразии и Америки.

Общая геологическая обстановка образования пропилитового рудного ряда была реставрирована Г.М. Власовым и М.М. Василевским (1964) по разрезам Курило-Камчатской дуги в следующем виде. Рудный ряд связан с вулкано-плутонической системой в виде андезитовых вулканов ("вулканы над интрузиями"), под которыми на сравнительно небольшой глубине (2–4 км) находился долгоживущий магматический очаг. В настоящее время подобные очаги представляют собой субвулканические диоритовые и гранодиоритовые интрузии. Некоторые из них продолжают деятельность и сейчас. Их существование под многими андезитовыми стратовулканами доказывается геофизическими данными (Масуренков и др., 1974).

Медные и медно-молибденовые порфировые руды, размещающиеся в апикальных частях субинтрузий, начали формироваться в конце позднемагматической стадии и развивались параллельно с последующим высокотемпературным щелочным метасоматозом с новообразованиями ортоклаза, биотита, альбита. Вы-

ше щелочные метасоматиты сменяются пропилитами с полиметаллическими, золото-серебряными и мышьяково-сурьмяно-ртутными рудами. В образовании золото-серебряных руд большую роль играло вскипание перегретых гидротерм при подходе к поверхности. Улетучивающиеся при вскипании кислотные газы, взаимодействуя с вадозными водами, обусловливали развитие кислых растворов и образование над пропилитами, уже в пределах тела вулкана, "шапки" вторичных кварцитов с метасоматическими серными залежами, содержащими в тех или иных количествах пирит и марказит. По этим близповерхностным, кислотно-измененным породам в свое время было намечено простирание Центрально-Камчатской рудной зоны (Власов, 1946).

Существование подобного типа вертикальной зональности руд и измененных пород подтверждается примерами рудных районов в неогеновых рудных зонах Японии, Средиземноморья, Америки, также представляющих структуры типа внутренних андезитовых дуг.

Особенно показательны в этом отношении разрезы рудных районов Румынии. Недавно там было открыто, в районе горы Калимани, недостающее самое близповерхностное звено пропилитовой рудной цепи - метасоматические залежи самородной серы (с примесью серного колчедана), размещающиеся среди кислотно-измененных алунитизированных, опализированных и аргиллизированных пород (Radulescu e.a., 1973). В нижележащих пропилитизированных вулканитах преимущественно андезитового состава находятся многочисленные рудные месторождения, включающие весь пропилитовый рудный ряд, наметившийся в Курило-Камчатской дуге. Руды оказались тесно ассоциированными с субвулканическими интрузиями диоритового и гранодиоритового состава. Главная полиметаллическая минерализация концентрируется на уровне основания конусов стратовулканов, располагающихся над субинтрузиями (Cioflica e.a., 1973).

Пропилитовый ряд рудных формаций в полной мере развит в Андах, где он размещается в пределах выделенной Р. Силито (Silitoe, 1973a) порфировой медной системы ("porphyry copper system"). Предлагаемая им модель системы, построенная по разрезам многочисленных рудных месторождений Чили и Аргентины (рис. 20), имеет вулкано-плутонический характер. Мы видим андезитовый стратовулкан "над интрузией" - очагом, сложенным полнокристаллическими гранодиоритами и диоритами. Приповерхностные вулканические и субвулканические породы связаны с интрузивными постепенными переходами.

С.Н. Портигляти в 1971 г. на месторождении Эл-Тениенти проследил по кернам скважин постепенные переходы дацитов в кварцевые диориты. Приближение магмы к поверхности сопровождалось автомагматическим брекчированием, вскипанием перегретых гидротерм. Поверхностным проявлением этих процессов является магматическая, фумарольная и гидротермальная деятельность стратовулканов. В верхних частях стратовулканов среди кислотно-измененных пород лежат залежи самородной серы с некоторыми количествами пирита и марказита. Ниже располагаются золото-серебряные руды. Примерно на уровне основания вулканов среди пропилитов развиты полиметаллические залежи. Еще ниже, у перехода субинтрузивной фации в интрузивную гипабиссальную, среди щелочных метасоматитов (внизу - ортоклазовых и биотитовых, вверху - серицитовых) находятся порфировые, медные и медно-молибденовые руды, ниже переходящие в штокверковые и прожилковые. Верхняя граница распространения медных и медно-молибденовых руд обычно находится в 1,5-3 км ниже вершин вулканов. Под порфировыми медными рудами развиты пиритизированные породы без меди. Там, где магматические породы соприкасались с известняками, образовались полиметаллические скарновые руды. В корневой части системы, в глубине интрузии руд нет, а имеются лишь пегматитовые жилы, образовавшиеся примерно одновременно с рудами более верхних уровней.

Общая вертикальная протяженность порфирово-медной системы составляет 4-6 км. На принадлежность различных рудопроявлений к общей системе указывает нередкое присутствие сульфидов меди в самородной сере самых верхних залежей (месторождения Тичемар, Чили; Серро Рико, Аргентина; вулкан

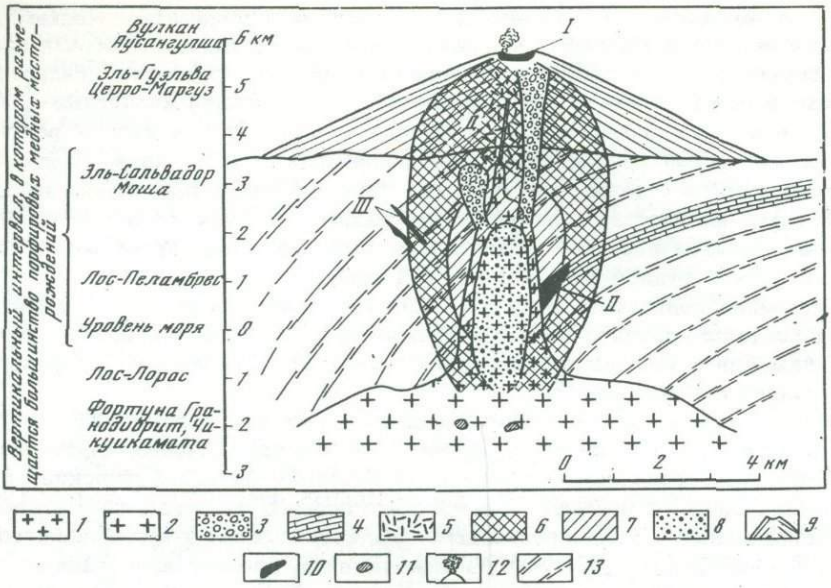


Рис. 20. Схема медно-порфировой рудной системы, по Р.Силито (Sillitoe, 1973b)

1–4 – типы пород: *1* – шток с порфировыми рудами, *2* – полнокристаллические гранодиориты, *3* – гидротермальная интрузивная брекчия, *4* – горизонт известняков; *5–8* – изменения: *5* – силицификация, продвинутая аргиллизация, *6* – пропилитизация, *7* – серицитизация, *8* – калишпатизация; *9* – стратовулкан со слоями лав и пирокластов; *10* – месторождения: самородной серы с пиритом и марказитом (I), контактово-метасоматические медные (II) в измененных известняках (скарнах), жилы со свинцово-цинковыми рудами и драгоценными металлами (III); *11* – пегматитовые тела; *12* – высокотемпературные фумаролы; *13* – довулканическое основание; *Д* – дайки

Ауканаулха, Чили) и наоборот – проявления самородной серы на окраинах глубинных медно-порфировых залежей (месторождение Лос Пеламбрес, Чили).

Приходится удивляться, насколько близка модель медно-порфировой системы Р. Силито нашей "модели" пропилитового ряда рудных формаций! Совпадает во всех отношениях и интерпретация этим исследователем материалов по андезитовым вулканическим зонам, хотя очевидно, что разработка вопроса производилась им совершенно самостоятельно. Близка к нашей (с М.М. Василевским) и методика, примененная Р. Силито: сопоставление большого числа частных разрезов – отдельных звеньев процесса, соединение их в общую цепь. И хотя Р. Силито наращивал цепь в обратную сторону – не сверху, от залежей серы, а от наиболее глубинных медно-порфировых месторождений к залежам самородной серы, им были получены результаты, совершенно тождественные нашим.

Пропилитовый рудный ряд проявляется и в краевых вулканических поясах, где он видоизменяется в зависимости от геологических условий той или иной зоны. Характерным примером может служить пропилитовый "ореол" над Николаевским полиметаллическим месторождением в Южном Приморье. Особенностью этого ореола является очень постепенный, растянутый на большой интервал переход (по мере приближения к палеоповерхности рельефа) от щелочных изменений вулканитов к кислым. В большом вертикальном интервале (около 1000 м) пропилиты сохраняют свой, в основном щелочной характер, и лишь в верхней части ощутимо слабое раскисление гидротерм, обусловивших в нижних горизонтах пропилитизацию. *Это связано с залеганием на глубине известняков* – большого щелочного резерва. По пропилитовому ореолу такого типа Р.Е. Остроумов и другие приморские геологи открыли скарново-полиметаллическое месторож-

дение. Можно вспомнить, что и в модели медно-порфировой системы Р. Силито при наличии на глубине известняков развиваются скарновые руды.

В условиях краевых вулканических поясов с большими массами кислых магматических пород и с широко распространенным взаимодействием магм и рудных эманаций разноглубинных очагов пропилитовый рудный ряд претерпевает значительные изменения. Здесь как бы происходит "интерференция" его с олово-полиметаллическим рудным рядом, развивающимся уже в пределах иной магматогенно-рудной системы. Главными элементами этой системы являются субвулканические и гипабиссальные интрузии гранодиоритов и гранит-порфиров и сопряженные с ними сложные вулкано-плутоноструктуры с игнимбритовыми полями.

Ту же природу может иметь видоизменение пропилитового рудного ряда (именно - появление специфической олово-серебряной формации) в приматериковых частях некоторых островных дуг, характеризующихся увеличением мощности земной коры, ее субконтинентальным типом.

Сходная картина наблюдается на рудниках Акенобе и Икуно в Японии, где в связи с вулкано-плутонической ассоциацией (в которой интрузивные и эффузивные породы связаны постепенными переходами) развился рудный ряд, включающий зоны (снизу вверх): олово-вольфрамовую, олово-медную, медно-цинковую, цинково-свинцовую, сереброрудную (Imai e.a., 1974).

Продолжим характеристику других генетических рядов рудных формаций, свойственных различным геосинклинальным и орогенным структурам и различным этапам геологического развития.

Отдельный генетический рудный ряд составляют вулканогенно-осадочные месторождения межвулканических депрессий, образующиеся (при участии вулканических эксгаляций, содержащих CO_2, H_2S, соединения бора) за счет компонентов, выщелоченных из вулканических пород. К этому ряду принадлежат урановые (Италия, США), борные, марганцевые (Япония, Аргентина, США), лимонитовые (север Камчатки, Курильские острова) месторождения. В общем случае, происходит выщелачивание полезных компонентов кислыми растворами и осаждение их при встрече с пресными водами. При поисках этих месторождений в наибольшей степени применим "закон стрелы" - нахождение рудных залежей на выклинивании зон кислотного выщелачивания (Власов, Борисов, 1969).

При осаждении в морских бассейнах (чаще - лагунных) образуется сходный генетический рудный ряд со стратиформными залежами сульфидов свинца, цинка, меди. Источники металлов в этом ряду могут быть и невулканическими.

При благоприятных гидрогеологических условиях в вулканических и вулканотектонических депрессиях формируются урановые и молибдено-урановые месторождения, связанные с совместной деятельностью глубинных терм и поверхностных (артезианских) вод. Кислые растворы, несущие металлы, нейтрализуются при взаимодействии с кремнекислыми породами, отлагая руды по трещинам и под "экранами" из плотных вулканогенных пород (туфы, игнимбриты, потоки лав и др.).

В сопряженных с молодой геосинклинальной системой краевых вулканических поясах развитие дацито-гранодиоритовой вулкано-плутонической ассоциации сопровождается образованием скарнового многометалльного генетического ряда рудных формаций (с бором, свинцом, цинком, вольфрамом и др.). Характерно нередкое нахождение над скарновыми рудопроявлениями пропилитового "ореола", могущего содержать металлы, свойственные пропилитовому рудному ряду. Даже при отсутствии значительных концентраций металлов подобные ореолы являются ценным поисковым признаком не выходящих на поверхность скарновых руд. Такой "ореол" и явился "путеводной нитью" к полиметаллическим рудным залежам Николаевского месторождения (Южное Приморье).

Особенно характерен для краевых вулканических поясов развивающийся в связи с трахиандезитовой формацией и трахилипарито-игнимбритовой серией

формаций олово-полиметаллический ряд с рудными формациями (от более глубинных к приповерхностным): 1) редкометалльных пегматитов, 2) оловоносных (иногда с вольфрамом и молибденом) грейзенов, 3) кварцево-касситеритовой, 4) силикатно-касситеритовой, 5) сульфидно-касситеритовой, 6) полиметаллической (с сульфостаннатами), 7) оловоносной риолитовой. Большой глубинный и температурный диапазон образования различных формаций этого ряда обусловливает разнообразие измененных пород, ассоциирующихся с рудами. Наиболее распространенные изменения - окварцевание и турмалинизация.

Приведенные примеры показывают реальность понятия магматогенно-рудной системы как комплекса общегеологических, тектоно-магматических, геохимических и прочих условий, определяющих образование закономерно построенных генетических рядов рудных формаций. Характер магматогенно-рудных систем определяется строением земной коры и другими особенностями зон магматизма. Время прерывисто-непрерывного развития систем может охватывать десятки миллионов лет. В условиях одинакового тектонического режима системы характеризуются устойчивостью признаков в различных, в том числе весьма удаленных районах земного шара.

С другой стороны, магматогенно-рудные системы достаточно мобильны и чутко реагируют на изменения геологических условий, соответственно видоизменяясь. Это вызывает изменение и рядов рудных формаций, образование латеральной рудной зональности при переходе из одной структурно-формационной зоны в другую, соседнюю. Выяснение латеральных изменений рудных формаций (так же как и геологических формаций) может быть успешно сделано лишь объединенными средствами формационного и фациального анализов.

Системы (во всяком случае часть их) имеют вулкано-плутонический характер, поэтому верхние члены рядов рудных формаций формально могут быть отнесены к вулканогенным образованиям, нижние - к плутоногенным. Ввиду постепенных переходов плутонических структур в вулканические спор о том, где проходит граница между ними, был бы схоластическим. Дальнейшее развитие систематики рудных месторождений, по-видимому, пойдет не в сторону обособления вулканогенных и плутоногенных рудных формаций, а в направлении выделения и изучения магматогенно-рудных систем и связанных с ними генетических рядов рудных формаций.

Периодичность (цикличность) магматических и рудообразующих процессов

Развитие Земли и циклы

О цикличности (периодичности) геологических процессов существуют различные мнения. Одни исследователи, признавая общую направленность развития геологических процессов, учитывают существование цикличности явлений, т.е. их повторяемость в определенных пределах. В их представлениях цикличность геологических процессов – естественное следствие прерывисто-непрерывного течения всех природных процессов. Как времена года и сутки периодически сменяют друг друга, так и при геологическом развитии Земли проявляется ритмика различного порядка. Каждый последующий ритм, несмотря на его внешнее сходство с предыдущим, отражает поступательное развитие процессов. Сравнение особенностей ритмов позволяет выяснить общую направленность процесса. Таковы представления сторонников циклов, к числу которых относятся и авторы.

Противники цикличности подчеркивают недиалектичность идеи цикличности и предлагают обращать внимание на эволюцию процессов, их направленное развитие. Против взглядов о цикличности вулканических процессов ими выдвигаются следующие возражения. Сложность факторов, обусловливающих явления магматизма, определяет пестроту составов магматических продуктов даже на ограниченных площадях. Выделение в вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщах циклов, синхронизация по ним толщ приводит к ошибкам. Понятие о цикличности вулканических процессов основано на неверной предпосылке о существовании в вулканических районах единого магматического очага, дающего магмы все более кислого состава. Тщательное изучение конкретных вулканических и вулкано-плутонических структур, сопоставление их разрезов, выяснение закономерностей фациальных изменений толщ – вот правильный, по мнению "антициклистов", путь исследований.

Убеждая в необходимости изучения конкретных структур, установления фациальных изменений толщ, выяснения эволюции процессов, противники цикличности, как говорится, "ломятся в открытую дверь", так как нужду в подобных исследованиях не отрицают и сторонники циклов. Однако чисто эмпирический подход, по существу предлагаемый противниками цикличности, вряд ли является самым экономичным и продуктивным методом исследований. Нельзя проходить без внимания мимо закономерностей, которые помогают выяснить механизм тектоно-магматических процессов и облегчают поиски полезных ископаемых.

Вулканические процессы являются тонким индикатором тектонических условий, периодичность изменения которых мало у кого вызывает сомнение. Отдельные эпизоды – вулканические вспышки в масштабе геологического времени – создают в те или иные эпохи характерные вулканические толщи, чередующиеся в определенной последовательности. При этом состав вулканических продуктов и последовательность их смены видоизменяются в различных структурно-формационных зонах.

Неудовлетворительность теории единого магматического очага не говорит еще о несостоятельности теории цикличности. Наоборот, вулканическая цикличность

ность легче объясняется с позиций представлений о разноглубинных очагах, чем дифференциацией магмы одного очага. Именно резкая смена магматических продуктов, связанных, с одной стороны, с коровыми очагами, с другой – с процессами, обусловленными деятельностью более глубинных очагов, и подчеркивает контрастность тектоно-магматических циклов.

Проблема цикличности имеет много аспектов, поскольку существуют циклы различного порядка. Можно говорить о тектоно-магматических циклах (байкальском, каледонском, герцинском, альпийском) или о мегациклах, обнимающих многие геологические периоды и несколько тектоно-магматических циклов (например, каледонский с герцинским, мезозойский с кайнозойским). Не менее интересен вопрос о происхождении значительно более мелкой ритмичности отложений, выявленной в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах и имеющей несколько порядков вплоть до тончайшей ритмичности флиша.

В качестве "элементарных" циклов целесообразно выделять ритмы, связанные с пульсационным характером развития Земли, проявляющимся в периодической смене условий растяжения и сжатия (Власов, 1950, 1967). Формирование элементарного вулканического (магматического) цикла может быть разделено на два главных этапа: 1) растяжение земной коры с образованием разломов, излияниями глубинных (базальтовых, иногда андезито-базальтовых или андезитовых) магм; 2) смена растяжения сжатием с формированием интрузий, дифференциацией магм; последовательное перемещение магматических очагов на более высокие уровни земной коры способствует все большему раскислению магматических продуктов. Понимание элементарных циклов имеет огромное значение для выяснения закономерностей металлогенического процесса. Поскольку тектонические движения, магматизм, формирование рельефа, седиментация находятся в тесной взаимосвязи, естественно, что объемы "вулканических", "седиментационных" и "геоморфологических" циклов в значительной степени совпадают.

Тектоно-магматический цикл, отвечающий всему периоду развития молодой геосинклинальной системы у Тихого океана, включает несколько элементарных циклов: 1) позднемеловой (сеноман-дат) продолжительностью 15–20 млн. лет; 2) палеогеновый, 35–40 млн. лет; 3) неогеновый, 25–30 млн. лет. Палеогеновый и неогеновый циклы в некоторых зонах являются сложными и разделяются на два элементарных цикла (соответственно): палеоцен-раннеэоценовый (15–20 млн. лет) и среднеэоцен-олигоценовый (20–25 млн. лет); нижнесреднемиоценовый (10–13 млн. лет) и верхнемиоцен-плиоценовый (15–17 млн. лет.).

Хорошим примером выдержанности элементарных вулканических циклов (позволяющей использовать их для стратиграфической корреляции) являются циклы позднемеловых и кайнозойских образований северной части п-ова Кореи, Южного Приморья, Сихотэ-Алиня (Власов, 1950, 1967).

Эпохи растяжения и сжатия в истории Земли

Широкое развитие базальтовых излияний в определенные эпохи (причем одновременно на континентах и в геосинклиналях) все больше привлекает внимание исследователей. Это явление отмечал Ф. Ахмад (Ahmad, 1972). П. Войгт (Vogt, 1972) определил объемы и время базальтовых излияний двух удаленных друг от друга областей (цепи: подводные горы Император-Гавайский хребет-Гавайские острова в Тихом океане и Гренландия-Исландия-Фарерские в Атлантическом океане). В обеих областях излияния наибольших объемов приурочены к позднемеловому-раннетретичному и позднетретичному времени, в среднетретичное же время наблюдалось ослабление излияний. Локальные максимумы излияний отмечаются в конце эоцена и в миоцене. Строго одновозрастными оказались по новейшим исследованиям (Snavely e. a., 1973) базальты геосинклинали штатов Орегон и Вашингтон (США) и платобазальты р. Колумбии. В.Е. Хаин (1973) отмечает частую одновременность трапповых излияний на платформах и базальтового вулканизма в соседних геосинклиналях, причем,

как подчеркивают А.А. Маракушев и Т.И. Фролова, "раннегеосинклинальные базальты тождественны по составу траппам древних платформ" (1972, с. 39). Р. Трюмпи (Trümpy, 1960), анализируя условия палеотектоноической эволюции Центральных и Западных Альп, пришел к выводу о чередовании в истории Альп эпох сжатия и расширения. С последними связаны базальтовые излияния.

Обширные базальтовые излияния естественно ставить в связь с общепланетарными или почти общепланетарными периодами расширения Земли и образования глубоких трещин растяжения. Примеры срединно-океанических рифтов предостерегают исследователей от недооценки роли процессов растяжения истории Земли.

С другой стороны, в земной коре несомненны и напряжения сжатия, проявляющиеся, например, сейчас в неоструктурах геодинамическими полями. Эти поля, по мнению П.Н. Кропоткина и А.В. Пейве (Кропоткин, 1973; Пейве, Кропоткин, 1973), связаны с горизонтальным сжатием вследствие действия глобальных или тектонических деформирующих сил.

Многие исследователи видят в периодической смене растяжения и сжатия проявления цикличности геологических процессов (Боголепов, 1968; Докембрий Тихоокеанского подвижного пояса, 1973; Кропоткин, 1964; Казаринов, 1973; Москалева и др., 1972; Пронин, 1973; Святловский, 1971; Томсон, Фаворская, 1969; Тамразян, 1967; Хаин, 1971; Черный, 1973; Щерба, 1970; Эрлих, 1973; Эрлих, Рудич, 1973; Ahmad, 1972; Wang Chiancer, 1972; и др.). По мнению А.А. Пронина, "установление смены во времени этапов максимального растяжения земной коры и возникновения первичных геосинклинальных грабенов и этапов сжатия коры, соответствующих, по-видимому, периодам геосинклинального развития тех же ее участков, составляет одну из ближайших задач геотектонических исследований" (Пронин, 1964, с. 183).

В истории Земли с позднего архея до кайнозоя включительно выделяются следующие главные эпохи растяжения и массовых базальтовых излияний (сопровождающиеся во многих районах извержениями больших объемов и кислых вулканических продуктов из коровых очагов)[1].

Поздний архей-ранний протерозой (2500-2000 млн. лет), когда растрескивание нуклеарного "панциря" сопровождалось мощными базальтовыми излияниями на Алданском, Балтийском, Украинском, Канадском, Гвианском, Западно-Австралийском щитах, в Забайкалье, Центральной Азии, Белоруссии, Восточной Антарктиде (?) и в других районах. Г. Штилле назвал это время эпохой "великого обрушения и обновления".

Средний протерозой (1200-1000 млн. лет.). Кроме базальтовых излияний на щитах (Западно-Австралийском, Гаванском, Канадском и др.) в Южной Африке, Индии и других областях в это же время проявлялся сильный вулканизм с продуктами более кислого состава в структурах, близких к краевым вулканическим поясам (Прибайкалье, краевые обрамления Русской платформы и др.). По Ф. Ахмаду (Ahmad, 1972), в этот период произошла общая ломка земной коры.

Поздний протерозой-ранний кембрий (700-500 млн. лет), начало байкальского цикла. В это время изливались траппы Сибирской платформы, Украинского щита (Днепровский грабен и другие районы), базальты Ханкайского массива (Приморье), Австралии, долериты хр. Шеклтон (Антарктида) и других континентов. Одновременно образовались спилито-диабазовая и кварц-кератофировая формации в геосинклинальных прогибах Белоруссии, Центрального Казахстана, Кузнецкого Алатау, Саяно-Алтайской области, Центрального Памира, Полярного Урала, Среднего Тимана, Енисейского Кряжа, Восточного

---

[1] Более ранние, чем позднеархейская, эпохи трудно пока выделить. А.М. Смирнов и др. (Докембрий Тихоокеанского пояса, 1973) отмечают четкую цикличность и в раннеархейских образованиях (курультино-гонамский комплекс и др.), выраженную в чередовании толщ базальтов и более кислых вулканитов.

Саяна, Забайкалья, Монголо-Охотского пояса (Джагдинская зона и др.), Западной Европы (Баррандинская зона ЧССР), Ньюфаундленда и др. В раннем палеозое сильная магматическая активность проявилась в Мозамбикском рифтовом поясе Восточной Африки.

Поздний ордовик-ранний силур (400-350 млн.лет), начало каледонского цикла. Формируется спилито-диабазовая формация Урала, Таджикистана, Центрального Казахстана, Западной Европы, Австралии и других областей.

Средний палеозой, девон (300-270 млн. лет), начало герцинского цикла. Некоторые исследователи называют это время эпохой общеземного вулканизма основных лав (Шкурский, Матвеенко, 1973). С ней связаны траппы и щелочные базальты Сибирской и Восточно-Европейской платформ, Тимана, спилито-диабазовая формация Центрального Казахстана, Западной Тувы, Горного Алтая, Монголо-Охотской области, Корякского нагорья, Северной Америки (Невада, о-в Ванкувер и др.), Западной Европы, Австралии и других регионов. В это время излились базальты Днепровско-Донецкой и Припятской впадин, Кузнецкого Алатау, Верхояно-Чукотской области, щелочные лавы Минусинской котловины и т.д.

Конец перми-начало триаса (190-160 млн. лет). Начало мезозойского (раннеальпийского, киммерийского) цикла ознаменовалось трапповыми излияниями исключительно большого масштаба на Сибирской платформе (Тунгусская синеклиза, р. Лена и др.), на Чукотке, Восточной Антарктиде, Индии и других регионах, базальтами п-ова Таймыр, грабенов Урала, островов Земли Франца-Иосифа, Южной Африки, Монголии, Южной Джунгарии, Центрального Сихотэ-Алиня; метадиабазами и метабазальтами Сусунайского и Восточного хребтов Сахалина, Северного Верхоянья, щелочными базальтами Южного Тянь-Шаня, Забайкалья, спилитами и другими зеленокаменными породами Анадырско-Корякской области, Юго-Восточной Аляски, Аппалачей, штатов Аризона и Колорадо (США); трахибазальтами и трахиандезитами Донбасса, Западно-Сибирской низменности, Италии, Западного Забайкалья и т.д.

Средняя и поздяя юра (130-140 млн. лет) опять отмечена траппами Сибирской платформы, Декана (п-ов Индостан), Австралии, Южной Африки, Южного Китая; подводными излияниями базальтов Динарид, Северо-Востока СССР (с внедрениями ультрабазитов), Восточного Сихотэ-Алиня, Монголии, Малого Кавказа, Анд, Кордильер, о-ва Тасмания, Антарктики; трахибазальтами Забайкалья, Центрального Таджикистана, Мозамбикского вулканического пояса Восточной Африки, Западно-Сибирской низменности и др.

Конец мела-начало палеогена (70-60 млн. лет), начало позднеальпийского (камчатского) цикла. Это время чрезвычайно сильной активизации тектонических и магматических процессов как в Тихоокеанском, так и в других подвижных поясах и на континентах. В позднем мелу-начале палеогена изливаются траппы Декана, района Кар (Индия), Южно-Американской платформы, Гренландии, Шпицбергена; базальты Западно-Сибирской низменности, Антарктики, Верхне-Рейнского грабена, Гавайских островов, Бразилии, Гренландии, Исландии, Великобритании; андезиты и андезито-базальты Анд, Восточно-Азиатского пояса. Этот возраст имеет спилито-диабазовая формация Анадырско-Корякской области, Камчатки, Восточного Сахалина, островов Малой Курильской гряды, Малого Кавказа, Аляски, внешней зоны Карпат и др. Позднемеловое-раннепалеогеновое время, возможно, соответствует началу образования Восточно-Тихоокеанского поднятия. Базальты, залегающие непосредственно на альбских отложениях, встречены в Индийском океане (Безруков, 1974).

В связи с интенсивным вулканизмом позднемелового времени, по-видимому, образовался кремнистый горизонт северной части Тихого океана с абсолютным возрастом отложений в 70 млн. лет (Ewing e.a., 1970). В Индийском океане граница между маастрихтом и палеоценом отмечена перерывом (Безруков, 1974).

Конец среднего-начало позднего эоцена (50-45 млн. лет) отмечен платобазальтами Арктики и Северной Европы (Тулейская вулканическая

область), Антарктики, Сибирской платформы, Сихотэ-Алиня; спилитами штатов Вашингтон и Орегон (США), Малого Кавказа; базальтами Камчатки, Корякского нагорья, Малого Кавказа, западной части Кордильер, о-ва Новая Каледония, Боливии, Исландии, Фарерских островов, Гренландии, Центрального Памира, Шотландии, о-ва Тасмания, Центральной Азии, Центральной и Восточной Африки; щелочными базальтами Охотско-Чукотского пояса, Верхне-Рейнского грабена, Восточной Австралии, Антарктики (Земля Мэри Бэрд); андезитами Малого Кавказа, Пенжинского прогиба на Северо-Востоке СССР; базальтами дна Индийского океана. Движения этого времени отмечены перерывами в осадконакоплении (Южное Приморье, донные осадки Индийского океана и др.).

Ранний миоцен (28-22 млн. лет) соответствует времени нарушения позднеолигоценовой поверхности выравнивания (Чемеков, 1972; и др.), развитию разломов и формированию бассейнов, излияниям, частично подводным, больших масс базальтов, андезито-базальтов, андезитов Камчатки, Курильских островов, Японии, других многочисленных островных дуг Тихого океана, Восточного Сихотэ-Алиня, Западного Сахалина, Прибайкалья, Карпат, Эфиопии, Восточной Австралии, Восточной Африки, Скалистых гор, Калифорнии, р. Колумбии, Каскадных гор США, Боливии, Аляски, Аргентины, западной части Кордильер Канады, Антарктики и др. Для континентальных излияний этого времени нередки щелочные разности базальтов (например, в Восточно-Рейнском грабене, Восточной Австралии и др.). Излияниям основных и средних лав в раннем миоцене нередко предшествовали извержения (в конце олигоцена) больших масс трахилипаритовых лав и туфов (Сихотэ-Алинь, Скалистые горы США и др.).

Поздний миоцен (15-12 млн. лет) - время излияния базальтов Камчатки, Курильских островов, Сахалина (мыс Ламанон и др.), п-ова Калифорния, Аляски, западной части Кордильер Канады, штатов Орегон и Вашингтон (США) - верхние базальты, рифтов Восточной Африки, Аравийского полуострова, Швабии, Гавайских островов, Австралии (Квинсленд), Каскадных гор и др. Как справедливо отмечает И. Катсуи (1972), позднекайнозойская петрографическая провинция вулканических пород протягивается от Анд до Антарктики.

Поздний плиоцен-ранний плейстоцен (5-0,5 млн. лет). Формировались базальты и андезито-базальты, часто с повышенной щелочностью, Сихотэ-Алиня, Большой Курильской гряды, Центральной Монголии, Камчатки, Западного Сахалина, Станового нагорья, юго-восточных окраин Буреинского массива, Японии, Тайваня, Гавайских островов, Калифорнии, западной части Кордильер Канады, Верхне-Рейнского грабена, рифтовых систем Восточной Африки и Аравийского полуострова, Центрального Чешского массива, Австралии, Антарктики и т.д. Трудно перечислить даже основные районы распространения вулканитов этого возраста. А.Е. Святловский (1971) правильно отмечает, что конец неогена-четвертичное время является периодом мощного вулканизма, проявляющегося во всех структурных областях мира.

Итак, во все предполагаемые эпохи общего растяжения земной коры проявились массовые излияния основных и средне-основных лав, как подводных (в геосинклиналях), так и субаэральных (на континентах). Спилиты, траппы, платобазальты, толеиты океанических и континентальных рифтов, щелочные базальты континентов - все эти типы базитов в одинаковой степени подчиняются отмеченной закономерности.

Наиболее молодые тектонические процессы с нарушением выровненных поверхностей, образованием горного рельефа, формированием структур растяжения, излияниями базальтовых лав проявлялись в раннем миоцене, позднем миоцене и в конце плиоцена-начале плейстоцена. Многие исследователи (Белоусов, Шейнманн, 1968; Леонов, 1972; и др.) обратили внимание на почти одновременное развитие всех крупных грабенов в различных частях земного шара. Так, в конце олигоцена-начале миоцена сформировались Верхне-Рейнский грабен, Байкальская рифтовая система, система Африкано-Аравийских рифтов и др. Примером раннемиоценовых структур растяжения на периферии Ти-

хого океана является область развития зеленых туфов во Внутренней зоне Северо-Восточной Японии. С образованием в начале миоцена трещин растяжения связано развитие андезитового вулканизма в других притихоокеанских вулканических дугах. К концу плиоцена-началу плейстоцена было приурочено образование у берегов Тихого океана целой серии океанических желобов (Курило-Камчатского, Японского и др.). Синхронность эпейрогенических движений в кайнозое подмечена и большинством геоморфологов, что позволило, например Л. Кингу (1967), говорить "о наличии глобальных тектонических процессов, которые управляют развитием рельефа" (с. 325). Главнейшими эпохами перестройки рельефа, связанными с оживлением тектонической деятельности, признаются конец олигоцена-ранний миоцен и конец плиоцена - ранний плейстоцен.

Более частной, хотя и широко проявившейся, была эпоха растяжения в среднем эоцене, с которой связаны формирование многочисленных впадин и обширные базальтовые излияния. В это время, по мнению Г. Хесса (Hess, 1966), возникло Восточно-Тихоокеанское поднятие. В эоцене, по имеющимся данным, образовались некоторые океанические впадины, например желоб Пуэрто-Рико (Бенс, 1970). Обширная эоценовая трансгрессия, возможно, была связана с погружением прибрежных площадей. Интересно, что четыре главных этапа расширения наиболее изученных континентальных рифтов (Красноморского, Аденского и Эфиопского) совпадают с выделенными эпохами растяжения коры (Казьмин, 1974).

Как видно из приведенного перечня эпох растяжения, крупные базальтовые излияния приурочиваются к началу тектоно-магматических циклов. Для более молодых эпох периоды массовых излияний базальтов учащаются, что может быть обусловлено или лучшей изученностью молодых образований, или распадением с течением времени главных циклов на ряд более мелких. В настоящее время, как показывает изучение ориентированных напряжений в очагах землетрясений, молодые складчатые системы Средиземноморья и Тихоокеанского пояса охвачены сжимающими напряжениями (Строение и развитие земной коры, 1964).

Из сказанного, конечно, не надо делать вывод, что в эпохи расширения абсолютно везде проявляются сильное растяжение земной коры и вулканизм. Процессы растяжения обычно сосредоточиваются в отдельных зонах и реализуются разломами вдоль направлений, благоприятствующих их образованию. Растягивающие усилия могут локально проявляться и в эпохи общего сжатия (например, в тыловых структурах при развитии во фронтальных внешних дугах сжатия, обусловливающего надвиги). Как показывает пример Северо-Американского и Южно-Американского континентов, растяжение может проявляться неравномерно: местами - сильнее, местами - слабее. Это вызывает преобладание то вулканических, то плутонических форм магматизма и местные вариации составов магматических продуктов. Характерные примеры подобных вариаций приводит В.Г. Черный (1973) для Тиманского кряжа. На Северо-Тиманском блоке в позднедевонское время при общем растяжении изливались преимущественно базальтовые лавы. На Четласском блоке в обстановке сжатия извержения принимали эксплозивный характер и, кроме базальтов, давали более кислые продукты. Возможно, что именно существование локальных "узлов" сжатия на фоне общего растяжения обусловливает в геосинклинальных трогах зарождение и развитие ранних поднятий с кислыми магматическими дифференциатами. Внутри крупных циклов растяжения - сжатия, видимо, проявляется более мелкая ритмичность, улавливаемая по многофазовым внедрениям магм в пределах сложных интрузивов, по многократности приоткрывания трещин и возобновлению рудоотложения в рудных районах. Все это осложняет общую картину, обусловливает неповсеместное проявление растягивающих усилий, затрудняет выделение эпох растяжения, создает у некоторых исследователей мнение об отсутствии таких эпох.

Геологическое значение пульсаций тектонического режима Земли

Условия растяжения, возникающие время от времени, вызывают глубокое раскалывание земной коры, массовые излияния базальтовых лав, внедрения ультрабазитов, формирование различных структур растяжения: раннегеосинклинальных прогибов, впадин, рифтов, флексур и др. Наоборот, сжатие способствует развитию коровых магматических очагов, подъему и внедрению интрузивов, создает складки (в том числе сводовые, большего радиуса) и надвиги.

Общей периодичности подчиняются и рудообразующие процессы. Поступление в земную кору в эпохи растяжения больших количеств базальтов обогащает ее металлами, первоначально рассеянными в больших объемах пород. В условиях сжатия происходят зарождение и длительное развитие коровых очагов, дифференциация в них магм, обособление рудных эманаций. Последние устремляются в верхние горизонты земной коры по расколам в начале следующей эпохи расширения, образуя рудные концентрации. По тем же расколам к поверхности прорываются кислые магматические дифференциаты, образуя игнимбриты, а при дальнейшем углублении расколов по ним поднимаются базальты из более глубинных очагов. Процессы гидротермального метаморфизма и рудоотложения накладываются вдоль структурных швов на дайки основных пород и оказываются тесно связанными с этими "малыми интрузиями" в пространстве и по времени образования.

Общность путей продвижения к поверхности кислых дифференциатов коровых очагов и базальтов – дифференциатов верхней мантии (идущих со значительно бо́льших глубин) – обусловливает впечатление принадлежности тех и других к общей "контрастной" базальт-липаритовой формации (Кузнецов, 1964). Подобной формации, по-видимому, не существует, так как кислые и основные магмы в данном случае не связаны парагенетическими соотношениями и принадлежат различным очагам. Тем не менее эта контрастная ассоциация является очень перспективной в отношении нахождения в ней руд, так как она развивается в условиях растяжения, которое создает благоприятные структурные предпосылки для рудообразования в верхних частях земной коры.

По мере развития земной коры меняются соотношения между кислыми и основными магматическими продуктами, а также соотношения тех и других с рудами.

В эвгеосинклинальных зонах, развивающихся непосредственно на океанической коре, очевидна непосредственная связь руд с дифференциатами базальтовой магмы. Кислые магматические продукты здесь количественно подчинены основным. По мере утолщения земной коры составы базальтовых пород, внедряющихся в эпохи растяжения, становятся все более и более контрастными по отношению к составам пород сиалической коры, объем которых увеличивается. Горизонты базальтовых лав, например в краевых вулканических поясах, четко маркируют периоды растяжения. Количественно базальты здесь подчинены кислым магматическим продуктам, составляющим обычно не менее 2/3 общего объема вулканических и субвулканических образований. Руды здесь уже более тесно парагенетически ассоциированы с коровыми магматическими очагами, сформировавшимися, правда, в значительной степени за счет глубинной базальтовой (или андезитовой) магмы.

При очень мощной коре глубокие расколы обычно вообще не выходят за пределы сиаля. В этом случае базальты и в эпохи растяжения заменяются кислыми коровыми магматическими породами. При особенно сильных растягивающих усилиях и очень глубоком растрескивании континентальной коры расколы, однако, выходят за пределы даже мощной континентальной коры, обусловливая излияния больших масс базальтовых лав и образование траповой формации. Дифференциация траппов снова обусловливает образова-

ние руд, явно связанных с базальтовой магмой. Кислые магматические продукты в количественном отношении опять начинают значительно уступать основным.

Таким образом, подводные извержения базальтовых лав в эвгеосинклиналях, последующее развитие контрастных серий пород и рудообразования в геосинклинальных прогибах и орогенических поясах, массовые излияния траппов на континентах – все эти процессы закономерно развиваются и сменяют друг друга в ходе последовательного развития земной коры и чередования эпох сжатия и расширения. Это не всегда учитывается, и магматические процессы, особенно орогенной стадии, некоторыми исследователями несправедливо относятся к явлениям активизации. Другие авторы рассматривают периодические массовые излияния базальтов как результат катастрофических погружений континентальных блоков, наступления океана на континент, переработки сиаля в базальты и прочих явлений, объединяемых в понятие "базификации".

Признание периодичности (а не постоянства) условий растяжения делает понятными явления раздвигания океанического дна в рифтах и исключает необходимость предполагать горизонтальные перемещения континентальных "плит" на огромные расстояния. Измеренные различными методами скорости горизонтальных перемещений отдельных блоков земной коры нельзя интерполировать на все геологическое время, бóльшую часть которого занимали эпохи с общими условиями сжатия. С другой стороны, при учете чередования сжатия и расширения находит объяснение наличие магматических (основных и ультраосновных) пород во внешних дугах, которые по ряду признаков относятся к структурам сжатия (Святловский, 1971). Очевидно, сжатие в них не проявлялось постоянно и периодически сменялось растяжением.

С учетом чередования эпох растяжения и сжатия земной коры легко объясняется генезис "альпийского меланжа", имеющегося и у Тихого океана. На примере молодых эвгеосинклиналей Восточной Азии этот вопрос решается легче, чем в Средиземноморье. В основе этого явления лежит смена растяжения (с образованием глубоких прогибов-впадин) сжатием, сопровождающимся смятием отложений прогибов, формированием надвигов и прочими сопутствующими деформациями.

С позиций представлений о периодической смене расширения сжатием П.Ф. Иванкин и А.П. Щеглов (1971) объясняют смешанный "фемически-салический" профиль Алтае-Саянской области. Дробление блоков земной коры, заложение эвгеосинклиналей, вулканизм с излияниями мантийных магм, по их представлениям, происходили в условиях расширения земной коры. При последующем сжатии эвгеосинклинали замыкались и развивалось палингенное гранитообразование. Процессы заложения геосинклиналей развивались от глубинных разломов к центрам жестких масс, а замыкание геосинклиналей осуществлялось в обратном направлении. Инверсия кинематики со сбросовой на сбросово-надвиговую в раннем-среднем карбоне установлена для Иртышского и Северо-Восточного глубинных разломов (Иванкин, 1971).

О причинах смены условий сжатия и растяжения Земли пока можно лишь высказывать предположения. Судя по масштабам этого явления и его периодичности, эти причины имеют планетарный или космический характер. Земля является элементом планетной системы, и к числу факторов, могущих влиять на тектогенез, относятся ротационные силы, приращения гравитационного поля на орбите и др. С другой стороны, не исключена возможность, что в основе периодичности процессов сжатия и расширения лежит общая тенденция Земли к расширению, обусловленная ростом относительно легкого сиаля и в какой-то степени радиоактивными процессами (Синицын, 1972). Спад напряжений, вызванных этим расширением, может разряжаться периодически отдельными импульсами в виде относительно кратковременного растяжения и образования глубоких расколов.

Эволюция геосинклинального процесса и рудогенеза

Геосинклинальные области с течением времени эволюционировали, но особенности геосинклиналей в различные геологические периоды пока еще не выяснены. Попытка Т. Мацумото (Matsumoto, 1967) выделить типы геосинклинальных систем у Тихого океана для различных орогенических циклов кажется не вполне удачной (рис. 21). Предлагаемый Т. Мацумотой для периферии Тихого океана (как характерный для палеозойского цикла) тип *А* представляет теоретический пример, сходный с примером, приводимым Ж. Обуэном (1967) для средиземноморских геосинклиналей, ограниченных с обеих сторон континентами. Между тем палеозойские геосинклинальные системы как у Азиатского континента, так и у континентов Северной и Южной Америки были, по-видимому, краевыми. Типы *Б* и *В*, свойственные, по Т. Мацумото, соответственно мезозою и кайнозою, представляют по существу различные стадии развития краевых геосинклинальных областей (островных дуг). Тип *Б* – представитель молодого притихоокеанского геосинклинального комплекса, у которого внутренние моря (типа Японского и Охотского) уже превратились в континентальные бассейны, а глубоководные впадины – в эвгеосинклинальный прогиб, выполненный осадками. Тип *В* – "живой" представитель современной, еще развивающейся у берегов Восточной Азии геосинклинальной области, с глубоководным желобом, вулканической дугой и внутренними морскими бассейнами. Со временем он, по-видимому, превратится в тип *Б*, а не наоборот, как полагает Т. Мацумото.

Работа Т. Мацумото в известной мере подтверждает возможность выделения в молодой геосинклинальной системе Тихого океана участков, находящихся в настоящее время на различных стадиях геосинклинального (и орогенного) развития. Последовательные стадии развития тихоокеанских островных дуг выделют М.В. Марков (1969) и В.Е. Хаин (1973). Различные стадии эволюции молодых геосинклиналей мы можем наблюдать в Тихоокеанском поясе вследствие следующих обстоятельств: 1) последовательного оформления и развития геосинклинальных прогибов по их простиранию (в направлении от приматериковых частей в сторону океана); 2) задержки формирования некоторых структур на ранней стадии развития; 3) неравномерного привноса терригенного обломочного (и вулканического) материала в тех или иных районах, а отсюда – различного времени заполнения осадками прогибов геосинклинальной системы

Примеры участков Тихоокеанского подвижного пояса, находящихся в различных стадиях геосинклинального развития, приводятся в табл. 21. В ряде районов можно наблюдать (по простиранию дуг) постепенные переходы между структурами, находящимися на различных стадиях своего развития. Так, двойная дуга Курильских островов (стадия 3) переходит в более стабилизированные структуры Камчатки (стадия 3^a и затем 4). Такие же взаимоотношения наблюдаются между Алеутскими островами и Аляской, островами Рюкю и Юго-Западной Японией и т.д.

Когда возникли геосинклинальные системы типа островных дуг? Некоторые авторы (Bass, 1961; Объяснительная записка к карте тектоники докембрия континентов, 1972) относят вулканиты архея (например, серия Киватин в Канаде) к орогеническому кальциевому типу и считают, что они принадлежат

Рис. 21. Различные стадии (типы) геосинклинальных систем, по Т.Мацумото (Matsumoto, 1967)

А – тип, характерный для Европы и палеозоя Западной Америки; *Б* – система, характерная для мезозоя Восточной Азии; *В* – система, характерная для кайнозоя запада Тихого океана.

1 – осадочные породы; *2* – вулканические породы; *3* – древние осадочные породы; *4* – гранитная кора; *5* – базальтовая кора; *6* – поверхность Мохоровичича

формации древних островных дуг. А.М. Гудвин (Goodwin, 1966) справедливо рассматривает киватинские основные лавы и их кислые дифференциаты как контрастную серию вулканических пород, свойственную ранним поднятиям в вулканогенных трогах. Действительно, в киватинских толщах почти отсутствуют андезиты – обязательная принадлежность островных дуг. Хотя в более поздней работе А.М. Гудвин (1972) включает в модель строения архейской коры Канадского щита островные дуги с андезитами, его же данные опровергают это. Так, указываемый им состав пород древних вулканических поясов в целом андезито-базальтовый (SiO_2 = 53,9%), меланократовый пород (которые он называет подушечными андезитами) – базальтовый (с 52,6% SiO_2), "фельзитовых" пород (крайних кислых дифференциатов) – андезито-дацитовый (66,8% SiO_2). Эти составы не соответствуют составам вулканитов островных дуг.

Мнение Дж. Виллера (Wheeler, 1967), что толеитовый характер верхнеархейских базальтов говорит об их образовании в орогенных областях с континентальным типом коры, основывается на устаревших представлениях о возможности резкого разграничения океанических (щелочных) и континентальных (толеитовых) базальтов. Исследования в океанах (А.Э. Дж. Энгель и Ц.Г. Энгель, 1968) не оставляют сомнений в том, что толеитовые базальты являются наиболее примитивными и наиболее широко распространенными породами на дне океанов.

Естественно полагать, что вулканизм киватин происходил в океанической обстановке, а поднятия с кислыми дифференциатами базальтовой магмы и золоторудными месторождениями (Поркьюпайн, Керкленд-Лейк, Норанда и др.) являлись первичными сиалическими ядрами. По А.Э. Дж. Энгель и Ц.Г. Энгель (1972), последние могли сформироваться благодаря скоплению литофильных элементов – продуктов дифференциации мантии – под архейской корой. Д. Грин и др. (1968) полагают, что гранитный расплав мог образоваться частичным плавлением эклогита или амфиболита, т.е. лавы киватин, вероятно, принадлежат еще нуклеарной, или лунной, по Е.В. Павловскому (1953, 1973), стадии развития Земли.

Убедительные данные в пользу базит-ультрабазитового состава первичной коры Земли приводят многие авторы (Павловский, 1953; Ронов и др., 1972; Синицын, 1972; Смирнов и др., 1967, 1973; Хаин, 1973; Шульдинер, 1973;

Anhaeusser e.a., 1969; Glikson, 1972; и др.). По А. Гликсону, состав архейской коры был близок к составу современных океанических толеитовых базальтов. Зеленокаменные пояса между первичными сиалическими ядрами были первыми подвижными зонами Земли. Часть их "спаялась" вместе с сиалическими ядрами в относительно устойчивые массивы. Некоторые же пояса сохраняли подвижность в течение очень продолжительного времени и в последующем эволюционировали в протогеосинклинали.

В течение последующей протогеосинклинальной стадии (поздний архей) происходило обособление (между относительно стабилизовавшимися сиалическими массивами) подвижных поясов – протогеосинклиналей – и их последующая длительная эволюция. Последняя проявлялась сужением подвижных поясов, увеличением их линейности и длины, ростом контрастов между протогеосинклиналями и протоплатформами, развитием разломов и усилением движений по ним, понижением в коре уровня магматических очагов, ослаблением в приповерхностных зонах земной коры процессов метаморфизма и гранитизации. Возможно, некоторые протогеосинклинали имели характер узких "шовных" прогибов. Прогибы эти могли быть связаны с разломами в стабилизовавшихся массивах сиаля (Павловский, 1964; Хаин, 1973) или иметь с сиалическими массивами отношения, подобные установленным в современных ячеисто-блоковых структурах.

Рост суши обусловил большие количества осадочных обломочных пород, появление кор выветривания. Состав атмосферы после возникновения организмов изменился на преимущественно углекислый, а после развития биогенного карбонатного осадконакопления и увеличения содержания в атмосфере кислорода получили распространение реакции окисления, вызвавшие осадку больших количеств железа (вместе с кремнеземом) в виде джеспилитов. Тип морских вод изменился на карбонатно-хлоридно-сульфатный.

В отличие от молодых геосинклиналей протогеосинклинали характеризовались изометричными очертаниями, менее четкими границами, относительно слабой тектонической расчлененностью, меньшими поясными климатическими

Таблица 21

Проявление различных стадий геосинклинального и орогенного развития в Тихоокеанском поясе

№ п/п	Стадия развития	Примеры (время оформления структур)
1	Глубоководный желоб, рифт на океанической коре (структуры растяжения)	Курило-Камчатская впадина (N_2 – Q), некоторые участки Восточно-Тихоокеанского поднятия (P_2 – ?)
2	Одиночная внешняя островная дуга	Острова Палау (P_2), Марианская дуга (N_1 – ?)
2[а]	Одиночный внешний хребет – антиклинорий	Остров Новая Каледония (P_2–N_1), хр. Норфолк (N_1)
3	Двойная дуга (хребет-антиклинорий и островная вулканическая дуга)	Курильские острова (N_1), острова Рюкю (N_1)
3[а]	Двойная дуга с осадочным выполнением центрального и краевого прогибов (иногда отделенная от континента краевыми морями)	Аляска (N_2), о-в Новая Гвинея (N_2), о-в Суматра (N_2), Восточная и Западная Кордильеры Колумбии (N_2)
4	Молодая складчатая область с наложенным (преимущественно) краевым вулканическим поясом, образовавшимся при развитии рядом новой глубоководной геосинклинальной впадины	Камчатка (N_2 – Q) и Японская дуга (N_2 – Q)
5	Складчатая область с осадочными бассейнами на месте внутренних морей	Северо-Американские Кордильеры и внутренние бассейны (K_2 – P_1), Сихотэ-Алинь и внутренние бассейны Амуро-Зейской и Среднеамурской впадин (K_2 – P)

контрастами, умеренной мощностью отложений, их устойчивостью на больших площадях, относительно слабой дифференциацией на эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные области. Большая часть протогеосинклиналей, по предположению А.М. Смирнова и др. (1973), представляла собой огромные плоские бассейны. Однако уже в то время намечается существование протоэвгеосинклиналей, например Урканской, и протомиогеосинклиналей, например Становой (Геология Северо-Восточной Азии, 1973).

С течением времени стали формироваться закономерно построенные геосинклинальные области, и протогеосинклинали все более приближались по морфологии и глубинной структуре к молодым геосинклиналям, в частности к островным дугам. Начало геосинклинальной стадии развития Земли естественно связать с появлением настоящих островных дуг в позднем протерозое (Саяно-Алтайская область - Предтеченский, 1967). Многие исследователи (Штилле, 1964; Пейве, Синицын, 1950; Хаин, 1972) предполагают резкое снижение подвижности земной коры в начале позднего протерозоя (примерно 2 млрд. лет назад), образование обширных площадей с относительно мощной континентальной корой. Возможно, последующее развитие островных дуг приурочено к качественно новому этапу, характеризовавшемуся развитием в консолидированной коре глубинных разломов. Понижение уровня магматических очагов вдоль глубинных разломов обусловило возрастание давления в очагах, что могло способствовать выплавке андезитовых магм. По мнению А.М. Смирнова и др. (1973), примерно к этому времени было приурочено образование Тихоокеанского геосинклинального пояса, сначала его северо-западного сектора, а затем - северо-восточного. Пояс заложился "частично на окраинах эпиархейских платформ, а частично непосредственно на базальтовой коре ложа Тихого океана" (Смирнов и др., 1973, с. 164).

Эволюция островных дуг с протерозоя до настоящего времени проявилась главным образом в приобретении геосинклиналями все более и более линейных форм и в преимущественной локализации интенсивных движений в узких зонах у глубинных разломов (в том числе на сопряжении континентов и океанов). Общее увеличение жесткости земной коры, развитие дифференцированных движений по разломам обусловили в молодых геосинклиналях все более раннее и более широкое развитие орогенных формаций. Анализ распространения сводово-глыбовых областей в пространстве и времени, выполненный Е.Д. Карповой (1968), показал их вероятное проявление в раннем протерозое, отчетливое существование в позднепротерозойско-кембрийских структурах, резкое расширение их в раннем палеозое и в последующее геологическое время, причем расширение ареалов сопровождалось увеличением контрастности глыбовых движений. Значительно возрастает со временем роль корового магматизма и особенно субвулканических интрузий игнимбритов.

С течением времени увеличивались контрасты между отдельными зонами геосинклиналей, все более отчетливо оформлялись краевые прогибы, которые, по мнению Н.С. Шатского, в своем типичном выражении появились лишь в герцинских структурах. Однако отмечаемая Н.П. Херасковым как особенность байкалид приплатформенная зона слабодислоцированных отложений может представлять собой эмбриональную форму краевых прогибов. А.Н. Булгатов и Б.Н. Красильников (1968) отстаивают (на примерах Забайкалья и Саяно-Алтайской области) существование гомологов краевых прогибов в протерозое (Кодаро-Удоканская зона), позднем докембрии и раннем палеозое. Л.И. Салоп (1964) также отмечает появление краевых прогибов в позднем докембрии. Большинство исследователей считают краевым Ангаро-Ленский прогиб, обрамляющий байкалиды.

А.Л. Яншин и др. (Тектоника Евразии, 1966) предполагают первое появление глубоких, некомпенсированных осадкоотложением прогибов в раннем палеозое. С увеличивающейся тектонической расчлененностью геосинклиналей связано последующее развитие флиша в геосинклиналях.

В молодых, мезозойских и кайнозойских структурах, как подчеркивает Н.П. Херасков (1967), увеличивается роль срединных массивов и крупных внутренних впадин, заполненных морями.

Краевые вулканические пояса развились еще до палеозоя, например в среднем протерозое Прибайкалья (Бухаров, Чагин, 1972). Характерные для окраин каледонид вулканические зоны Н.П. Херасков (по-видимому, справедливо) связывает с воздействием развивавшихся герцинид на каледониды. Одним из доказательств связи краевых вулканических поясов с тектоническими движениями в соседних геосинклиналях (а не с "автономной" активизацией) является особенно широкое проявление этих поясов на границах "парных" циклов: каледонид и герцинид, мезозоид и "камчатид". В этом отношении указания Г. Шнейдерхена, Н.С. Шатского и Н.П. Хераскова на некоторую "родственность" каледонид и герцинид (представляющих в общем дальнейшее развитие первых), а также мезозоид и альпид (завершающих развитие, начавшееся в мезозое) имеют глубокий смысл. Эпохи между парными циклами не сопровождаются значительной регенерацией структур, что обусловливает их относительный параллелизм, а это в свою очередь определяет интенсивное воздействие геосинклинальных процессов на соседние структуры предыдущего цикла и *возникновение пограничных протяженных вулканических поясов.*

Сравнение химических составов разновозрастных вулканитов позволяет наметить их эволюцию (Белоусов, 1971; Белоусов и др., 1969; Москалева и др., 1972). В более древних эффузивах отношение Na_2O/K_2O выше, чем в молодых, что, вероятно, отражает происходящую общую "континентализацию" земной коры. Наоборот, содержание CaO в геосинклинальных вулканитах резко увеличивается в молодые эпохи в связи, очевидно, с увеличением интенсивности тектонических движений, более ранним проявлением орогенеза при течении геосинклинального процесса. Со временем имеет также место увеличение содержания в геосинклинальных базальтах Al_2O_3 и уменьшение содержания Ti, что объясняется происходящим "вызреванием" вещества верхних горизонтов мантии. Ультрабазиты постепенно становятся менее магнезиальными, но более известковистыми и глиноземистыми.

По А. Гликсону (Glikson, 1972), архейские метабазиты отличаются от современных толеитов более высоким отношением Fe/Mg, бо́льшим количеством Al и Ti, *пониженными отношениями* K/Rb и Fe^{3+}/Fe^{2+}. *Эти различия связаны* с выплавкой архейских базальтов на небольших глубинах и менее контрастной дифференциацией коры.

Систематизация большого материала по химизму разновозрастных пород была выполнена А.Энгель и Ц.Энгель (1972). Эти исследователи получили суммарную кривую непрерывного возрастания количественного отношения K_2O/Na_2O от архея до позднепермского времени, когда величина этого отношения резко уменьшилась, а затем опять стала возрастать (рис. 22). Авторы приходят к выводу о непрерывном росте общего мегаконтинента с архея до конца палеозоя и о его распаде на части в позднепермское время вследствие развития мировой рифтовой системы и горизонтального движения континентальных плит. По их мнению, подобные процессы, возможно, имели место и в течение архея (2,5–3,5 млрд. лет назад).

Подобная интерпретация петрохимических материалов нам кажется далеко не бесспорной. Последовательное увеличение со временем отношения K_2O/Na_2O в *породах понятно. Оно отражает общую эволюцию земной* коры, ее "континентализацию". Резкий перегиб кривой, отражающий изменение величины этого отношения в конце палеозоя–начале мезозоя, естествен: он приурочен к окончанию крупного тектоно-магматического мегацикла (обнимающего каледонский и герцинский циклы), когда произошла максимальная сиализация земной коры и начался (извержениями раннегеосинклинальных основных лав) новый крупный мезозойско-кайнозойский цикл. Но возникает вопрос: почему в таком случае на кривой не получили отражения окончания других тектоно-магматических циклов (например, байкальского)? Причиной этого может быть недос-

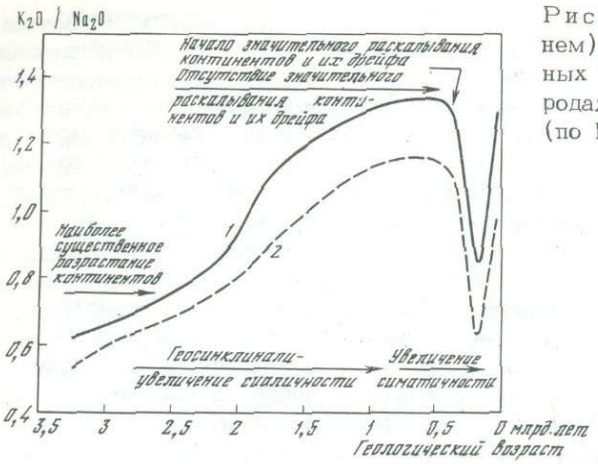


Рис. 22. Изменение (со временем) отношения K_2O/Na_2O в осадочных (*1*) и изверженных (*2*) породах континентов и островных дуг (по Ц.Г. и А.Э. Дж. Энгель, 1972)

таточность материала, и после уточнения на кривой могут появиться дополнительные перегибы. Но возможна и другая причина, именно двойственный характер щелочей (в том числе калия), о чем уже говорилось выше.

С одной стороны, являясь весьма подвижным продуктом дифференциации мантии, калий в повышенных количествах появляется в раннегеосинклинальных магматических продуктах. В древние эпохи, когда процесс дифференциации мантии происходил более интенсивно, содержание калия в основных продуктах было выше, чем в последующие эпохи. С другой стороны, содержание калия в породах увеличивается по мере развития тектоно-магматического цикла и сиализации земной коры, что находит общее отражение в росте количества калия в породах по мере удаления от океана. Это явление, наоборот, все большее и большее значение приобретает в позднейшие эпохи. Изгибов кривой у границ более ранних тектоно-магматических циклов не появилось, возможно, потому, что увеличение основности магматических продуктов в начале циклов сопровождалось значительным привносом калия из мантии. Этот привнос "уравновешивал" в количественном отношении щелочи, связанные с сиализацией земной коры в предыдущем цикле. В конце же палеозоя (в связи с общим уменьшением выделения щелочей из мантии с ранними магматическими продуктами) дефицит калия в начале развития геосинклинального магматизма проявился наиболее четко. Такое объяснение, нам кажется, лучше согласуется с геологическими явлениями, чем даваемое А. и Ц. Энгель.

Таким образом, геосинклинальные системы типа островных дуг появились, по-видимому, еще в позднем протерозое. Изменения геосинклинальных систем в процессе эволюции имели преимущественно количественный характер и были связаны с увеличением контрастности между структурами материков и океанов, более резкой тектонической (и геоморфологической) расчлененностью молодых геосинклиналей. Поэтому можно думать, что большинство закономерностей, подмеченных в очень молодых геосинклинальных системах, могло иметь место и в относительно древних геосинклиналях.

Эволюционное развитие земной коры и процессов магматизма отражается на составах руд. В сводке японских исследователей (Вулканизм и рудообразование, 1973) устанавливается эволюция рудных месторождений, связанных с вулканизмом. Сделать это позволила разновозрастность колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений в Японии, относящихся к палеозою (карбон-пермь), мезозою (юра-нижний мел) и кайнозою (неоген и плейстоцен). Палеозойские и мезозойские эвгеосинклинали Японии, в которых формировались колчеданные, колчеданно-полиметаллические и другие вулканогенно-осадочные руды, представляли собой систему прогибов, которые с течением времени последовательно перемещались в сторону океана. Палеозою были присущи преимущественно пластообразные медноколчеданные и железо-марганцевые место-

рождения. В мезозое, кроме того, формировались и колчеданно-полиметаллические руды. При этом в поздней юре, когда в геосинклиналях извергались основные лавы, образовались месторождения железа, марганца и медьсодержащих пиритов. В раннем мелу основной вулканизм сменился кислым и стали формироваться колчеданно-полиметаллические залежи с медью, свинцом, цинком. В очень сложных по морфологии и генезису миоценовых колчеданно-полиметаллических месторождениях гамма металлов расширилась. Подобные последовательные изменения состава руд позволили японским геологам говорить об эволюции вулканогенного рудообразования в Японии с палеозоя до неогена. Эволюция проявилась в постепенной смене простых пластообразных моно- или малометалльных рудных тел многометалльными залежами со сложной морфологией и зональностью.

Даваемую японскими авторами картину эволюции можно дополнить, если проанализировать материалы по Курило-Камчатской дуге. Этот анализ показывает, что эволюционируют не только руды, но и вулканогенные формации и геосинклинальные процессы (Власов, 1974).

Уже в юрско-меловое время наметились, по японским материалам, "отрыв" кварц-кератофировой формации от спилито-диабазовой и перемещение кислых калиево-натриевых серий вулканитов из раннегеосинклинального в позднегеосинклинальный и в переходный (к орогенному) этапы. В позднемеловом-кайнозойском цикле развития Курило-Камчатской дуги раннегеосинклинальные (сенонские) вулканиты представлены преимущественно спилито-диабазовой формацией, содержащей маломощные залежи марганцевых и железных руд. Последние очень своеобразны и представляют собой тонкополосчатые ритмиты с чередующимися параллельными слойками (мощностью от долей миллиметра до нескольких сантиметров) кремния, красного (насыщенного гематитовой пылью) известняка и кремнистого гематита. Это реликты фации железистых роговиков, имевшей широкое распространение в докембрии и раннем палеозое.

Кварц-кератофировая формация если и имеется на Камчатке, то в очень сокращенном виде: данные о ее присутствии ограничиваются сведениями о наличии в самых поздних меловых (или раннепалеогеновых) образованиях Северной Камчатки кварцевых альбитофиров (Голяков, 1971). Руды, связанные с этими образованиями, до сих пор остаются неизвестными. Главной же продуктивной эпохой Курило-Камчатской дуги был нижний-средний миоцен - время образования формации зеленых туфов. Зеленые туфы сопоставляются некоторыми исследователями с кварц-кератофировой или спилит-кератофировой формациями, но подобное сопоставление лишено серьезных оснований[1]. Эти формации, помимо того, что занимают в тектоно-магматическом цикле различное положение (зеленые туфы - формация уже раннеорогенная), имеют и другие существенные отличия (Власов, 1974).

Формация зеленых туфов изменяется по простиранию Курило-Камчатской дуги в зависимости от палеогеографических условий, существовавших в миоцене.

К югу от Курильских островов, во Внутренней зоне Северо-Восточной Японии, крупные опускания обусловили в раннем и среднем миоцене широкое распространение морских условий, а интенсивный подводный вулканизм с извержением значительно дифференцированных лав явился предпосылкой для эксгаляционно-осадочного рудообразования (руды Куроко). Залежи Куроко тесно сопряжены с одновременно или с несколько позднее формировавшимися жильными и метасоматическими колчеданно-полиметаллическими рудами пропилитового ряда. Подобные руды распространены в районах, не покрывавшихся в миоцене морем, а также в корневых частях и на флангах месторождений Куроко. Металлы в жилах и метасоматических залежах те же, что и в рудах Куроко.

---

[1]Например, Г.Ф. Яковлев и др. (Основные принципы..., 1973) пишут, что "наиболее значительные колчеданные месторождения Японии сосредоточены в миоценовом поясе пород спилит-кератофировой формации, относящейся к ранней стадии альпийского геосинклинального развития" (с. 128).

Оба типа руд характеризуются сходной рудной зональностью. Похожи и околорудные изменения в обоих типах (главным образом серицитизация и окварцевание), что говорит об одинаковом (по-видимому, хлоридно-щелочном) составе рудоносных растворов.

Близкие к японским условия существовали и на южных островах Курильской гряды (Кунашир, Итуруп, Уруп), где также известны зеленые туфы и сопряженные с ними руды, сходные с рудами Куроко.

Далее же к северу, в пределах камчатского отрезка внутренней вулканической дуги, в связи с более ранней стабилизацией приматериковой части дуги вулканизм и рудообразование имели в миоцене преимущественно наземный характер. Здесь известны разнообразные жильные и метасоматические руды, принадлежащие к общему пропилитовому генетическому ряду рудных формаций (Власов, Василевский, 1964; Вулканические серные месторождения, 1971).

Многие особенности сближают развитый на Камчатке пропилитовый рудный ряд с колчеданно-полиметаллическими месторождениями Куроко (состав металлов, залегание руд преимущественно в измененных вулканитах; характер околорудных изменений – щелочных и слабокислых, последовательность смены металлов в вертикальных разрезах, в основном близповерхностный характер рудообразования и др.).

Главное отличие состоит в значительном вертикальном интервале отложения руд пропилитового ряда (500–1000 м), тогда как в условиях подводного вулканизма отложение металлов из сходного состава растворов было "сжато" в более коротком вертикальном интервале у выхода гидротерм на дно моря. Другая особенность пропилитового рудного ряда – развитие в его приповерхностных звеньях кислотных гидротермальных продуктов – объясняется окислением атмосферным кислородом сернистых газов (главным образом сероводорода). В восстановительных условиях подводного рудообразования этого, естественно, не происходило. Добавление в пропилитовом рудном ряду молибдена может быть объяснено несколько большей кислотностью магматических продуктов. Следует учитывать, что молибден во внутренних вулканических дугах проявляется преимущественно вблизи срединных массивов или на их окраинах, переработанных молодыми движениями (Срединный массив Камчатки).

Таким образом, пропилитовый рудный ряд может рассматриваться как видоизменение руд Куроко при смене подводных условий вулканизма и рудоотложения континентальными, при прогрессирующем раскислении магматических продуктов и при уменьшении глубины магматических очагов и степени их "закрытости". Последняя тенденция отчетливо проявилась в Центрально-Камчатской вулканической зоне, и благодаря ей была установлена последовательная смена в течение неогена относительно глубинных рудных формаций близповерхностными (Власов, 1963б; Власов, Василевский, 1964).

В позднем неогене после складкообразовательных движений во внутренних вулканических дугах проявился (преимущественно в субаэральных условиях) новый "цикл" вулканической деятельности, начавшийся излияниями сравнительно основных лав (андезито-базальты, андезиты) и закончившийся в плиоцене извержениями кислых, с несколько повышенной щелочностью вулканических продуктов, в том числе игнимбритов. С газо-гидротермальными процессами конца плиоцена (продолжавшимися местами в плейстоцене) связано образование своеобразных, уже чисто континентальных колчеданных залежей, тесно ассоциированных с месторождениями самородной вулканической серы (типа Мацуа или Малетойваяма). Особенности японских колчеданных залежей такого типа описаны Х. Мукаямой (Mukaiyama, 1959), Т. Такеучи и др. (Takeuchi e.a., 1966), Х. Абе (Abe, 1962), Т. Тацуми (Вулканизм и рудообразование 1973) и другими исследователями. Руды этих залежей существенно отличаются от руд Куроко преимущественно метасоматическим характером, однообразием состава (главным образом сульфиды железа с тем или иным содержанием самородной серы, иногда незначительными примесями сфалерита, галенита, барита, киновари, антимонита, аурипигмента и реальгара), интенсивными околорудны-

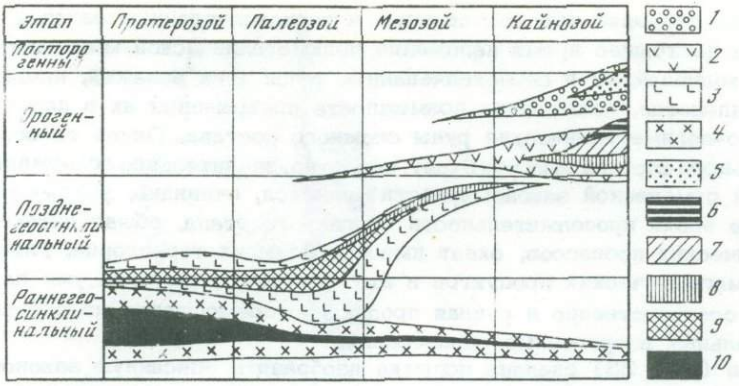


Рис. 23. Эволюция подводного вулканизма и рудообразования

1–4 – формации: *1* – вулканогенная моласса, *2* – зеленые туфы, *3* – кварц-кератофировая, *4* – спилито-диабазовая; *5–10* – руды: *5* – серноколчеданные (с самородной серой и ртутью), *6* – пропилитовый рудный ряд (Cu, Mo, Zn, Pb, Au, Ag, Sb, Hg), *7* – колчеданно-полиметаллические с серебром и золотом, *8* – колчеданно-полиметаллические, *9* – собственно колчеданные и медистые пириты, *10* – железные и марганцевые

ми изменениями кислотного характера, очень небольшой глубиной образования (от десятков метров до 250–300 м). Современное формирование подобных серноколчеданных залежей можно наблюдать на Северо-Восточном сольфатарном поле вулкана Менделеева на о-ве Кунашир.

Таким образом, материалы по колчеданным и колчеданно-полиметаллическим рудам Курило-Камчатской и Японской островных дуг показывают эволюцию у окраин Восточной Азии колчеданного рудообразования, выраженную усложнением морфологии, состава и генезиса рудных залежей. Одной из важнейших закономерностей эксгаляционно-осадочного рудообразования, как устанавливается на примере Восточно-Азиатских островных дуг, является его последовательное перемещение в полициклически развивающихся областях из ранних стадий геосинклинального развития в более поздние вплоть до орогенной. Постепенная, с течением геологического времени "континентализация" условий образования, давно уже подмеченная исследователями для некоторых типов месторождений (железорудных, угольных и др.), проявляется и в отношении колчеданной формации. Это, собственно, и служит причиной усложнения со временем процесса колчеданообразования.

В сравнительно раннем палеозойском цикле развития Восточной Азии эксгаляционно-осадочные руды начинали образовываться в начале геосинклинального прогибания и развития геосинклинального вулканизма. Условия этой раннегеосинклинальной стадии определили развитие в подводных обстановках медноколчеданных, железо- и марганцеворудных пластообразных залежей. В мезозойском цикле главное подводное рудоотложение уже переместилось в позднегеосинклинальную стадию и получили развитие колчеданно-полиметаллические месторождения. В позднемеловом-неогеновом цикле геосинклинальная стадия характеризовалась, по имеющимся данным, лишь незначительными марганцевыми рудопроявлениями. Главное эксгаляционно-осадочное рудообразование происходило в миоцене, т.е. уже в начале орогенной стадии, и этот процесс был тесно связан с образованием жильных и метасоматических месторождений пропилитовой рудной формации. По мере развития горных сооружений и регрессии моря пропилитовая рудная формация "заменяла" эксгаляционно-осадочные колчеданно-полиметаллические руды.

В самом молодом, позднеэогеновом цикле преобладание континентальной обстановки вообще воспрепятствовало формированию эксгаляционно-осадочных рудных залежей. Колчеданные месторождения модифицировались: развивались

специфические субаэральные колчеданные и серноколчеданные залежи. Наблюдающееся в настоящее время наложение полиметаллической минерализации на собственно колчеданные и серноколчеданные руды этих залежей, например на вулкане Менделеева, показывает возможность превращения их в дальнейшем в колчеданно-полиметаллические руды сложного состава. Одной из особенностей минерального состава этих руд будет, вероятно, значительное содержание ртути.

Причиной отмеченной закономерности является, очевидно, увеличение в более молодые эпохи продолжительности орогенного этапа, общая интенсификация орогенических процессов, охват ими все больших территорий. Главная масса кислых магматических продуктов в эти эпохи формируется уже на орогенном этапе, соответственно и рудная продукция перемещается из собственно геосинклинальных в орогенные образования.

На схеме (рис. 23) сделана попытка изобразить описанную закономерность графически. "Хвост" формации зеленых туфов в палеозое и мезозое показан на схеме эволюции не случайно. Зарождение раннеорогенной рудной формации, вероятно, произошло еще до начала палеозоя, когда, как отмечает В.Н. Москалева (1973, с. 53), "впервые обособляется формация базальтовых и андезитовых порфиритов с характерными порфировыми структурами и большим количеством пирокластолитов"[1]. Формация зеленых туфов, вероятно, имеется в позднепалеозойских образованиях северо-западной части Тихоокеанского пояса. Характеризуя эти образования, В.А. Амантов (Геология Северо-Восточной Азии, 1973) пишет: "Среди кремнисто-вулканогенных образований "ортогеосинклиналей" известны типичные представители как спилит-кератофировой формации, так и морской андезитовой формации" (с. 70). Несколько далее тот же автор (Геология Северо-Восточной Азии, 1973, с. 71) отмечает сравнительно кислые подводные вулканиты инверсионно-орогенных герцинских структур – предвестники развития в последующем континентальных вулканических поясов.

Имеются определенные факты, говорящие о проявлении формации зеленых туфов с колчеданно-полиметаллическими рудами в палеозойских разрезах Урала. Эта формация (более молодая, чем главная рудоносная спилито-кератофировая) именуется там андезитовой, андезито-базальтовой или риолито-базальтовой. Характерно, что ее появление на Урале сопровождается увеличением роли полиметаллических руд и развитием изменений вмещающих пород, очень сходных с таковыми в формации зеленых туфов (хлоритизация, эпидотизация, альбитизация, карбонатизация, пренитизация и др.).

К подобным образованиям, по-видимому, относится Баймакский магматический комплекс Магнитогорского мегасинклинория (Салихов, Серавкин, 1970; Серавкин, 1972). Комплекс состоит из вулканитов и субинтрузивных пород преимущественно андезитового и дацитового состава. С ним пространственно тесно связаны полиметаллические месторождения, значительно отличающиеся от типичных колчеданных (Майское, Бакртау и др.). Кроме состава руд, своеобразны околорудные изменения пород с развитием барита, цеолитов, алунита. Руды имеют значительно более молодой возраст, чем нижнепалеозойские основные вулканиты, и тесно связаны с послепозднедевонскими субвулканическими интрузиями альбитизированных липаритов и кварцевых дацитов. Как подчеркивают Д.Н. Салихов и Н.Б. Серавкин, "общая геотектоническая обстановка формирования Баймакского магматического комплекса характеризуется наличием в силуре, на месте современной Таналакской антиклинали, устойчивого геоантиклинального поднятия, близкого к современным островным дугам типа Курило-Камчатской" (Селихов, Серавкин, 1970, с. 102).

О связи полиметаллических руд Северного Урала (Лемвинский синклинорий) с орогенным вулканизмом, локализованным в древней островной дуге, сообщает Л.П. Дьяченко (1972). На южном Урале вероятным аналогом формации зеленых туфов является раннеорогенная колчеданно-полиметаллическая формация,

---

[1] А. Митчелл (Mitchell, 1973) полагает, что аналоги руд Куроко проявляются в архейской серии Киватин Канады.

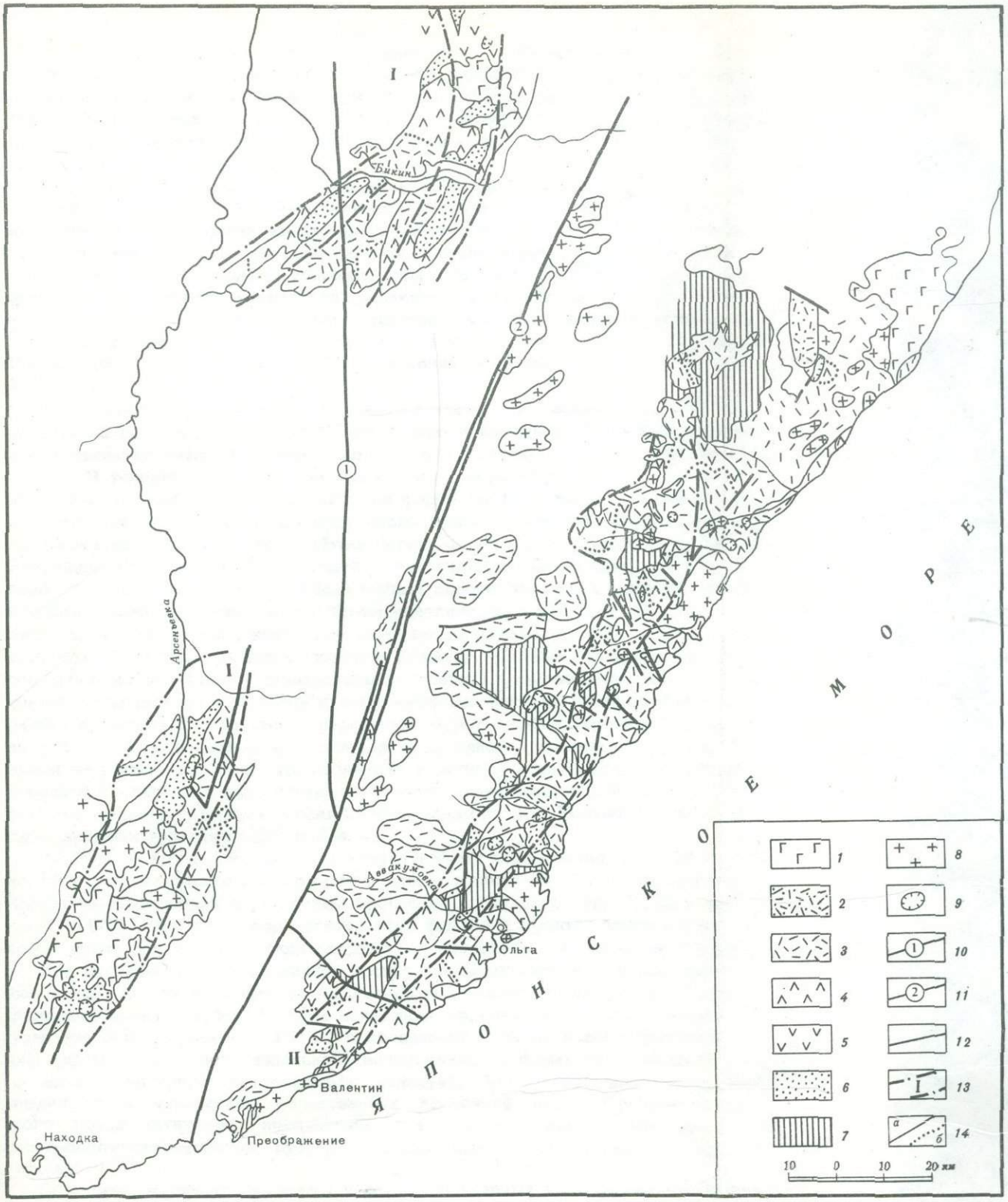


Рис. 24. Предполагаемое распространение формации зеленых туфов в Приморье (по Е.Д. Петраченко)

1 – палеогеновые базальты; *2* – палеогеновые вулканиты кислого состава; *3–5* – позднемеловые вулканиты: *3* – кислые, *4* – смешанного состава, *5* – среднего и основного состава; *6* – позднемеловые туфогенно-осадочные породы петрозуевской, даданьшаньской и достоевской свит; *7* – позднеюрские отложения (култухинская и ногская свиты); *8* – позднемеловые граниты; *9* – субвулканические интрузии и экструзии; *10* – Фудзино-Иманский сдвиг; *11* – Центральный Сихотэ-Алинский шов; *12* – прочие разломы; *13* – зоны развития формации зеленых туфов: I – Бикино-Партизанская, II – Прибрежная; *14* – литологические (*а*) и фациальные (*б*) границы

приуроченная к андезито-дацитовым вулканитам и субвулканическим породам *плагиогранит-андезит-дацитового вулкано-плутонического комплекса* (Прокин, Тесаловский, 1972). Сходный характер имеет и Учаловское рудное поле (Яшин, 1972). Не исключена возможность принадлежности к формации зеленых туфов и руд Гайского района, приуроченных к субаэральным вулканическим сооружениям (Сагло и др., 1972).

Можно вспомнить, что Г.Ф. Яковлев (1973) колчеданное оруденение на Урале связывает с раннегеосинклинальным вулканогенным комплексом, полиметаллическое – с позднегеосинклинальным вулкано-плутоническим комплексом. Последнее, судя по минеральным парагенезисам, формировалось в более низкотемпературных условиях при меньшей активности калия и значительно большей активности углекислоты. Гипогенные гипс, алунит, а также барит особенно широко проявляются на позднегеосинклинальных колчеданно-полиметаллических и полиметаллических месторождениях Урала, что сближает их с месторождениями формации зеленых туфов Японии.

Проявляется, видимо, формация зеленых туфов и в Узбекистане, где она развита на периферии Фергано-Кураминского и Байсунского срединных массивов в Кызылкумо-Кураминском и Хорезмско-Гиссарском вулкано-плутонических поясах. В условиях относительно мощной коры формация имеет здесь преимущественно кислый состав ("липариговая формация"). Возраст ее раннекарбоновый, что соответствует началу орогенного этапа в развитии Южно-Тянь-Шаньской геосинклинальной системы (Вулканогенные формации Узбекистана, 1971). Вулканиты накапливались преимущественно в прибрежно-морских условиях и подвергались интенсивным зеленокаменным перерождениям. С кислыми лавами и туфами тесно ассоциированы субвулканические интрузии того же состава. С этой формацией связаны колчеданно-полиметаллические руды (с медью, цинком, свинцом и др.). В последующем в пределах краевых вулканических поясов продолжалось (уже в субаэральных условиях) формирование мощного вулкано-плутонического комплекса преимущественно кислого состава. Таким образом, липариговая формация – вероятный аналог зеленых туфов в Узбекистане – лежит в основании разрезов краевых вулкано-плутонических поясов, указывая на начало формирования последних в раннеорогенную стадию развития соседней геосинклинальной системы. Уместно вспомнить, что подобное же положение меловая формация зеленых туфов занимает и в Восточно-Сихотэ-Алинском краевом вулканическом поясе.

На Рудном Алтае сходные с зелеными туфами образования имеются в девоне. Это андезит-дацитовая формация с рядом мелких медных и полиметаллических месторождений и развитием процессов пропилитизации. По В.С. Кузебному (1975), во время образования этой формации Рудный Алтай представлял собой архипелаг вулканических островов со значительными площадями суши.

При анализе истории развития геосинклинальных систем Средиземноморья, вероятно, удастся выделить во многих из них аналоги раннеорогенной рудной формации зеленых туфов. В этом отношении заслуживает большого внимания указание Н.П. Хераскова (1967) о проявлении в европейских герцинидах второй (кроме раннегеосинклинальной) зеленокаменной формации, связанной уже с эпохой внутригеосинклинальных поднятий. Ю.С. Перфильев и др. (1973) выделяют в альпийских образованиях восточной части Средиземноморского пояса орогенную андезито-базальтовую формацию с медными и золито-полиметаллическими рудами – возможный аналог формации зеленых туфов.

Возможно, частично относятся к формации зеленых туфов мезозойские (триасовые и юрские) сульфидные руды меди, цинка, свинца, бария "Зеленого пояса" Британской Колумбии (Канада). Руды залегают среди зеленых вулканитов от основного до кислого состава, содержащих слои известняков и кремнистых сланцев. По своим особенностям они близки к типу японских руд Куроко (Saleken, 1973).

В Сихотэ-Алине вероятными аналогами формации зеленых туфов являются позднемеловые петрозуевская (Приморье) и больбинская (Нижнее Приамурье) свиты (рис. 24, см. вклейку и 25). Петрозуевская свита и ее аналоги (сеноман-нижний сенон или сеноман-турон) в нижней ее части сложены преимущественно андезитами и туфогенно-осадочными породами, в верхней – туфами, в подчиненных количествах – лавами андезитового и более кислого (до липаритового) состава. Среди андезитов имеются двупироксеновые и много кислых разностей с роговой обманкой и биотитом (экструзии?). В верхних толщах кислых вулканитов нередко содержатся игнимбриты. Характерной особенностью формации является грязно-зеленовато-серая, голубовато-зеленая или желто-серая окраска пород, обусловленная развитием вторичных минералов – хлорита, эпидота, кальцита, цеолитов, альбита, кварца серицита. Мощность свиты достигает нескольких тысяч метров. Она распространена в бассейнах рек Аввакумовки, Тумановки, Садовой, Устиновки, Джигитовки, Пластунки на побережье Японского моря и в других районах.

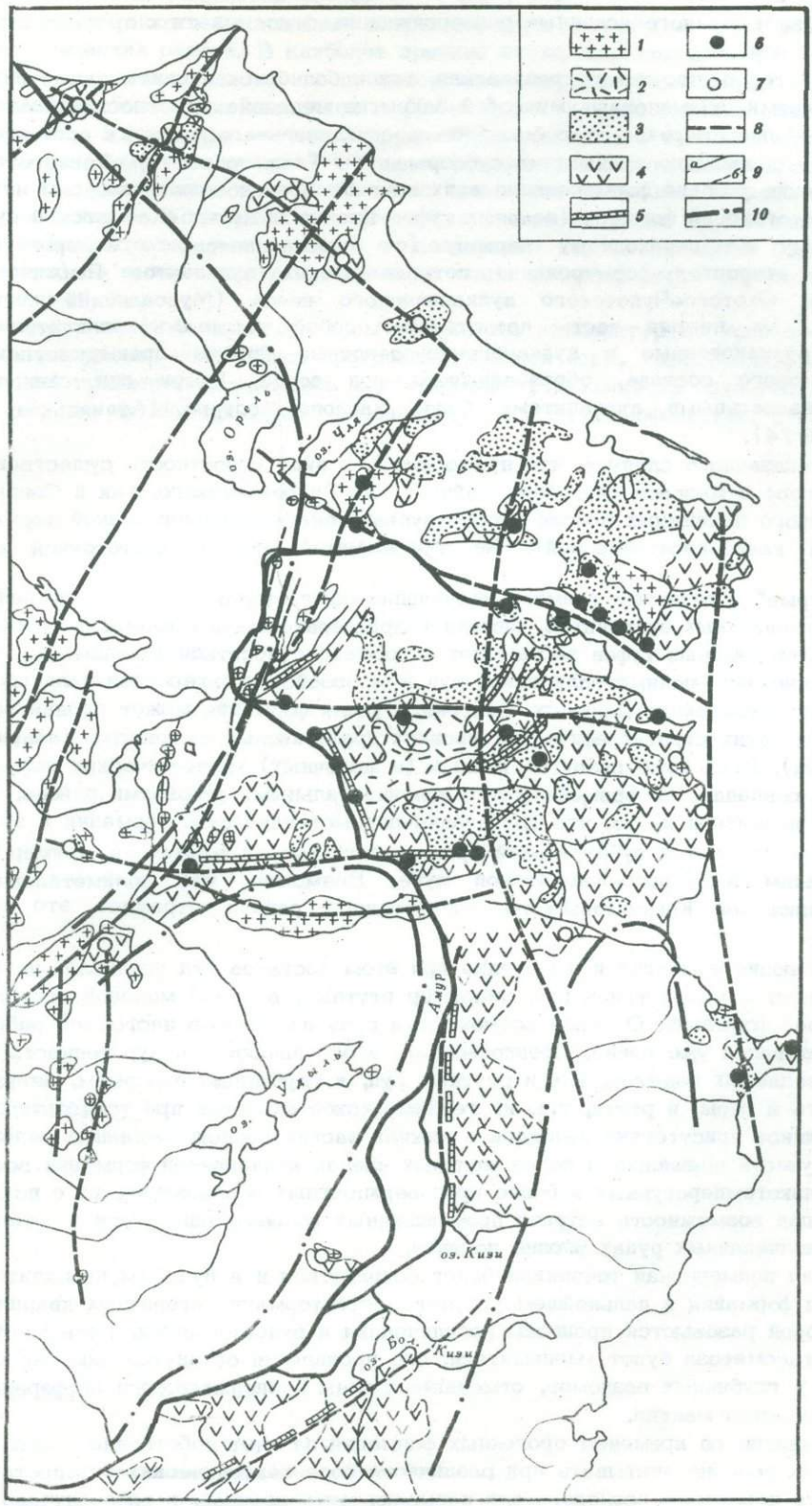
Отложение вулканитов петрозуевской свиты происходило первоначально в водной среде, о чем говорят слоистая текстура пород, хорошая сортировка вулканогенно-обломочного материала, встречающиеся иногда потоки спилитовых шаровых лав, остатки морских моллюсков. Верхняя часть свиты формировалась в субаэральных условиях. В пределах полей развития формации имеются значительные участки эпидот-хлоритовых, хлорит-карбонатных и гидрослюдисто-монтмориллонитовых пород, местами с рудами. В эндо- и экзоконтактах экструзий и интрузий разнообразного состава встречаются гурмалин-серицитовые метасоматиты, иногда развиты высокотемпературные вторичные кварциты. Сложные позднемеловые вулканогенные, экструзивные и интрузивные образования Приморья В.В. Ветренников (1973) выделяет в гранито-липарито-андезитовую формацию. Ее образование связано с развитием многочисленных вулкано-тектонических структур, расположение которых вдоль линейных разломов обусловило поясовое развитие зеленых туфов вдоль западных и восточных склонов Сихотэ-Алиня. Прибрежный пояс протягивается в восточной части Сихотэ-Алинского вулканического пояса от бухты Валентина на юге до верховьев р. Таежной на севере (более чем на 300 км), имея дальнейшее простирание на северо-восток. Бикинско-Партизанский пояс протягивается параллельно первому от р. Тигровой на юге до р. Бикин (и далее) на север.

Примерно одновозрастными (абсолютный возраст 77–88 млн. лет) являются породы больбинской свиты Нижнего Приамурья, сложенной внизу спилитовыми шаровыми лавами, вверху – формировавшимися уже в субаэральных условиях андезитами и более кислыми (до липаритов) вулканитами. Среди андезитов много сравнительно кислых разностей – двупироксеновых, роговообманковых, биотитовых. Породы нередко характеризуются повышенной щелочностью. Верхнюю часть (с игнимбритами) обычно выделяют как татаркинскую свиту. Характерны обилие экструзий и субвулканических интрузий, а также сильные зеленокаменные и другого характера (калишпатизация, серицитизация) преоб-

---

Рис. 25. Схема размещения позднемеловых магматических образований на территории Нижнего Приамурья (по В.И. Сухову, 1967)

1 – позднемеловые гранитоиды (нижнеамурская серия); *2* – датские риолиты и их пирокласты (маломихайловская свита); *3* – позднесенонские дациты, риолиты и их пирокласты (татаркинская свита); *4* – ранне-среднесенонские андезиты и их пирокласты (больбинская свита); *5* – предполагаемые палеовулканы линейного типа; *6–7* – вулканы центрального типа: установленные (*6*) и предполагаемые (*7*); *8* – глубинные разломы и оперяющие их нарушения; *9* – линии контакта с подстилающими образованиями (*а*) и перекрывающими третичными и четвертичными образованиями (*б*); *10* – предполагаемые Е.Д. Петраченко границы распространения пород формации зеленых туфов в Нижнем Приамурье


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
оз. Орлак
оз. Чаа
Амур
оз. Улаан
оз. Кизи
оз. Бол. Кизи

разования лав и туфов. Широко распространены вторичные кварциты главным образом высокотемпературного типа. В андезитах и породах более кислого состава известны многочисленные рудопроявления, относящиеся к пропилитовому рудному ряду.

Характерно, что как петрозуевская, так и больбинская свиты являются образованиями, знаменовавшими собой закрытие мезозойских геосинклиналей Сихотэ-Алиня, переход от собственно геосинклинального этапа к орогенному и смену подводного вулканизма субаэральным. Таким образом, общие геотектонические условия формирования этих свит были аналогичны условиям накопления неогеновой формации зеленых туфов Японии и Курило-Камчатской дуги. К этому же переходному периоду (от геосинклинального к орогенному этапу) относится формирование готерив-аптских вулканитов Пенжинского участка Охотско-Чукотского вулканического пояса (Мургальский антиклинорий). Их нижняя часть представляет собой зеленые (пропилитизированные) вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы преимущественно андезитового состава, образовавшиеся под водой. Вверх они сменяются субаэральными вулканитами более кислого состава (Афанасьева и др. 1974).

Из сказанного следует, что нужно иметь в виду вероятность существования в палеозое и мезозое различных районов как Тихоокеанского, так и Средиземноморского подвижных поясов второй вулканогенно-осадочной рудной формации (кроме кварц-кератофировой), не учитываемой еще в достаточной степени.

"Отрыв" с течением времени колчеданно-полиметаллических руд от раннегеосинклинальных вулканитов, замена кварц-кератофировой формации орогенной формацией зеленых туфов заставляют осторожно относиться к видимому отсутствию колчеданно-полиметаллических руд в мезозойских эвгеосинклинальных отложениях советского Дальнего Востока. Рудная формация может проявиться на более высоких стратиграфических уровнях среди кислых вулканитов (например, меловых). Если даже развитие кислых (и щелочных) магматических дифференциатов совпадало по времени уже с континентальными условиями района, мы можем надеяться на то, что колчеданно-полиметаллическая формация в этих условиях заменится субаэральной пропилитовой рудной формацией, пример чего мы видим в Курило-Камчатской дуге. Возможно, что полиметаллическая минерализация Комсомольского оловорудного района отражает это явление.

Эволюция формаций и изменение при этом составов руд усиливает надежды на открытие новых типов руд, например ртутных, в самой молодой серноколчеданной формации. О такой возможности один из авторов настоящей работы высказывался уже давно. Предпосылками этого являются приуроченность серноколчеданных залежей, как и ртутных руд, к глубинным разломам, легколетучесть и серы, и ртути, т.е. их геохимическое сходство при транспотировке, постоянное присутствие киновари в нижних частях серноколчеданных залежей. Если учесть появление в более молодых членах колчеданной формации все более низкотемпературных и более приповерхностных образований, то с позиций эволюции возможность встречи промышленных концентраций ртути в молодых серноколчеданных рудах вполне логична.

Если подмеченная тенденция будет сохраняться и в будущем, пропилитовая рудная формация в дальнейшем уступит место формации вторичных кварцитов, в которой разовьются процессы аргиллизации и рудоотложения. Роль калиевого метасоматоза будет уменьшаться, его проявления останутся лишь непосредственно у глубинных разломов, отмечающих зоны продолжающейся дифференциации вещества мантии.

Развитие со временем орогенных формаций за счет собственно геосинклинальных полезно учитывать при различного рода тектонических интепретациях. То, что некоторые исследователи называют активизацией, в ряде случаев может быть проявлением орогенических процессов, все более расширяющих сфе-

ры своей деятельности, т.е. по существу следствием эволюции общего геосинклинального тектонического процесса.

Развитие орогенного магматизма сопровождается увеличением роли коровых магматических очагов. В наиболее древние эпохи, характеризующиеся тонкой корой, магматические очаги и процессы метаморфизма развивались в непосредственной близости к поверхности. По мере роста коры глубина очагов увеличивалась. Увеличение мощности коры обусловливало все бóльшую контрастность основных (подкоровых) и кислых (коровых) магматических продуктов, что, как указывалось выше, облегчает выделение отдельных тектоно-магматических циклов. В пределах каждого цикла (этапа) глубина магматических очагов последовательно уменьшалась: от подкоровых глубин (поднятие базальтовых магм) до выхода очагов палингенных магм на поверхность с формированием игнимбритов.

По мере увеличения мощности коры изменялись температурные условия рудоотложения, уменьшалось общее прогревание земной коры, увеличивался геотермический градиент, сокращалась вертикальная протяженность оруденения вместе с более четким проявлением зональности (Шер, Тимофеевский, 1974).

Теория геосинклиналей и металлогенический анализ

Возможности и общие принципы анализа

Сказанное ранее позволяет рассматривать различные геологические явления как звенья общего геологического процесса, наиболее рельефным выражением которого служит развитие геосинклиналей и формирование земной коры. При таком подходе исследователи получают наилучшие условия для установления закономерностей тектогенеза, магматизма, рудообразования, распределения полезных ископаемых в пространстве и времени (Власов, 1973; Власов, Василевский, 1960; Власов и др., 1963; Власов, Борисов, 1966а).

Общее течение геологического процесса (в частности, его периодичность) определяется динамическим режимом Земли, отвечающим ее положению в планетной системе. Главные структуры, непосредственно регулирующие развитие геологического процесса, – это глубинные разломы, в частности, наиболее глубокие их представители – зоны Беньофа. Эти зоны связывают земную кору с мантией, процессы в которой в основном и вызывают явления, объединяемые нами в понятиях "тектоника" и "магматизм". Тем же зонам подчинена пространственная зональность расположения различных элементов геосинклинальных систем – внешних прогибов, внутренних вулканических дуг, тыловых прогибов, краевых вулканических поясов. Все эти элементы как на собственно геосинклинальном, так и на орогенном этапе характеризуются свойственными им формационными рядами и минерагенией. Следовательно, выделение глубинных разломов, а среди них – зон Беньофа, проявляющихся на выходе эвгеосинклинальными прогибами, – первоочередная задача при тектоническом и металлогеническом анализах. Определяющую роль зон Беньофа в образовании металлогенических зон подчеркивали В.И. Смирнов (1974), Л.П. Зоненшайн с соавторами (1973), Ц. Нисиваки (Nischiwaki, 1972), А. Митчел (Mitchell, 1973) и др.

Новый метод металлогенического анализа, естественно, нуждается в разработке. Различия в строении земной коры (вместе с другими факторами) обусловливают видоизменение геосинклиналей. Пока можно предложить лишь самую общую типизацию геосинклинальных систем. Создание более дробной классификации этих систем необходимо для более точного прогнозирования полезных ископаемых.

В тесной зависимости от строения земной коры и состояния верхней мантии, по-видимому, находится крутизна поверхности зон Беньофа. Уменьшение углов их наклона по мере роста земной коры сопровождается "отмиранием" глубинных сейсмических очагов, уменьшением глубины магмогенерирующих зон и в соответствии с этим изменением характера тектоно-магматических процессов и состава руд (Mitchell, 1973). Выяснение динамики изменений углов наклона глубинных разломов и причин этого явления может пролить свет на многие особенности тектогенеза и рудогенеза. Современные зоны Беньофа обнаруживаются геофизикой, реставрацию же зон, переставших быть сейсмоактивными, можно провести, используя закономерное увеличение содержания калия в магматических породах в направлении наклона зон. Этим способом П.В. Липман и др. (Lipman e.a., 1972) установили положение зон Беньофа

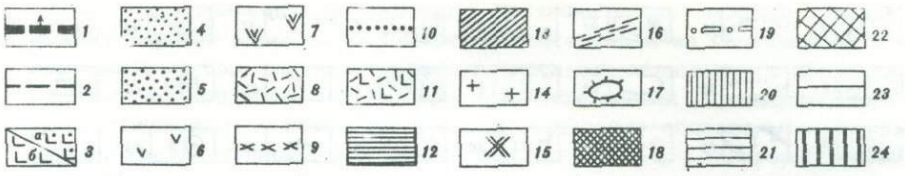


Рис. 26. Рекомендуемые условные обозначения для обзорных палеотектонических (прогнозно-металлогенических) карт (масштаб 1:5 000 000 – 1:10 000 000)

1 – выход зоны Беньофа и направление ее наклона; *2* – другие важнейшие магмоконтролирующие разломы; *3* – внешние прогибы (области подводного вулканизма): *а* – не претерпевшие инверсии, без кислых эффузивов, *б* – претерпевшие инверсию, с кислыми эффузивами; *4* – миогеосинклинальные зоны; *5* – краевые (тыловые) прогибы; *6* – внутренние островные дуги (зоны андезитового вулканизма); *7* – краевые вулканические пояса; *8* – области распространения щелочных вулканитов; *9* – перидотитовые (змеевиковые) пояса; *10* – эмбрионы краевых вулканических поясов; *11* – контрастные базальт-плагиолипаритовая или базальт-дацитовая формации; *12* – зеленые туфы; *13* – "черные сланцы" с тонкораспыленными сульфидами; *14* – районы развития субвулканических гранитоидных интрузий; *15* – дайковые поля; *16* – крупные зоны смятия; *17* – вулкано-купольные структуры (ранние вулканогенные поднятия в геосинклинальных трогах); *18* – геоморфологически выраженные поднятия внешних дуг; *19* – современные океанические желоба; *20* – срединные массивы; *21* – геоантиклинальные поднятия; *22* – подводные поднятия; *23* – океан (талассократон); *24* – поднятия (суша)

на западе США для эоцена и олигоцена. В среднем при вертикальном углублении зоны Беньофа на 10 км содержание K_2O увеличивается на 0,1% в породах, содержащих 60% SiO_2. Построением изолиний содержаний K_2O в вулканитах через 0,5% (что соответствует вертикальному интервалу в 50 км) установлены углы падения и места выхода палеозоя Беньофа.

Изменение петрохимического состава магматических пород по мере удаления от выхода зон Беньофа (в сторону их падения) выражается в переходе толеитов в известково-щелочную, а затем в щелочную серию вулканитов, а также в последовательной смене габбро-плагиогранитной, диорит-гранодиоритовой, нормально-гранитной и щелочно-гранитной серий гранитоидных пород (Зоненшайн и др., 1974). По В.Ф. Белому и А.П. Милову (1974), имеются минералогические и химические различия одновозрастных гранитоидов приокеанической и приматериковой зон Охотско-Чукотского вулканического пояса. Первые отличаются меньшим содержанием щелочей (с преобладанием натрия), более основным составом плагиоклазов, большей железистостью биотитов и т.д.

Следует подчеркнуть, что в различных зонах геосинклинальных систем закономерно изменяются не только магматические процессы и связанные с ними руды, но и процессы седиментации и обусловленная ими минерагения. Например, для каждой зоны характерен свой тип угольных бассейнов. Краевым вулканическим поясам свойственны межгорные впадины с относительно маломощными угленосными толщами, значительной туфогенностью отложений, сложным строением угольных пластов. Угленакопление в этих впадинах происходило преимущественно на заболоченных аллювиальных равнинах. Главные угольные запасы обычно сосредоточиваются в краевых (тыловых) прогибах, где на фоне колебаний береговой линии моря накапливаются мощные паралические угленосные толщи с наиболее высококачественными углями. Структуры типа внутренних вулканических дуг практически "безугольные". Лишь иногда в межвулканических впадинах, быстро заполняющихся вулканогенно-обломочным материалом и отложениями конусов выноса, создаются условия для образования мелких угольных линз. В отношении углей весьма перспективны "междуговые" прогибы типа Центрально-Камчатского; угленосность здесь связана с относи-

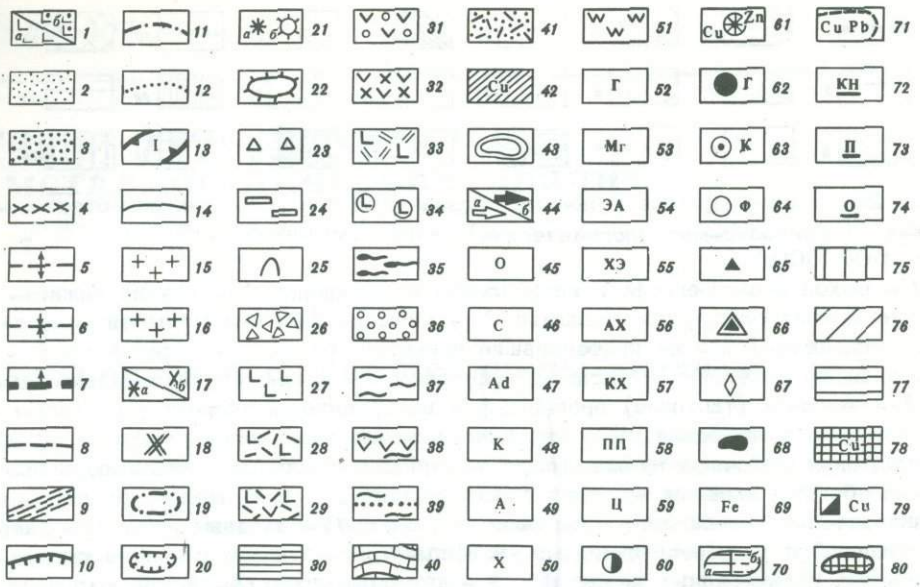


Рис. 27. Рекомендуемые условные обозначения для прогнозно-металлогенических карт (масштаб 1 : 200 000 – 1 : 500 000)

1 – авгеосинклинальные зоны (*а* – не претерпевшие инверсии, без кислых дифференциатов, *б* – претерпевшие инверсию, с кислыми дифференциатами); *2* – миогеосинклинальные зоны; *3* – краевые (тыловые) прогибы; *4* – пояса ультрабазитов; *5* – геоантиклинальные поднятия; *6* – синклинорные структуры; *7* – зоны Беньофа и направление их падения; *8* – прочие магмоконтролирующие разломы; *9* – зоны смятия; *10* – границы авгеосинклинальных зон; *11* – границы структурно-формационных зон; *12* – границы фациальных зон; *13* – границы металлогенических зон; *14* – прочие геологические границы; *15* – интрузии гранитоидов (тип породы указывается той или иной греческой буквой: $\delta\gamma$ – диориты, гранодиориты, δ – диорит-монцониты, γ – нормальные граниты, аляскиты, ϵ – граносиениты и другие субщелочные и щелочные породы); *16* – интрузии габбро (ν) и плагиогранитов ($\nu\gamma$); *17* – районы развития субвулканических интрузий (*а* – альбитофиры и кератофиры, *б* – другого состава); *18* – дайковые поля; *19* – кольцевые вулканические структуры; *20* – кальдеры и другие вулкано-тектонические депрессии; *21* – палеовулканы (*а* – с вулканическими продуктами базальтового состава; *б* – более кислого состава); *22* – вулкано-купольные структуры (ранние вулканогенные поднятия); *23* – околожерловые фации вулканитов; *24* – порфировый тип эффузивных пород; *25* – экструзивные купола; *26* – автомагматические брекчии.

Вулканогенные формации: *27–29* – раннегеосинклинальная обстановка (*27* – спилито-диабазовая серия формаций, слабодифференцированная базальтовая, натриевая, *28* – кварц-кератофировая серия формаций, контрастная базальт-плагиолипаритовая и контрастная базальт-дацитовая, натриевая и натриево-калиевая, *29* – базальт-андезит-дацит-липаритовая формация, последовательно дифференцированная, натриевая); *30* – обстановка островных дуг-андезито-базальт-дацитовая (плагиолипаритовая) формация – зеленые туфы (контрастно дифференцированная, натриево-калиевая); *31* – обстановка вулканических хребтов – андезит-дацит-игнимбритовая формация – вулканогенные молассы (контрастно дифференцированная, натриево-калиевая); *32* – обстановка прогибов (краевых и др.) у вулканических поднятий – туфо-диатомитовая формация; *33–36* – субконтинентальная обстановка (краевые вулканические пояса) (*33* – трахиандезит-игнимбритовый комплекс формаций, очень контрастный, калиевый, *34* – подушечные лавы базальтов, *35* – игнимбриты, *36* – пемзовые туфы).

тельно поздними образованиями морской и континентальной моласс. Угли формировались у берегов мелководных морских бассейнов и на обширных аллювиально-озерно-болотных равнинах. Слабоугленосными оказываются зоны ранних геоантиклинальных поднятий внешних дуг, сложенных преимущественно морскими отложениями, а также вулканитами основного состава. Лишь в поздних, наложенных на внешние дуги предгорных прогибах и в межгорных впадинах иногда формируются маломощные угленосные толщи с зольными углями.

Учет зональности геосинклинальных систем в равной мере необходим и при оценке перспектив нефтеносности. Наиболее крупные нефтяные месторождения, естественно, приурочиваются к тыловым прогибам с их мощными толщами относительно пористых пород. Скопления нефти во внешних прогибах, заполненных преимущественно флишем и вулканитами, меньше по масштабам и своеобразны, будучи связанными главным образом с трещинными коллекторами. Центральные междуговые впадины с мощными молассами благоприятны для нефтенакопления, но имеют сравнительно небольшие размеры.

Кроме общего зонального расположения элементов геосинклинальных систем имеет место более локальная зональность распределения в пределах отдельных зон и по вертикальному разрезу различных по составу магматических пород, метасоматитов, руд. Установить эту зональность легче, если учитывать закономерности развития геосинклинальных систем. Эмпирическое выделение

Продолжение подписи к рис. 27

Отдаленные субформации: *37* – яшмовая; *38* – вулканогенно-кремнистая; *39* – отдаленная кремнисто-известняково-терригенная; *40* – рифогенные известняки; *41* – граувакковая; *42* – "черные сланцы" с тонкораспыленными сульфидами меди и других металлов и с органическим материалом.

43 – главные области размыва; *44* – главные направления сноса терригенного (*а*) и вулканогенного (*б*) материала.

Околорудные (?) изменения пород: *45* – окварцевание; *46* – серицитизация; *47* – адуляризация; *48* – калиевый метасоматоз (ортоклазизация); *49* – альбитизация; *50* – хлоритизация; *51* – интенсивные площадные изменения пород (осветление); *52* – гематитизация; *53* – магнезиально-железистая хлоритизация (рипидолиты).

Фации зеленокаменных (пропилитовых) изменений: *54* – эпидот-актинолитовая; *55* – хлорит-эпидотовая; *56* – альбит-хлоритовая; *57* – карбонатно-хлоритовая; *58* – пренит-пумпеллиитовая; *59* – цеолитовая.

Рудопроявления: *60* – проявления колчеданных руд; *61* – проявления колчеданно-полиметаллических руд (с указанием ведущих металлов); *62* – проявления железных руд (г – гематитовых, гм – гематит-магнетитовых, с – сидеритовых, ш – шамозит-тюрингитовых, л – руд лептитовой формации); *63* – проявления марганцевых руд (о – окисленные, к – карбонатные, с – силикатные); *64* – проявления фосфорных руд (а – в апатитах, г – в глауконитах, я – в ярозитах, ф – в других фосфатах, ассоциированных с кремнисто-карбонатными породами); *65* – ореолы барита в шлихах; *66* – коренные проявления барита; *67* – проявления гидротермального гипса и ангидрита; *68* – включения (в породах) обломков колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд; *69* – лимонитовые отложения ("железная шляпа").

70 – геофизические аномалии (*а* – положительные, *б* – отрицательные); *71* – геохимические аномалии; *72* – континентальный тип земной коры (мощность более 20 км); *73* – переходный тип земной коры (мощность 10–20 км); *74* – океанический тип коры (мощность менее 10 км); *75–77* – геохимическая обстановка диагенеза (*75* – окислительная, *76* – нейтральная, *77* – восстановительная); *78* – площади с благоприятными признаками для обнаружения руд; *79* – участки с благоприятными признаками для обнаружения руд; *80* – площади, рекомендуемые для дальнейших поисковых работ

слабо, последовательно и контрастно дифференцированных формаций не может удовлетворить нас, так как оно не дает представления о закономерностях пространственного распределения этих формаций (хотя и позволяет приближенно оценивать перспективность отдельных формаций в отношении руд).

По существу слабо дифференцированная базальтовая формация – это наиболее раннегеосинклинальные образования в трогах, еще лишенных вулканогенных поднятий. Последовательно дифференцированная формация свойственна преимущественно внутренним геоантиклинальным поднятиям (внутренним вулканическим дугам). Контрастные же формации разнородны. Они развиваются в результате дифференциации базальтовых магм в сравнительно ранние стадии геосинклинального развития и проявляются во внешних прогибах, а позднее образуются при смешении вулканических продуктов разноглубинных магматических очагов в краевых вулканических поясах. Представляя собой поздние образования и отвечая по времени формирования периодам растяжения и растрескивания коры, контрастные формации (по существу это ассоциации) естественно характеризуются оптимальным рудосодержанием. Уточнение характера контрастных формаций позволит отнести их к тем или иным элементам геосинклинальных систем, дать их прогнозную металлогеническую характеристику, наметить вероятное простирание рудоносных зон.

Большие, еще недостаточно используемые возможности для прогнозирования предоставляет метосоматическая зональность измененных пород и руд. Подобная зональность иногда, как, например, в Центрально-Камчатской рудной зоне, имеет региональный характер и дает представление об уровнях эрозионных срезов и о распространении в различных районах тех или иных типов руд. Выявление в Курило-Камчатской дуге и на Карпатах закономерной смены на глубине формации вторичных кварцитов пропилитовой рудной формацией облегчило поиски ряда месторождений на востоке СССР и в Казахстане (Фремд, 1960). Можно напомнить, что по ореолу пропилитизации было обнаружено Николаевское скарново-полиметаллическое месторождение в Приморье. Подобных примеров много, и дальнейшие исследования метасоматической зональности на рудных месторождениях могут их умножить. Этому будет способствовать также и развитие представлений о генетических рядах рудных формаций и магматогенно-рудных системах, о пространственных и временных соотношениях одного рудного ряда с другим, о латеральных изменениях рядов в различных структурно-формационных зонах. Получить подобные представления поможет синтез формационного и фациального анализа. При достижении этого можно будет по единичным звеньям восстанавливать положение в пространстве всей рудной цепи.

В недостаточной мере учитывается еще эволюция магматических и рудных формаций во времени. Нельзя недооценивать, например, значение эволюционирующей раннеорогенной рудной формации зеленых туфов, которая обычно в рудных районах не выделяется, а рассматривается "суммарно" со спилито-кератофировой формацией. Эта "юная" рудная формация характеризуется рядом особенностей; она образовалась в определенный этап геосинклинального развития и приурочена к определенным элементам геосинклинальным систем. Поэтому при некотором к ней внимании новая формация, без сомнения, будет обнаружена во многих рудных районах СССР и зарубежных стран.

Чтобы успешно вести поиски рудных месторождений, сопряженных с геосинклинальными образованиями, надо составлять прогнозно-металлогенические карты с учетом закономерностей развития разнотипных геосинклиналей. Можно предложить два масштаба для подобных карт. Обзорные мелкомасштабные карты (1:10 000 000–1:5 000 000) позволят выделить разновозрастные геосинклинальные системы и наметить перспективные области. Более детальные карты (1:500 000 – 1:200 000) охватят эти перспективные области, помогут локализовать районы с рудопроявлениями и дать обоснованные прогнозы. Предварительные легенды для прогнозных карт предлагаются на рис. 26 и 27. Они могут видоизменяться в зависимости от конкретных условий того или иного региона.

Анализ перспектив нахождения колчеданно-полиметаллических месторождений на советском Дальнем Востоке

Рассмотрение геологической истории советского Дальнего Востока позволяет выделить следующие эпохи широкого развития геосинклинальных условий, в которые было возможно образование колчеданно-полиметаллических руд: поздний протерозой–ранний кембрий, силур–девон, поздний палеозой–ранний триас, средний триас–ранний мел, поздний мел–палеоген, неоген[1]. Ниже даются характеристика условий развития геосинклиналей и палеотектонические схемы, при составлении которых использованы палеотектонические карты из работы "Геология Северо-Восточной Азии" (1973), а также материалы "Геологии СССР": тома 19 (1966), 30 (1970), 31 (1964), 32 (1969), 33 (1970).

Поздний протерозой — ранний кембрий

В позднепротерозойское время (рис. 28) происходило погружение обширных площадей ниже уровня моря (Геология Северо-Восточной Азии, 1973). Вдоль глубинных разломов развивались эвгеосинклинальные зоны, на отдаленных от разломов площадях – миогеосинклинальные, с преимущественным накоплением терригенного материала и карбонатов. На окраинах Сибирской платформы формировались кольцевые интрузии ультраосновных щелочных пород и кимберлитов. Условия позднего протерозоя без значительных изменений перешли в кембрий.

Наиболее протяженной и длительно развивавшейся была Джида-Джагдинская ортогеосинклиналь, протягивавшаяся почти в широтном направлении южнее Сибирской платформы. Эвгеосинклинальные условия существовали также в приразломных зонах Хингано-Буреинского, Сихотэ-Алинского, Спасского, Момского и Гижигинского (Тайгоносского) прогибов. Сравнительно кратковременный подводный вулканизм проявлялся в раннем кембрии в Удино-Витимском, Джидинском и Керуленском прогибах. Бассейны осадконакопления (преимущественно миогеосинклинального характера) возникали при погружении площади Буреинского массива. Примерно в это же время сформировались синорогенные габбро-плагиогранитные интрузии хинганского и тохиканского комплексов.

В конце кембрия резкое усиление тектонических движений вызвало отложение моласс, перестройку палеогеографии, внедрение интрузивных комплексов: джидинского (диориты – кварцевые диориты, гранодиориты), унгинского (плагиограниты), малханского (граниты), бирobиджанского (гранодиориты), вознесенского (граниты).

Структуры прогибов с вулканитами в общем еще плохо изучены. В Джида-Джагдинской ортогеосинклинали подводные вулканиты основного состава, ассоциированные с рифовыми известняками, приурочены к ограничивающей ее с севера Улигданской (Монголо-Охотской) системе разломов. К югу наблюдается замещение вулканитов кремнистыми, а затем кремнисто-терригенными отложениями. Имеются признаки второй, южной вулканической зоны у Южно-Токурингрского разлома. В связи с двумя вулканическими зонами, по-видимому, находятся и две полосы железорудных месторождений – Ир-Галамская и Итматинско-Ирюнгдинская. В южной зоне отмечаются проявления эксплозивных форм вулканизма с повышенной кислотностью вулканических продуктов (среди которых встречаются пепловые туфы) и повышенной щелочностью. В раннекембрийское время на юге существовали вулканогенные купольные поднятия.

---

[1] К более древним, раннепротерозойским образованиям принадлежат лишь своеобразные титановые и медно-титановые рудопроявления в анортозитах хр. Джугджур.

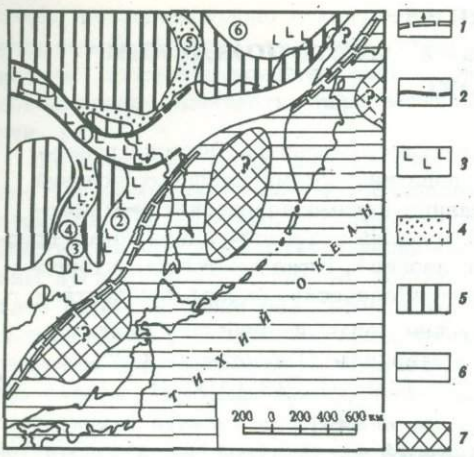


Рис. 28. Палеотектоническая схема юга Дальнего Востока для позднего протерозоя – раннего кембрия

1 – зоны Беньофа и направление их падения; *2* – другие глубинные магмоконтролирующие разломы; *3* – внешние поднятия (области подводного вулканизма); *4* – миогеосинклинальные зоны; *5* – поднятия (суша); *6* – океан (талассократон); *7* – подводные поднятия.

Геосинклинальные прогибы (цифры на схеме в кружках): 1 – Джагдинский, 2 – Сихотэ-Алинский, 3 – Спасский, 4 – Хингано-Буреинский, 5 – Верхоянский, 6 – Момский

В железных рудах южной полосы встречаются вкрапленники пирита и халькопирита. Все это говорит в пользу возможности нахождения колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд на юго-западе Джагдинской зоны, в частности в бассейне р. Гербикан. Значительный интерес представляет (по данным М.Т. М.Т. Турбина) наличие кератофиров на левобережье р. Ланн.

Общую структуру Джида-Джагдинской ортогеосинклинали можно предположить в виде рифта, ограниченного на севере и юге глубинными разломами с вулканическими зонами. Падение главного (северного?) разлома более вероятно на север, в сторону Сибирской платформы. К северу, за Баладекским выступом нижнепротерозойских пород, сохранился останец миогеосинклинальной зоны (Шевлинский прогиб) с преимущественным развитием карбонатов. В нижней части разреза прогиба содержатся терригенные отложения и (в небольшом количестве) вулканиты основного состава.

С теми же разломами, что обусловили развитие вулканитов и образование железорудных полос, связаны проявления марганцевых руд, приуроченные к более удаленным от разломов кремнисто-сланцевым фациям. По-видимому, одним из звеньев вулканогенно-рудного процесса было образование фосфоритовых месторождений Удского района. Высказанное Г.С. Нечкиным и др. (1969 г.) предположение о роли (в генезисе фосфатных руд) суспензионных потоков, двигавшихся на рифовые известняки из вулканических зон и содержавших наряду с кремнистыми гелями соединения фосфора, кажется вполне вероятным. Оно хорошо объясняет связь фосфорных концентраций с зонами окварцевания известняков. Замещение известковистых раковин брахиопод фосфатами представляет собой, вероятно, уже вторичный процесс.

Ближайшими задачами работ в Джида-Джагдинской ортогеосинклинали являются: уточнение структуры, особенно ее южной части, определение направления падения глубинных разломов, исследований купольных структур и составов вулканитов южной вулканической зоны, выяснение последовательности и общей картины отложения комплекса железорудных, марганцеворудных и фосфоритовых фаций Удского района, определение перспектив нахождения колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд. В остальных позднепротерозойско-раннекембрийских эвгеосинклинальных прогибах юга Дальнего Востока следует прежде всего уточнить структуру и распределение подводных вулканитов. Становление прогнозно-металлогенических карт для всех эвгеосинклинальных прогибов позволит наиболее рационально направить дальнейшие работы по поискам и разведке руд.

Единственное пока известное на Дальнем Востоке и сравнительно хорошо изученное Каменушинское серноколчеданное месторождение находится на Буреинском массиве близ Гаринского железорудного месторождения. Рудные залежи здесь представляют собой линзообразные колчеданные тела, залегающие согласно с напластованием протерозойских сильнометаморфизованных вулкано-

генно-осадочных пород. Протяжение рудных тел от 100 до 800 м, мощность от 2 до 12 м. Серноколчеданные руды имеются и на некоторых участках Гаринского железорудного месторождения. Г.С. Нечкин (1967) связывает их образование с деятельностью постмагматических растворов, отделившихся от интрузий, но его представления о скарновом типе Гаринского железорудного месторождения и о послеинтрузивном гидротермальном отложении сульфидов мало обоснованы. Геологи, детально изучавшие это месторождение, пришли к заключению о его первичном вулканогенно-осадочном происхождении. Было бы желательно сделать анализ материалов совместно по Гаринскому и Каменушинскому месторождениям, что, вероятно, выяснило бы взаимоотношения железорудных и серноколчеданных фаций.

Колчеданные рудопроявления известны в древних образованиях и Сихотэ-Алинского прогиба. В 1971 г. К.Ф. Клыжко и В.А. Самойлов установили интенсивную сульфидную минерализацию (преимущественно пирит) в метабазитах по р. Малая Эртукули (приток р. Гобилли). Метабазиты относятся к комплексу метаморфических образований верхнепротерозойского или нижнепалеозойского возраста, слагающих (по Е.Б. Бельтенёву) Анюйский выступ фундамента Сихотэ-Алинской складчатой области. Характер залегания метабазитов недостаточно выяснен - это предположительно пластовые эффузивные тела и трещинные интрузивы, превращенные в актинолитовые сланцы. Сульфидная минерализация приурочена к пересекающимся трещинам отдельности и к зонам дробления мощностью 1,5-2,0 м. Сами по себе эти рудопроявления не имеют практического значения, но специальные работы на площади Анюйского выступа могут привести к открытию и промышленных колчеданных месторождений.

Силур-средний девон

Средний-поздний кембрий и ордовик были временем поднятий и осушения прогибов, гранитообразования (рис. 29). Новый этап геосинклинального развития начался с силура (в некоторых районах позднее - с девона) и закончился вследствие новых поднятий в раннем карбоне, а местами в позднем девоне. В некоторых районах, например в Северо-Восточной Японии, осадконакопление продолжалось и в раннем карбоне. По глубинным разломам в пределах эвгеосинклиналей в средне-верхнедевонское время изливались базальтовые лавы, а на окраинах устойчивых массивов (Буреинский, Ханкайский и др.) одновременно в больших масштабах извергались вулканические продукты кислого и среднего состава, слагающие краевые вулканические пояса.

В Южном Приморье работами Н.Г. Мельникова (1973) и других геологов выявлены все элементы среднепалеозойской (девонской) Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы северо-восточного простирания, располагающиеся с юго-востока на северо-запад, от океана в сторону континента в такой последовательности.

1. Вангоусская зона, отличающаяся сильной дислоцированностью, развитием линейных, часто опрокинутых складок. Зона слагается спилито-диабазовой, вулканогенно-кремнистой и (занимающей самое верхнее положение) терригенной флишоидной толщами общей мощностью около 6000 м. Это явно образования приокеанических эвгеосинклинальных прогибов типа внешних в системах островных дуг.

2. Приморский глубинный разлом (или зона структурного шва), в полосе которого (шириной до 35 км) все породы раздроблены и рассланцованы, содержит многочисленные интрузии габброидных и ультраосновных интрузий. Разлом характеризуется магнитными аномалиями и активен до настоящего времени: к нему приурочиваются эпицентры землетрясений силой до 7 баллов. Он, очевидно, представляет собой выход зоны Беньофа (вероятно, наклоненной на северо-запад, в сторону континента).

3. Узкое Дунайско-Сучанское поднятие, возможно, отвечающее внутренней вулканической дуге.

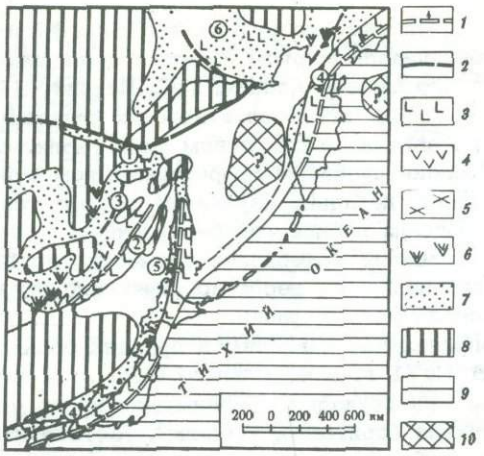


Рис. 29. Палеотектоническая схема юга Дальнего Востока для силура–среднего девона

1 – зоны Беньофа, направление их падения; *2* – другие глубинные магмоконтролирующие разломы; *3* – внешние прогибы (области подводного вулканизма); *4* – внутренние вулканические (андезитовые) дуги; *5* – ультрабазитовые пояса; *6* – краевые вулканические пояса; *7* – миогеосинклинальные зоны; *8* – поднятия (суша); *9* – океан (талассократон); *10* – подводные поднятия.

Геосинклинальные прогибы (цифры на схеме в кружках): 1 – Шантаро–Джагдинский, 2 – Сихотэ–Алинский, 3 – Ванданский, 4 – Хинганский, 5 – Симанто–Хатырский (Ниппонский), 6 – Хоккайдо–Сахалинский, 7 – Верхоянский, 8 – Омулевский

4. Даубихинский разлом.

5. Даубихинско–Цемухинская миогеосинклинальная зона с мощной (до 5000 м) толщей девонских и позднепалеозойских терригенных и туфогенных отложений (краевой прогиб).

6. Ханкайская вулканогенная зона с девонскими континентальными вулканитами (до 4000 м). Разрез зоны характерен для краевых вулканических поясов: внизу лежит андезитовая формация, наверху – липарито–игнимбритовая.

7. Ханкайский массив древних пород.

Обращает на себя внимание наличие в Даубихинско–Цемухинской зоне (миогеосинклинальный прогиб) не только средне–, но и позднепалеозойских (и даже раннетриасовых) отложений. Подобное отставание выполнения тыловых прогибов от формирования более фронтальных структур характерно для приокеанических геосинклинальных систем. Общая ширина палеозойской геосинклинальной системы составляет 200–250 км, что соизмеримо с размерами систем островных дуг.

Другой очень протяженный геосинклинальный прогиб (Симанто–Хатырский или Ниппонский) проходил через Японские острова, Западную Камчатку, Корякское нагорье. Его приматериковая часть имела миогеосинклинальный характер, приокеаническая – эвгеосинклинальный. В эвгеосинклинальной зоне в девоне и раннем карбоне накопились мощные кремнисто–вулканогенные толщи. Сходный характер имеет Хоккайдо–Сахалинское ответвление от описываемого геосинклинального прогиба.

Буреинский массив с запада окаймлялся преимущественно терригенными отложениями, с востока – Ванданским геосинклинальным прогибом, включающим все элементы, характерные для геосинклинальных систем типа островных дуг: краевой вулканический пояс (с преимущественно средним и кислым составом вулканитов), миогеосинклинальную зону (Куканский краевой прогиб), андезитовую островную дугу, эвгеосинклинальную зону внешнего прогиба с вулканитами основного состава. В палеозойских отложениях Ванданского про-

гиба известны залежи марганцевых руд и проявления фосфоритов (Школьник, Борисов, 1974).

В Шантаро-Джагдинской геосинклинали вулканические проявления сосредоточивались преимущественно в северной части, у разломов. В южном направлении вулканиты замещались вулканогенно-осадочными и осадочными терригенными отложениями и возобновлялись лишь в непосредственной близости к южной системе разломов.

Сложная, еще мало выясненная обстановка существовала в Хинганском прогибе, где также преобладали условия подводного вулканизма.

Вулканиты во всех отмеченных прогибах сопровождались редкими небольшими интрузиями основного состава. Малочисленность интрузий, характерная для девона, вероятно, объясняется развитием в это время растягивающих напряжений.

В вулканогенных геосинклинальных трогах в конце среднего девона местами стали возникать куполовидные поднятия. В Хинганском прогибе цепь вулканических островов северо-восточного простирания, по предположению Е.Б.Бельтенёва, представляла собой андезитовую вулканическую дугу. К концу девона поднятия обусловили осложнение и частичное осушение прогибов, разделение их внутренними поднятиями на ряд структурно-формационных зон. К этому периоду относятся еще мало исследованные гранитоидные интрузии (урушинский, тырмо-буреинский и другие комплексы).

Ранне-среднепалеозойские эвгеосинклинальные зоны рассматриваемой территории очень плохо изучены. Исключительно сложная дислоцированность этих зон требует большой детальности исследований и особых приемов их изучения (например, многочисленных замеров нормального или опрокинутого залегания, определения ориентировки сланцеватости пород, выяснения условий их метаморфизма и др.). Все это тем более необходимо, что многие области развития девонских отложений очень перспективны в отношении возможности открытия месторождений с колчеданными, железными и марганцевыми рудами. К этим областям относятся эвгеосинклинальные и переходные к миогеосинклинальным зоны Сихотэ-Алинского, Ванданского, Джагдинского, Симанто-Хатырского (Срединно-Камчатский и Корякский его участки) геосинклинальных прогибов.

При составлении прогнозно-металлогенических карт и поисках руд особое внимание следует уделять куполовидным, хребтообразным, островным и другой формы поднятиям внутри зон подводного вулканизма.

Большого внимания в отношении полиметаллических и других руд заслуживают девонские краевые вулканические пояса на окраинах Буреинского и Ханкайского массивов, а также Сибирской платформы.

Поздний палеозой—ранний триас

Этот период (рис. 30), отвечающий в общем орогенному этапу герцинского цикла, отличается усилением (начиная со среднего карбона) тектонических движений и магматизма. При этом наряду с основными вулканитами в подводных условиях (и на окраинах жестких массивов) извергались большие массы вулканических продуктов среднего и кислого состава. В числе последних известны кварцевые кератофиры. Развитие поднятий в ранней перми сопровождалось образованием мощной (до 400 м) андезитовой формации (Даубихинская, Западно-Приморская и Алчанская зоны). Некоторые вулканические зоны с андезитовым составом продуктов извержений, вероятно, представляли собой островные дуги. Условия Сихотэ-Алинской геосинклинали в каменноугольное и раннепермское время, по мнению Е.Б. Бельтенёва, Л.И. Красного, В.А. Ярмолюка (Геология СССР, 1966, т. 19), были близки к обстановке современных островных дуг.

Зоны подводного, относительно кислого вулканизма представляют большой интерес, так как в них могут встретиться колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения. Местами в вулканогенно-осадочных толщах широко проявлена вкрапленная сульфидная минерализация (например, в бассейне

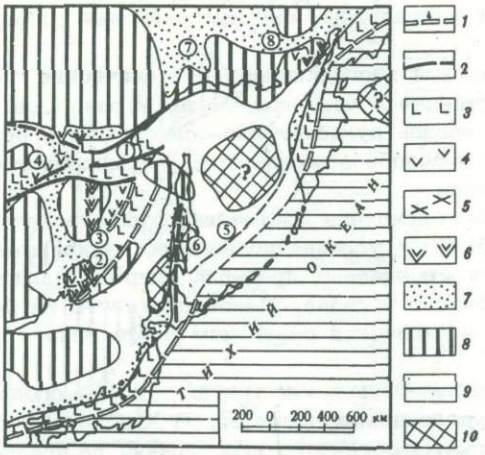


Рис. 30. Палеотектоническая схема юга Дальнего Востока для позднего палеозоя–раннего триаса

1 – зоны Беньофа, направление их падения; *2* – другие глубинные магмоконтролирующие разломы; *3* – внешние прогибы (области подводного вулканизма); *4* – внутренние вулканические (андезитовые) дуги; *5* – ультрабазитовые пояса; *6* – краевые вулканические пояса; *7* – миогеосинклинальные зоны; *8* – поднятия (суша); *9* – океан (талассократон); *10* – подводные поднятия

Геосинклинальные прогибы (цифры на схеме в кружках): 1– Монголо–Охотский, 2 – Сихотэ–Алинский, 3 – Ванданский, 4 – Симанто–Хатырский (Ниппонский), 5 – Хоккайдо–Сахалинский, 6 – Колымский

р. Подхоренок, Сихотэ–Алинь). Возможно, палеозойскими являются вкрапленные сульфидные руды в линзовидных телах альбитофиров, согласно залегающих среди серицитизированных и хлоритизированных пород Ганальского выступа древних пород Центральной Камчатки. Внутренняя часть наиболее крупной рудной залежи сложена кварц–кианит–пиритной породой, периферическая – кварц–серицитовой с вкрапленниками пирита, халькопирита, иногда магнетита (со сфеном, примазками малахита и азурита). С этими рудами ассоциируются ореолы барита в шлихах.

В инверсионных поднятиях и главным образом на окраинах устойчивых массивов в конце палеозоя развился гранитоидный магматизм. Можно думать, что положение этих интрузий отвечает позднепалеозойскому краевому вулканическому поясу. До эрозии интрузии, вероятно, сопровождались большими массами кислых вулканитов, которые теперь почти целиком размыты.

Протяженный эвгеосинклинальнй прогиб (Ниппонский), в котором накапливались мощные толщи (прорванные ультрабазитами) спилито–диабазовой и кремнисто–вулканогенной формаций, протягивался от Японии на Камчатку и далее в Корякское нагорье. Вероятно, эта геосинклиналь и на Камчатке имеет приматериковую миогеосинклинальную зону, как это можно видеть на о–ве Хонсю. У о–ва Хоккайдо в сторону Сахалина от протяженной Ниппонской геосинклинали ответвлялся боковой Хоккайдо–Сахалинский прогиб.

К востоку от Буреинского массива в конце палеозоя заканчивал развитие Ванданский эвгеосинклинальный прогиб с вулканитами (в том числе, вероятно, кислыми) и кремнисто–вулканогенными отложениями.

В Сихотэ–Алине отчетливо намечаются контуры позднепалеозойской–раннетриасовой геосинклинальной системы с полным набором характерных элементов. Эвгеосинклинальная зона, ограниченная разломами, проходит в северо–восточном направлении в восточной части Главного антиклинория Сихотэ–Алиня. В ней распространены позднепалеозойские кремнисто–вулканогенные толщи с ультрабазитами, содержащие марганцевые и медные рудопроявления. По отношению к среднепалеозойской геосинклинали зона несколько смещена на

восток–северо–восток, т.е. в направлении к Тихому океану (Мишин, 1971; Никогосян, 1974).

К западу от позднепалеозойской эвгеосинклинальной зоны располагался обширный миогеосинклинальный бассейн, выполненный терригенными, частично туфогенными отложениями. Роль краевого играл Даубихинский прогиб. Выполнение его осадками, как и всякой тыловой структуры, несколько задержалось (до раннемезозойского времени). Как унаследованная структура этот прогиб продолжал развитие в позднем мезозое и кайнозое.

Наконец, крайняя западная зона позднепалеозойской геосинклинальной системы представляет собой хорошо выраженный краевой вулканический пояс, протягивающийся вдоль Западно–Сихотэ–Алинского структурного шва и продолжающийся на юго–запад вдоль п–ова Муравьева–Амурского и западного берега Амурского залива. Он сложен вулканитами главным образом среднего (в нижней части разреза) и кислого (вверху) состава с участием туфогенно–обломочных пород. Вулканогенные толщи формировались преимущественно в субаэральных условиях, но встречающиеся местами среди вулканитов слои известняков указывают на начало вулканических процессов еще в подводных условиях. С вулканитами ассоциированы гранитоидные интрузии. Обилие гранитоидов в пределах поднятий – характерная особенность позднепалеозойских структур.

В Монголо–Охотской геосинклинали сохранились лишь остаточные прогибы преимущественно с терригенными отложениями. Однако местами, у разломов вулканиты продолжали накапливаться до конца палеозоя. Такие остаточные прогибы, в которых вулканические извержения все более кислого состава происходили в подводной обстановке на фоне поднятия вулканических и вулкано–тектонических структур, очень перспективны в отношении нахождения колчеданных и колчеданно–полиметаллических руд.

В позднем палеозое дальнейшее развитие получили и краевые вулканические пояса, насыщенные многочисленными гранитоидными интрузиями. Их исследование (с особым вниманием на определение глубины эрозии магматических образований) должно составить специальную задачу.

Средний мезозой (средний триас – ранний мел)

В большинстве районов в раннем триасе продолжались орогенические движения, связанные с герцинским циклом (рис. 31). Со среднего, а чаще с позднего триаса начались новые геосинклинальные прогибания, продолжавшиеся до средней юры включительно. Поздняя юра и ранний мел представляли собой орогенный этап, в течение которого закрывались геосинклинальные прогибы, формировались гранитоидные интрузии, возникали межгорные впадины. Развитие геосинклинальных прогибов и их последующая инверсия сопровождались образованием разломов на окраинах жестких массивов (Буреинский, Ханкайский и др.), гранитоидным и щелочным магматизмом, вулканизмом и впадинообразованием, т.е. явлениями, обычно сопровождающими возникновение краевых вулканических поясов. У краев массивов развивались краевые прогибы (Даубихинский, Куканский, Буреинский и др.).

Раннемеловое время – период широкого распространения (в геосинклиналях) вулканических островных дуг, характеризовавшихся преимущественно андезитовым составом вулканических продуктов, в позднемеловое время сменившимся липаритовым. С движениями в готериве, местами захватившими и часть баррема, связаны перерыв осадконакопления и кое–где интрузии габбро и гипербазитов (хунгарийская серия), а также проявленные в разрезах более сильные складчатые дислокации триаса, юры и валанжина (по сравнению с последующими меловыми образованиями). Юрские гранитоидные интрузии в больших количествах находятся в Центральном Сихотэ–Алинском синклинории. Более молодой (нижнеамурский) интрузивный комплекс связан уже со стадией инверсии геосинклиналей в сеноне.

Эвгеосинклинальные зоны юрского–раннемелового времени со спилито–диабазовой и кремнисто–вулканогенной формациями, а также с гипербазитовыми

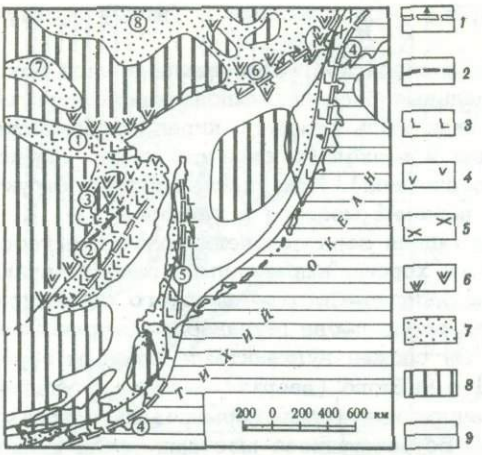


Рис. 31. Палеотектоническая схема юга Дальнего Востока для среднего триаса – раннего мела

1 – зоны Беньофа, направление их падения; *2* – другие глубинные магмоконтролирующие разломы; *3* – внешние поднятия (области подводного вулканизма); *4* – внутренние вулканические (андезитовые) дуги; *5* – ультрабазитовые пояса; *6* – краевые вулканические пояса; *7* – миогеосинклинальные зоны; *8* – поднятия (суша); *9* – океан (талассократон).

Геосинклинальные прогибы (цифры на схеме в кружках): 1 – Монголо-Охотский, 2 – Сихотэ-Алинский, 3 – Буреинский, 4 – Хонсю-Хатырский, 5 – Хоккайдо-Сахалинский, 6 – Северо-Охотский (с Тайгоносской вулканической дугой), 7 – Верхнезейский, 8 – Ленский

поясами (общей мощностью до 10 000 м и более) протягивались на Восточном Сахалине (откуда уходили в центральную часть Хоккайдо), затем в поясе Хонсю-Хатырка (где они занимали более восточное положение по сравнению с палеозойскими эвгеосинклиналями) и в Сихотэ-Алине, где мезозойские прогибы также сместились в восточном направлении по сравнению с палеозойскими. В геосинклинали Хонсю кроме эвгеосинклинальных (пояс Симанто) существовали располагавшиеся западнее миогеосинклинальные прогибы с терригенными отложениями (Майзуру, Южный Китаками и др.). Следует думать, что миогеосинклинальные зоны имеются и на северном продолжении геосинклинального пояса, в пределах Камчатки и Корякского нагорья, где они, вероятно, просто еще не выделены. В Хоккайдо-Сахалинской системе миогеосинклинальная зона с терригенными толщами прослеживается на западе Хоккайдо и Сахалина. По данным Н.А. Шило и др. (1974), вдоль северного берега Пенжинской губы и залива Шелихова "в составе структур основания Охотско-Чукотского пояса выделяется особая зона интенсивных проявлений позднеюрского-раннемелового субаэрального вулканизма – Тайгоносская вулканическая дуга – аналог современной Курило-Камчатской дуги" (с. 75). Эта структура могла быть в мезозое северо-восточным продолжением гирлянды островных дуг Сихотэ-Алиня. Еще более определенно об этом пишет В.Ф. Белый (1974): "В поздней юре и валанжине на крайнем Северо-Востоке Азии отчетливо выражен латеральный ряд тектонических зон, аналогичный современной Курило-Камчатской системе и структурам, примыкающим к ее тыловой зоне" (с. 90).

В основании разреза Восточно-Сихотэ-Алинского синклинория, по данным М.В. Мартынюка (1972), лежит триасово-юрская вулканогенно-кремнистая толща (джаурская свита), сменяющаяся выше по разрезу преимущественно терригенными флишоидными отложениями верхней юры и мела. В кремнистых породах джаурской свиты залегают пластовые тела шаровых, подушечных и брекчиевых лав, гиалокластитов и туфов базальтового состава, сопровождающихся силлами, дайками и штоками диабазов. Наряду с преобладающими существен-

но натриевыми разновидностями базальтов и диабазов, отвечающих по составу спилитам, здесь широко развиты породы типа эссексит-диабазов, авгититов, камптонитов, мончикитов, содержащих до 2–5% калия. С базальтами ассоциируются дайки и силлы ультраосновных пород, по минералогии и химическому составу близких к амфиболовым гарцбургитам. В вулканогенно-кремнистых толщах Сихотэ-Алиня встречаются пласты родонит-бустамитовых, первично-карбонатных, марганцевых руд мощностью до 1–2 м и известны слабые рудопроявления меди. В юрских отложениях Сихотэ-Алиня пока неизвестны кислые вулканиты, что заставляет некоторых авторов неблагоприятно оценивать перспективы нахождения в них колчеданных месторождений. Однако можно вспомнить, что и в Японии в юрских образованиях с преимущественно основным составом вулканитов известны лишь руды железа, марганца и медьсодержащих пиритов. Колчеданно-полиметаллические залежи формировались там уже в раннемеловое время, когда основной вулканизм сменился кислым. Такая же картина может обнаружиться в Сихотэ-Алине, почему проявления раннемеловых кислых вулканитов должны привлекать здесь пристальное внимание при поисках руд.

Поздний мел – палеоген

С позднего мела (сеномана) начался новый тектоно-магматический цикл, продолжавшийся до конца неогена и местами не закончившийся до настоящего времени (рис. 32). Поднятиями, правда, не повсеместно выраженными, цикл делится на три подцикла: позднемеловой, палеогеновый и неогеновый. Особенно большие изменения палеогеографической и палеотектонической обстановок происходили в начале раннего миоцена, когда сформировались своеобразные прогибы, в которых накапливалась формация зеленых туфов. Поэтому характеристика неогена нами выделена в отдельный раздел.

Позднемеловые геосинклинали протягивались почти непрерывно вдоль окраин Азиатского континента через Японию, Малую Курильскую дугу, Камчатку, Корякское нагорье, уходя далее на Аляску (п-ов Кенай). От этого Симанто-Хатырского геосинклинального пояса (Геология Северо-Восточной Азии, 1973) ответвлялась меридиональная Хоккайдо-Сахалинская ветвь.

В пределах геосинклиналей довольно четко выделялись эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные зоны. В первых кроме спилито-диабазовой формации с отдаленными кремнисто-вулканогенными толщами (среди которых имеются марганцевые рудопроявления) и флиша содержатся многочисленные интрузии ультрабазитов. Позднемеловые "змеевиковые пояса" соответствуют выходам на поверхность зон Беньофа, обусловливавших развитие эвгеосинклинальных прогибов.

С раннегеосинклинальными образованиями на Камчатке связаны руды хрома, железа, меди, никеля и кобальта. Большой интерес представляют проявления других металлов в раннегеосинклинальном базит-гипербазитовом комплексе п-ова Шмидта на Сахалине. Оруденение приурочено к эндоконтакту габброидного массива, рвущего серпентинизированные перидотиты (Речкин, 1974).

Завершающим этапом магматизма в позднемеловых-палеогеновых эвгеосинклинальных зонах было внедрение многофазовых интрузий состава от габбро до плагиогранитов. В поздние стадии становления этих интрузий нередко проявлялся щелочной метасоматоз с образованием ортоклаза. С этим процессом, по-видимому, было связано формирование своеобразных сульфидных медных и медно-никелевых руд в ассоциации с магнетитовыми проявлениями, близкими к апатит-магнетитовой формации (полуострова Шипунский и Кроноцкий на Восточной Камчатке, бухта Сомнения, Дукукская группа рудопроявлений). В Центрально-Камчатской рудной зоне известны медные проявления типа порфировых.

Толщи миогеосинклинальных зон представляют собой главным образом терригенные прибрежные, в том числе паралические угленосные отложения.

С эпохой растяжения земной коры в конце среднего эоцена связаны базальтовые излияния, происходившие как в подводной обстановке (в эвгеосинк-

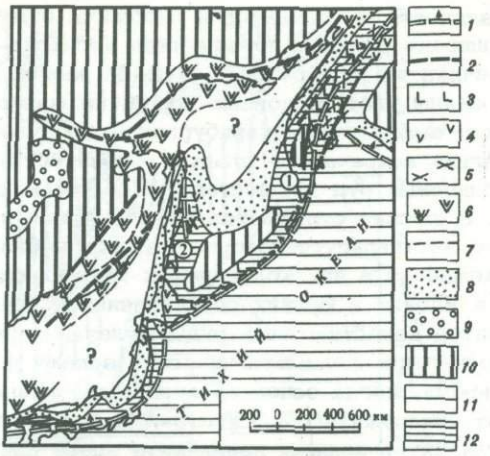


Рис. 32. Палеотектоническая схема юга Дальнего Востока для позднего мела–палеогена

1 – зоны Беньофа, направление их падения; *2* – другие глубинные магмоконтролирующие разломы; *3* – внешние прогибы (области подводного вулканизма); *4* – внутренние вулканические (андезитовые) дуги; *5* – ультрабазитовые пояса; *6* – краевые вулканические пояса; *7* – границы краевых вулканических поясов; *8* – миогеосинклинальные зоны; *9* – межгорные впадины; *10* – поднятия (суша); *11* – океан (талассократон); *12* – геоантиклинальные поднятия.

Геосинклинальные прогибы (цифры на схеме в кружках): 1 – Хонсю–Хатырский, 2 – Хоккайдо–Сахалинский

линалях), так и на континентах. По имеющимся данным, эоценовые вулканиты в геосинклинальных зонах (например, на Восточной Камчатке) представлены шаровыми лавами, не несущими сколько-нибудь значительных изменений, присущих спилито-диабазовой формации.

Конец олигоцена характеризовался раскислением магм периферических очагов, их максимальным приближением к поверхности, извержениями больших масс вулканических пеплов трахилипаритового состава, развитием рудоносных гранит-порфировых интрузий и трахилипаритовых и трахидацитовых экструзий. Позднеолигоценовый возраст имеют оловорудные зоны Корякского нагорья (Лугов и др., 1974) и, видимо, многие другие, еще не обнаруженные рудные месторождения.

Развитие позднемеловых геосинклинальных прогибов сопровождалось образованием краевых вулканических поясов – Охотско-Чукотского и Восточно-Сихотэ-Алинского, в пределах которых находятся многочисленные оловянные полиметаллические и другие месторождения.

Движения в конце мезозоя окончательно закрыли Монголо-Охотскую геосинклиналь и завершили формирование сопровождающего эту геосинклиналь Монголо-Охотского (Станового) вулканического пояса. Кроме краевых в позднемеловое и палеогеновое время сформировались внутриконтинентальные вулканические пояса (Мало-Хинганский, Баджальский, Западно-Сихотэ-Алинский). С вулканитами поясов тесно ассоциированы интрузии (мяочанский и бачелазский комплексы). Как в пределах вулканических поясов, так и вне их образовались впадины, выполнявшиеся континентальными отложениями (Амуро-Зейская и др.).

В пределах окраин мезозойских складчатых областей, где обычно развиваются краевые вулканические пояса, можно надеяться встретить раннеорогенную рудную формацию – аналог японских зеленых туфов. Стадия поднятий вулканических зон, перехода их в субаэральное состояние в мезозоидах приурочивалась к концу мелового времени (сенон). Поэтому позднемеловые вулканиты мезозоид с проявлениями зеленокаменных изменений, переходные от под-

водных к субаэральным (например, петрозуевская, больбинская и другие свиты Сихотэ-Алиня), заслуживают большого внимания при поисках руд. В Сихотэ-Алине и Нижнем Приамурье во второй половине раннего мела и в позднем мелу протягивались три вулканические зоны, в которых возможно нахождение раннеорогенной рудной формации: Удыльская, Западно-Сихотэ-Алинская и Восточно-Сихотэ-Алинская (см. рис. 24 и 25).

Резкие поднятия на границе мела и палеогена проявились преимущественно в миогеосинклинальных зонах. В эвгеосинклинальных прогибах позднемеловые и палеогеновые отложения представлены в одинаковых фациях и пластуются согласно. Простирания позднемеловых и палеогеновых структур в большинстве геосинклинальных систем Тихоокеанского пояса также согласные.

Неоген

Это время в общем соответствует орогенному этапу позднемелового-кайнозойского тектоно-магматического цикла (рис. 33). В миоцене происходило развитие внутренних геоантиклинальных поднятий (андезитовые дуги) и осуществлялся переход от подводного вулканизма к субаэральному. Внешние (приокеанические) геосинклинальные прогибы осушились, вулканизм в их пределах продолжался уже в континентальных условиях. Наряду с этим напряжения растяжения земной коры, проявившиеся в раннем миоцене, обусловили в некоторых внутренних районах геосинклиналей развитие разломов, подъем глубинных базальтовой и андезитовой магм в верхние горизонты земной коры, образование морских бассейнов, в которых продолжительное время, включая и средний миоцен, вулканические процессы происходили в подводных условиях, сопровождались подъемом многочисленных дацитовых куполов и образованием субвулканических интрузий диоритового и гранодиоритового состава. Процессы дифференциации глубинных магм, далеко зашедшие в среднем миоцене, их значительное раскисление способствовали развитию рудоносной формации зеленых туфов. Такие районы с зелеными туфами охватывали внутреннюю зону Северо-Восточной Японии (руды Куроко), южную и северную группы островов Большой Курильской гряды, часть Центрально-Камчатской вулканической зоны.

В Японии руды Куроко распространены среди нижне-среднемиоценовых вулканитов, оптимальное же рудоотложение связывается с относительно узким возрастным интервалом среднего миоцена (стадия нисикуродзава), соответствующим климатическому оптимуму. Отложения серии оннагава, перекрывающие руды, содержат уже относительно холодолюбивую фауну. Возможность использования стратиграфических критериев при поисках руд типа Куроко не исключается и в Курило-Камчатской дуге. Как и в Японии, здесь время раннего-среднего миоцена соответствует климатическому оптимуму, в последующем же проявилось похолодание (Власов, 1964б).

Близкими к рудам Куроко образованиями являются некоторые рудные залежи на островах Большой Курильской гряды, залегающие среди нижне-среднемиоценовых вулканических и вулканогенно-осадочных пород (Неверов, 1963, 1964, 1970; и др.). Наиболее известным является Валентиновское месторождение, где выделяются два типа руд (темные и желтые), близкие к японским "куромоно" и "око". Несколько мелких рудопроявлений со сфалеритом, галенитом, халькопиритом известно на о-ве Итуруп (реки Чистая, Горбуша и др.). Многочисленны выходы рудных тел (преимущественно жильных) на о-ве Уруп. Сходные рудопроявления известны на о-ве Парамушир (Рифовое, Радуга и др.) и на о-ве Шумшу. Имеются сведения о наличии рудопроявлений и на других островах Большой Курильской гряды (острова Райкоке, Симушир, Чирпой - Желубовский, 1956; о-в Онекотан - Горшков, 1964; о-в Шиашкотан - данные Е.К. Мархинина и Д.С. Стратулы, 1964). На некоторых островах (Итуруд, Парамушир) Г.М. Власовым, Е.Д. Петраченко и И.П. Аверьяновым описаны молибденовые рудопроявления, тесно ассоциированные с неогеновыми вулканитами. Эти проявления глубинного члена пропилитового рудного ряда указывают на перспективность Курильских островов в отношении руд всего комплек-

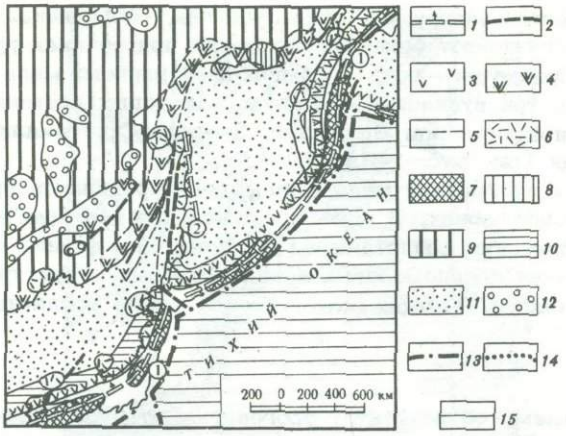


Рис. 33. Палеотектоническая схема юга Дальнего Востока для неогена

1 – зоны Беньофа, направление их падения; *2* – другие глубинные магмоконтролирующие разломы; *3* – внутренние вулканические (андезитовые) дуги; *4* – краевые вулканические пояса; *5* – границы краевых вулканических поясов; *6* – проявления щелочных пород; *7* – поднятия внешних дуг; *8* – срединные массивы; *9* – поднятия (суша); *10* – площади распространения формации зеленых туфов; *11* – миогеосинклинальные зоны; *12* – межгорные впадины; *13* – *фронтальные прогибы (океанические желоба новой геосинклинальной системы)*; *14* – эмбрионы краевых вулканических поясов; *15* – океаны (талассократоны).

Геосинклинальные прогибы (цифры на схеме в кружках): 1 – Хонсю-Хатырский, 2 – Хоккайдо-Сахалинский

са металлов, связанного с этим рядом, в том числе порфировых медных и медно-молибденовых. Поиски этих руд, правда значительно затрудняются слабой еще здесь эродированностью магматогенно-рудной системы.

В более приподнятых структурах Камчатки на поверхности местами обнажаются не только верхние и средние члены пропилитового ряда, но и наиболее *глубинные, медные порфировые и медно-молибденовые прожилково-вкрапленные*, а также своеобразные медно-никелево-кобальтовые проявления, связанные с ультрабазитовым и базитовым магматизмом (Центрально-Камчатская рудная зона). По данным А.И. Байкова (1971), медные, медно-молибденовые, медно-никелево-кобальтовые проявления Центральной Камчатки приурочены к кольцевым вулканическим структурам. Общая обстановка во время образования руд была близка к условиям островных вулканических дуг. Руды залегают в измененных вулканитах и прорывающих последние субвулканических интрузиях. Не исключена возможность, что в последующем в Центрально-Камчатской рудной зоне (в основании ее вулканогенного разреза) откроются и настоящие стратифицированные колчеданные месторождения. В этом отношении многозначительны проявления в некоторых районах Камчатки (бухта Асача, Камчатский) среди крупных зон измененных вулканитов гидротермального гипса, штокверки и залежи которого в Японии часто залегают по соседству с рудами Куроко. Проявляющиеся во многих районах Юго-Восточной Камчатки зоны цеолитизации (с разнообразными цеолитами и с анальцимом) в Японии часто окружают рудные залежи Куроко (Утала, Ишикава, 1974).

Благоприятным признаком, указывающим на возможное залегание руд на глубине, является широкое развитие в вулканитах Юго-Восточной Камчатки пренит-пумпеллиитового парагенезиса (Иванов, Прокин, 1974). Подтверждение существования магматогенно-рудных систем, обусловивших образование пропилитового рудного ряда, позволяет теперь с большей уверенностью пользоваться критериями глубинности, выработанными на примерах Центральной Камчатки (*Власов, Василевский, 1964*). Значительная часть крупных зон гидротермально-измененных пород с рудопроявлениями Юго-Восточной и Централь-

ной Камчатки указывают на залегающие ниже, более концентрированные рудные скопления.

В тыловых частях внутренних андезитовых дуг в неогене продолжалось выполнение туфогенными и туфодиатомитовыми осадками впадин окраинных морей, перспективных в отношении углей и нефти. В пределах континента завершалось развитие впадин, выполненных континентальными и вулканогенными отложениями. Условия растяжения в раннем миоцене проявлялись и на окраинах континента, вследствие чего там также изливались в больших количествах базальтовые и андезито-базальтовые лавы.

С конца среднего миоцена, после складкообразовательных движений и поднятий, на большей части площади внутренних андезитовых дуг установились континентальные условия, и вулканические процессы проявлялись преимущественно в виде извержений наземных стратовулканов. Новый "цикл" вулканической деятельности начался излияниями сравнительно основных лав (андезито-базальты, андезиты) и закончился в плиоцене извержениями кислых (с несколько повышенной щелочностью) вулканических продуктов, в том числе игнимбритов.

С поздними стадиями развития стратовулканов, прошедших стадию кальдерообразования, связано формирование серных и серноколчеданных залежей (вулкан Менделеева на о-ве Кунашир): газо-гидротермальные процессы конца плиоцена (продолжавшиеся местами и в плейстоцене) образовали колчеданные залежи, ассоциированные с месторождениями самородной вулканической серы. Железо в этом типе колчеданных залежей преимущественно заимствуется из вмещающих пород: кислые растворы после выщелачивания железа из вулканических пород просачивались на глубину, где, встречаясь с сероводородом, осаждали большую часть железа в виде марказита, мельниковита, пирита. При наличии пластов пористого вулканического материала и благоприятных гидрогеологических условий формировались пластообразные колчеданные залежи мощностью до 80-100 м (месторождение Мацуа, Япония). Сульфиды железа находятся в тесных взаимоотношениях с самородной серой; некоторые залежи выполнены комплексными (серными и колчеданными) рудами. Отложение серы и сульфидов железа происходило одновременно (иногда с некоторым запаздыванием отложения сульфидов), но в разных глубинных зонах соответственно с существовавшими в этих зонах физико-химическими условиями.

Серноколчеданные месторождения описанного типа на глубине (или на флангах) при благоприятных условиях могут перейти в руды другого состава. На Юбилейном участке Малетойваямского серного месторождения (Северная Камчатка) в нижней рудной залежи наряду с самородной серой содержатся значительные количества пирита, а также вкрапленники халькопирита. Химическим анализом этих руд установлено значительное содержание меди (около 3%). По геологическим условиям, характеру зональности околорудно-измененных пород и составу рудных минералов серно-сульфидные руды Юбилейного участка очень похожи на японские месторождения, разрабатывающиеся японскими рудниками Касуга и Акеси в зоне Рюкю (Вулканизм и рудообразование, 1973).

Интересно, что в подошве серных залежей Центрального участка Малетойваямского серного месторождения нередко встречается гипс в виде новообразований по трещинам. Довольно мощная гипсовая зона в основании метасоматической серной залежи месторождения Нового на о-ве Итуруп описана Л.П. Зелепухиным (1972), который связывает ее образование с процессами гипергенеза. Может быть, имеется причинная связь между формированием гипсовых зон в подошвенных частях курило-камчатских метасоматических серных месторождений и обычным подстиланием гипсовыми отложениями неогеновых колчеданно-полиметаллических руд Куроко в Японии.

Современное формирование серноколчеданных залежей с сульфидами ртути, сурьмы, свинца, цинка, а также с баритом можно наблюдать на Северо-Восточном сольфатарном поле вулкана Менделеева на о-ве Кунашир. Состав руд и общие условия рудоотложения на этом участке описаны В.П. Логиновым и В.Л. Русиновым (1965), И.А. Озеровой и др. (1969), Л.М. Лебелевым

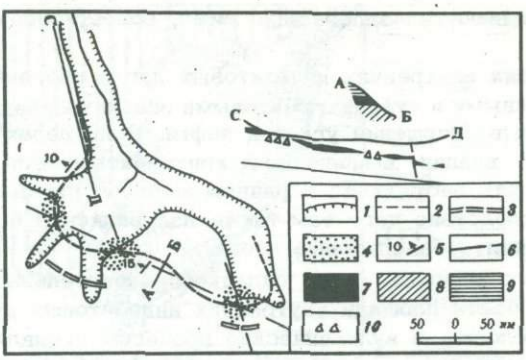


Рис. 34. Схема северо-восточного сольфатарного поля вулкана Менделеева
1 – границы сольфатарного поля; *2* – выход колчеданной залежи; *3* – предполагаемый выход второй колчеданной залежи; *4* – современные сольфатары с отложениями самородной серы; *5* – ориентировка и угол падения колчеданной залежи; *6* – предполагаемые главные разломы; *7* – колчеданные руды; *8* – измененные сульфидизированные породы; *9* – плотные тонкослоистые туфы (экран!); *10* – агломератовые туфы, по слою которых развились колчеданные руды

(1970). В 1969 г. *рудопроявление посетил один из авторов этой работы* (рис. 34).

К числу наиболее интересных особенностей рудопроявления на вулкане Менделеева относятся: 1) одновременное отложение серы и сульфидов железа (мельниковит, марказит): помимо серных прожилков в колчеданах наблюдаются колломорфные текстуры с тонким чередованием слойков серы и сульфидов железа (утверждения многих авторов о чисто наложенном характере серной минерализации на колчеданную, таким образом, не подтверждаются); 2) заимствование железа залежей из вмещающих вулканических пород: большие объемы вулканитов у рудной залежи разложены и осветлены; 3) наложенность полиметаллического оруденения на серноколчеданные руды, что позволяет рассматривать позднеплиоценовые и плейстоценовые колчеданные месторождения как промежуточную стадию превращения чисто колчеданных (и серноколчеданных) руд в колчеданно-полиметаллические; 4) одновременное отложение в настоящее время киновари, мельниковита и барита, находящихся в тесной парагенетической ассоциации; 5) формирование основной части колчеданной залежи на небольшой глубине (50–200 м): сольфатарное поле, где находится колчеданная залежь, *представляет собой, видимо, не воронку взрыва, как полагал* Е.К. Мархинин (1959), а "цирк сернокислотного разложения пород" (Власов, 1960), и до эрозии разложенных пород серноколчеданная залежь перекрывалась измененными вулканическими породами; 6) пластообразный в общем характер колчеданной залежи, образовавшейся в результате метасоматоза, полого наклоненного на восток слоя вулканогенно-обломочного материала: в рудах сохранились реликты агломератовых текстур (сверху этот слой перекрыт плотными слоистыми туфами, игравшими роль экрана).

Вопреки распространенному мнению о плейстоценовом возрасте колчеданной залежи вулкана Менделеева она, так же как и сам вулкан Менделеева, представляет собой более древнее, вероятно позднеплиоценовое, образование. Сформированная на некоторой глубине колчеданная залежь в последующем была вскрыта эрозией. Так как газо-гидротермальные процессы не прекращаются на вулкане до настоящего времени, они вызывали (и вызывают сейчас) наложение на колчеданные руды дополнительной минерализации – отложение на сольфатарных полях самородной серы, ртути, сульфидов цинка и других металлов.

Ю.Л. Неверов и О.А. Хведченя (1966) наблюдали современное отложение сульфидов железа и меди на выходе термальных вод у мыса Отливного на

о-ве Уруп. По заключению этих авторов, современное рудоотложение на Курильских островах характеризуется проявлениями меди, ртути, молибдена, мышьяка, железа, к которым в виде примеси добавляется свинец. В гидротермально-измененных породах на современных вулканах Курильских островов постоянно встречаются в небольших количествах медь, молибден, цинк, свинец, сурьма, ртуть, мышьяк. Обычное содержание этих элементов в хлоридно-натриевых водах современных вулканических областей и проявление хлоридов и других соединений меди, молибдена, свинца, цинка, сурьмы, ртути, мышьяка в сублиматах на некоторых вулканах указывают на происходящее в настоящее время образование того же пропилитового рудного ряда, что был свойствен неогену в глубинных зонах некоторых вулканических районов.

Все сказанное позволяет положительно оценивать возможность нахождения руд металлов в корневых частях позднеогеновых серных и серноколчеданных месторождений Курило-Камчатской дуги.

* * *

Подведем некоторые итоги. Имеющиеся сведения о рудопроявлениях на Дальнем Востоке не вполне отражают перспективы данной территории в отношении колчеданных руд. Правильному направлению дальнейших работ на поиск руды этого типа может помочь учет палеотектонических обстановок различных эпох и формационного состава вулканитов. Несмотря на мелкомасштабность предлагаемых палеотектонических карт, на них начинают вырисовываться разновозрастные геосинклинальные системы с закономерно располагающимися составными элементами, характерными для систем островных дуг. При этом чем моложе структуры, тем отчетливее выделяются различные элементы геосинклинальных систем. Это обстоятельство, вероятно, стоит в связи не только с эволюцией систем, но и с лучшей сохранностью их в молодых образованиях.

Сравнение условий формирования и характера разновозрастных магматических и рудных формаций в такой полициклической области, как Дальний Восток, позволяет подметить здесь эволюцию магматических формаций и процесса рудообразования. Нас больше всего интересуют две формации, с которыми преимущественно связаны колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения: раннегеосинклинальная спилито-кератофировая и раннеорогенная формация зеленых туфов. Рассмотрим условия развития сначала первой, а затем второй формации.

Анализ условий, существовавших в эвгеосинклинальных прогибах Дальнего Востока, показывает последовательное увеличение в них со временем количеств кислых дифференциатов глубинных базальтовых магм. Эпоха позднего протерозоя – раннего кембрия была, по-видимому, специализированной на образование вулканогенно-осадочных месторождений железа, марганца, фосфора. Количество кислых дифференциатов, извергавшихся в это время, было незначительно. В девоне оно возросло, и морские условия в эвгеосинклинальных бассейнах сохранялись и во время извержений кислых вулканических пород. Это в общем благоприятствовало формированию в позднем девоне геосинклинальных колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд, которые, вероятно, обнаружатся в последующем в некоторых районах Дальнего Востока (Шантаро-Джагдинская, Сихотэ-Алинская, Ванданская, Симанто-Хатырская эвгеосинклинальные зоны).

В позднепалеозойское время большие количества кислых вулканических пород извергались преимущественно в конце перми, когда на значительной части территории уже господствовали континентальные условия. Более вероятно поэтому открытие геосинклинальных колчеданных месторождений в позднепалеозойских прогибах, унаследованно переходящих в мезозой.

Юрские эвгеосинклинали были почти лишены кислых пород. Последние появились в значительных количествах в раннем мелу, а в больших массах изли-

вались лишь в конце мела, когда большая часть площади Дальнего Востока уже вступила в устойчивые континентальные условия. Поэтому в юре мы опять встречаем лишь железные и марганцевые руды, в раннем же мелу там, где вулканические процессы продолжались в подводных условиях, могут обнаружиться и колчеданно-полиметаллические руды.

В периферических районах Дальнего Востока - молодых островных дугах - массовые излияния базальтов начались в позднем мезозое и продолжались в палеогене. В отложениях соответствующего возраста, естественно, обнаруживаются лишь марганцевые и "остаточные" джеспилитоподобные железные руды типа встреченных на Восточной Камчатке. Лишь к концу палеогена в пределах внешних дуг существовали условия, более или менее благоприятные для формирования колчеданных месторождений (но все же со сравнительно небольшой контрастностью в составах магматических продуктов). Оптимальные условия для образования колчеданно-полиметаллических руд создались во внутренних вулканических дугах уже в начале орогенного этапа, в раннем-среднем миоцене, когда излияния основных и средних лав сменились извержениями больших количеств кислых магматических продуктов с повышенной щелочностью. В то же время сохранение морских условий в остаточных и возобновление их во вновь сформировавшихся прогибах давало возможность накопления вулканогенно-осадочных руд в формации зеленых туфов. Наибольшие количества кислых вулканитов извергались на участках внутренних вулканических дуг с более или менее сформировавшейся континентальной корой или корой переходного типа, т.е. в приматериковых частях этих дуг, которые и должны рассматриваться как наиболее благоприятные районы для нахождения колчеданно-полиметаллических руд. После регрессии выносимые гидротермами металлы реализовались (в наступивших континентальных условиях) в рудах пропилитового ряда.

Наконец, в самом молодом, поздненеогеновом "цикле" благоприятных условий для вулканогенно-осадочного рудообразования не было, несмотря на большие массы изверженных в плиоцене кислых вулканических пород. Континентальная обстановка в это время воспрепятствовала формированию эксгаляционно-осадочных рудных залежей. Обилие сернистых эксгаляций на наземных вулканах способствовало кислотному разложению пород и образованию (за счет железа, вынесенного из вулканических пород кислыми растворами) приповерхностных колчеданных и серноколчеданных залежей, на которые местами сейчас (при сохраняющейся деятельности гидротерм) накладывается полиметаллическое оруденение. Поздненеогеновое и плейстоценовое время должно рассматриваться как новейшая (по-видимому, продолжающаяся и сейчас) металлогеническая эпоха, продукты которой могут быть обнаружены в молодых и современных вулканических зонах типа внутренних вулканических дуг и краевых вулканических поясов.

Следует ли ожидать находок на Дальнем Востоке руд формации зеленых туфов в донеогеновых вулканических образованиях? На этот вопрос можно дать положительный ответ. Ранее мы приводили доводы в пользу зарождения рудной формации зеленых туфов еще в палеозое и проявления руд этой формации в ряде районов Советского Союза, в частности на Урале. Там же были изложены соображения о том, что с мезозоя развивающаяся орогенная формация зеленых туфов начинает постепенно заменять геосинклинальную спилито-кератофировую рудную формацию (в связи с общим усилением орогенных движений с течением геологического времени). Формация зеленых туфов развивалась в моменты инверсии геосинклинального режима, на границе собственно геосинклинального и орогенного этапов, при смене подводного вулканизма субаэральным. Такие периоды на Дальнем Востоке были приурочены ко второй половине кембрия, позднему палеозою, концу мела, началу неогена. Поскольку формация зеленых туфов - производная от глубинных андезитовых магм, она может развиться лишь в структурах, характеризующихся андезитовым вулканизмом, т.е. прежде всего во внутренних вулканических дугах, а также в краевых вулкани-

ческих поясах в самые начальные моменты их развития (как орогенных структур) на позднегеосинклинальных образованиях.

Реконструкция былых геосинклинальных систем позволяет уточнить представления о вулкано-плутоническом магматизме, которым в основном обусловливается распределение в складчатых областях "рудоносных" гранитоидных интрузий. Магматизм этого типа связан с краевыми вулканическими поясами, закономерно развивающимися у границ разновозрастных геосинклинальных прогибов. Несмотря на схематизм наших палеотектонических построений, такие пояса отчетливо намечаются (см. рис. 29 - 31) у геосинклинальных прогибов девона, позднего палеозоя, среднего мезозоя, не говоря уже об общеизвестном *Восточно-Азиатском позднемеловом-палеогеновом поясе. Судя по примеру* последнего, и с более древними краевыми вулкано-плутоническими поясами должны быть связаны рудные ресурсы. Поэтому территории этих разновозрастных поясов, так же как и сопрягающихся с ними эвгеосинклинальных прогибов, должны быть охвачены крупномасштабными прогнозно-металлогеническими картами, которые дадут более конкретные представления о перспективах и первоочередных участках для поисков руд.

Заключение

В последнее десятилетие у многих исследователей наблюдается спад интереса к геосинклинальному процессу. Образование все большего количества структур и рудных месторождений объясняется ими процессами активизации. Часто весь орогенный этап при этом рассматривается как период активизации. Отрыв от геосинклинальных систем их существенных структурных элементов – краевых прогибов и краевых вулканических поясов – привел к сужению понятия "геосинклиналь", ограничению его преимущественно эвгеосинклинальными зонами. Это обусловило ощутимые потери для металлогенического прогнозирования, так как, оторвавшись от геосинклинального процесса, последователи активизации не указали сколько-нибудь определенных закономерностей распределения полезных ископаемых в связи с процессами активизации, тем более "автономной".

На примере позднемеловых – кайнозойских структур островных дуг Тихого океана видна принадлежность как краевых прогибов, так и краевых вулканических поясов к геосинклинальным системам. Эти структуры развиваются в едином тектоническом ритме со всей системой, имеют общие и одновозрастные формации с другими геосинклинальными элементами и участвуют наравне с ними в формировании континентальной коры. Будучи обязанными своим происхождением движениям в молодой геосинклинальной системе, краевые вулканические пояса в то же время являются образованиями орогенного этапа более древней, "отмирающей" системы. Вулканиты этих поясов без каких-либо перерывов ложатся на раннеорогенные молассы этой системы. Как справедливо отмечают Ю.А. Косыгин и В.А. Соловьев (1974), пояса предпочтительно развиваются между "парными" геосинклинальными системами, из которых одна как бы продолжает развитие другой. Простирание поясов в общем параллельно геосинклинальным структурам. Все это показывает, что обособлять их от геосинклиналей и выделять в качестве областей "автономной активизации" нельзя.

Тыловые прогибы, представляющие собой по существу миогеосинклинальные зоны геосинклиналей, формируются одновременно с погружением трогов геосинклиналей, в которое естественно вовлекаются и края платформ. Поздние компенсационные прогибы, обычно искусственно обособляемые в категорию краевых, отражают лишь один из этапов развития тыловых прогибов. Среди ранних формаций тыловых прогибов нередко присутствует флиш. Тыловые прогибы позднемеловой – кайнозойской геосинклинальной системы окаймляют почти непрерывно Тихий океан. Хорошо известны примеры продолжения тыловых прогибов в виде океанических желобов – бесспорно геосинклинальных структур. По этим причинам неверно было бы исключать отложения краевых прогибов из геосинклинальных образований.

Геосинклинальная система, таким образом, включает не только дуги и фронтальные впадины. Она состоит из следующих структурных элементов (от приокеанических к континентальным): зоны Беньофа; внешнего прогиба (талассогеосинклиналь, в понимании Н.А. Богданова), располагающегося над выходом зоны; внутренней вулканической дуги с вулканитами преимущественно андезитового состава; краевого (тылового) прогиба; краевого вулканического пояса. Закономерности развития геосинклинальных систем обусловили различия всех

перечисленных элементов по структуре, формациям, металлогении. Поэтому выделение этих элементов представляет собой удобный способ тектонического и металлогенического районирования приокеанической части Тихоокеанского подвижного пояса.

В процессе развития геосинклинальных систем типа островных дуг выделяются четыре этапа, разделенные периодами растяжения земной коры и массовых излияний базальтовых лав: 1) раннегеосинклинальный, характеризующийся существованием океанического желоба – внешнего геосинклинального прогиба; 2) позднегеосинклинальный, в течение которого происходит частная инверсия геосинклинальных условий, а на месте внешнего прогиба возникает геоантиклинальное поднятие (одиночная дуга); 3) орогенный, протекающий с момента появления андезитовой вулканической дуги (и возникновения, таким образом, системы двойных островных дуг) до окончания общего поднятия системы; 4) посторогенный, отвечающий времени существования уже относительно стабилизовавшейся складчатой области, иногда с остатками систем двойных дуг на некоторых участках ее простирания. Заполнение осадками тыловых и междуговых прогибов геосинклинальных систем часто растягивается на несколько тектоно-магматических циклов. Неравномерность этого заполнения, как и других процессов развития геосинклинальных систем, обусловливает сложные взаимоотношения между продолжающими развитие геосинклиналями и уже сформировавшимися участками складчатой области.

Сделанный анализ показал, что в Тихоокеанском подвижном поясе кроме молодых существовали также и древние геосинклинальные системы типа островных дуг, причем (по меньшей мере с девона) и во внутренних, континентальных частях пояса. Здесь, правда, строение геосинклинальных систем осложнялось наличием крупных сиалических блоков – остатков платформ и более древних складчатых областей. Поскольку островные дуги развивались и в материковой части Дальнего Востока, при оценке перспектив рудоносности материковых структур представляется возможность использовать закономерности строения систем островных дуг, выделять на материке отдельные элементы геосинклинальных систем со свойственными им особенностями. Составленные для южной части Дальнего Востока схематические палеотектонические карты пока лишь в общих чертах намечают геосинклинальные системы и их отдельные элементы, в частности зоны Беньофа, эвгеосинклинали, краевые вулканические пояса и др. Более крупномасштабные карты отчетливее покажут контуры этих палеоструктур и позволят сделать обоснованные прогнозы в отношении возможного нахождения полезных ископаемых в их пределах.

Анализ внутриконтинентальных структур Средиземноморья и Урала показал, что и там отчетливо проявляются геосинклинальные системы типа островных дуг, причем обнаружилась несправедливость распространенного мнения об асинхронности развития структур Тихоокеанского и Средиземноморского поясов. Различия между этими поясами, далеко не столь значительные, как считают сторонники асинхронности, обусловлены главным образом тем, что сравнительно узкий Средиземноморский пояс "замкнулся" еще в герцинский этап, и последующее его развитие происходило в значительной степени в виде регенерации на структурах байкалид и герцинид. В Тихоокеанском же поясе и сейчас еще остаются обширные площади для развития молодых геосинклиналей на океанической коре. Типы восточноазиатских океанических и средиземноморских межконтинентальных ортогеосинклиналей, естественно, несколько отличаются друг от друга. В геосинклиналях у Тихого океана процессы перемещаются в одном направлении, нет двустороннего "орогена", фронтальные и тыловые прогибы имеют различную характеристику и т.д.

Близок к восточноазиатскому типу, но имеет некоторые особенности андийский тип окраинно-континентальных ортогеосинклиналей, развивающихся непосредственно вдоль краев континентов с мощной континентальной корой. Это определяет существенные особенности состава их магматических продуктов и металлогении. Другой, уральский тип внутриконтинентальных ортогеосинклиналей, в ранние стадии развития представлявших собой рифты, характери-

зуется неполной двусторонней симметрией и развитием базальтового и ультрабазитового магматизма. Специфичен Алтае-Саянский тип континентально-блоковых ортогеосинклиналей, в которых блоки континентальной коры разделены эншматическими геосинклинальными прогибами, связанными с глубинными разломами. Блоки являются ранними ядрами сиализации, т.е. структуры этого типа унаследованы с древнейших эпох Земли. Ядра сиализации, по-видимому, вообще широко распространены как на континентах, где к ним относится часть срединных массивов, так и в океанах, где бо́льшая часть микроконтинентов, рассматриваемых Л.И. Красным как блоки дробления, представляет собой зарождающиеся и растущие сиалические массивы.

Поразительно, что при относительном разнообразии выделяющихся типов ортогеосинклиналей все они содержат те же структурные элементы (лишь несколько видоизмененные), которые свойственны океаническим геосинклиналям. Это обусловлено тем, что все ортогеосинклинали связаны с зонами Беньофа, глубинные процессы в которых и определяют в основном тектоно-магматические процессы и структуру. Тесные связи, существующие между глубинными разломами и геосинклиналями, не всегда в достаточной степени учитываются исследователями, нередко подчеркивающими большое магмо-рудогенерирующее значение глубинных разломов и слабую якобы рудную продуктивность геосинклинальных процессов. Последнее не соответствует действительности, особенно если учесть принадлежность к геосинклинальным системам и краевых вулканических поясов.

Каждому структурному элементу геосинклинальной системы свойственны свои ряды вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций и генетические ряды рудных формаций. Во внешних дугах руды связаны преимущественно с платино-хромитовым, железо-марганцево-фосфоритовым, колчеданно-полиметаллическим, скарно-железорудным генетическими рудными рядами, во внутренних андезитовых дугах – с раннеорогенным колчеданно-полиметаллическим рядом формации зеленых туфов. В субаэральных условиях последний ряд преобразуется в пропилитовый рудный ряд с тем же примерно набором полезных элементов. Пропилитовый рудный ряд формировался в пределах магматогенно-рудной системы с определенными пространственными взаимоотношениями различного состава магматических пород, гидротермальных метасоматитов, разноглубинных рудных формаций. Наиболее глубинным рудным членом этой системы являются порфировые медные и медно-молибденовые месторождения, самым приповерхностным – серные и серноколчеданные залежи. Характерно, что подобная система имеет примерно одинаковый характер в андезитовых дугах столь удаленных друг от друга районов, как Камчатка, Анды, Карпаты.

Формация зеленых туфов, отвечающая началу внутренних геоантиклинальных поднятий (андезитовых дуг) в геосинклиналях, появилась еще в начале палеозоя и эволюционно замещает (особенно быстро – начиная с мезозоя) раннегеосинклинальную рудоносную кварц-кератофировую формацию. Она распространена не только в неогене, но, видимо, и в позднем мелу краевых вулканических поясов Тихоокеанского пояса, а также в палеозойских и мезозойских образованиях многих рудных районов СССР, на что пока не обращается достаточного внимания.

Наконец, в краевых вулканических поясах наиболее важные руды связаны с олово-полиметаллическим, многометалльно-скарновым и пропилитовым генетическими рядами рудных формаций.

Примеры генетических рядов разноглубинных рудных формаций показывают невозможность четкого разделения рудных месторождений на вулканогенные и плутоногенные: нижние члены рядов обычно относятся к плутоногенным, верхние – к вулканогенным образованиям. Многие колчеданно-полиметаллические месторождения начинают свое формирование как типичные вулканогенно-осадочные отложения серного колчедана и заканчивают его (обогащаясь полезными металлами) при воздействии гидротерм, связанных с интрузиями. Дальнейшее развитие учения о рудных месторождениях, вероятно, будет идти не по линии обособления вулканогенной группы руд, а в направлении установления связей меж-

ду разноглубинными формациями, выделения магматогенно-рудных систем и генетических рядов рудных формаций, включающих как "вулканогенные", так и "плутоногенные" образования.

Эволюция геологического процесса обусловливает видоизменение геологических (в том числе рудоконтролирующих) структур как в общей истории Земли, так и в течение отдельных тектоно-магматических этапов. С течением времени изометричные формы структур Земли заменялись линейными. Однако центральные, купольные и кольцевые структуры продолжают развиваться и в новейшее геологическое время. Наиболее резко они проявляются в раннегеосинклинальный период (как бы повторяя в начале каждого тектоно-магматического цикла ранние эволюционные формы развития Земли) и в позднеорогенный этап, когда их образованию благоприятствует близкое к поверхности расположение магматических очагов. Формы проявления вулканической деятельности и характер вулкано-плутоно-тектонических структур меняются в течение тектоно-магматического цикла, проходя в общем следующие этапы: спокойные подводные излияния базальтовых лав в геосинклинальных (часто рифтовых) трогах → извержения более кислых лав с образованием пемз в вулкано-купольных структурах → извержения островных стратовулканов с выбросом больших объемов андезитовой пирокластики и образованием агломератовых протоков → деятельность кальдерных вулканов и трещинные игнимбритовые и пемзовые извержения в пределах вулкано-тектонических депрессий → игнимбритовый вулканизм в сводовых обрушениях и у границ крупных блоков земной коры, испытывающих вертикальные перемещения → формирование платобазальтов и щелочных комплексов.

Важнейшая особенность геологического развития Земли – периодические проявления растяжения земной коры, вызывающие обновление старых и образование новых разломов и как следствие этого – массовые излияния глубинных базальтовых магм и в геосинклиналях, и на континентах. В такие периоды закладываются геосинклинальные троги и в подводных условиях развивается раннегеосинклинальный вулканизм, а на соседних континентах образуются формации траппов и платобазальтов. Пока намечаются 12 подобных эпох, но их количество нуждается в уточнении. Сжатие, проявляющееся в течение длительных промежутков времени между более короткими эпохами растяжения, способствует, наоборот, развитию магматических очагов, подъему и внедрению интрузивов, создает складки (в том числе сводовые, большого радиуса), надвиги. Существенно, что этой общей периодичности подчиняются и рудообразующие процессы. Поступление в земную кору в эпохи растяжения больших масс базальтов обогащает ее металлами. В условиях сжатия образуются коровые очаги, в них происходят дифференциация магм, обособление рудных эманаций. Последние устремляются в верхние горизонты земной коры по расколам в начале следующей эпохи расширения, образуя рудные концентрации. Таким образом, периодичность процессов определяет существование металлогенических эпох, особенности же строения геосинклинальных систем обусловливают закономерности распределения руд в пространстве.

Какова связь геосинклинальных систем островных дуг с чисто океаническими структурами, например с рифтами? Многие черты сходства позволяют рассматривать срединно-океанические рифты как эмбрионы эвгеосинклиналей, которые, однако, необязательно в будущем станут геосинклиналями (прежде всего из-за недостаточной глубины магмогенерирующих структур-разломов). Характерно, что срединно-океанические рифты Индийского океана и Восточно-Тихоокеанское поднятие образовались примерно одновременно с заложением позднемеловых – кайнозойских геосинклиналей, в одну эпоху растяжения коры.

То, что сторонники глобальной тектоники плит признают островные дуги типичной геосинклинальной моделью, является большой заслугой этой теории. Но предполагаемый сторонниками тектоники плит механизм геосинклинального процесса не согласуется с особенностями островных дуг. Положительным обстоятельством является быстрая эволюция взглядов некоторых сторонников тектоники плит, уже отказывающихся от концепции непрерывности раскрытия срединно-океанических рифтов и движения литосферного "конвейера". Очевидная этап-

ность в развитии геосинклиналей, которая выражается в последовательном образовании структурных комплексов, все более и более отступающих в сторону океана, вынуждает их признать периодичность геологических процессов.

Реальные факты убеждают тех же исследователей в цикличности магматизма, сопровождающего развитие структурных комплексов островных дуг, во все большем раскислении магматических продуктов в течение циклов и от цикла к циклу в нарастании коры и в ее последовательной сиализации в результате геосинклинальных процессов у окраин континентов. Длительное существование зон Беньофа на одном месте приводит сторонников теории плит к отказу от крайних мобилистских представлений. Переход на рельсы периодичности геологических процессов заставит, вероятно, сторонников тектоники плит в конце концов отказаться от предложенного ими объяснения механизма образования геосинклиналей и даст другое, более правильное решение. Мы надеемся, что этим решением будет признание периодической смены сжатия и расширения, обусловленной планетарными или космическими причинами. На основе этой концепции можно лучше объяснить все основные особенности тектоники Земли, чем механической теорией плит.

Молодые геосинклинальные системы островных дуг у Тихого океана, являясь свежими образованиями, частично продолжающими свое развитие, предоставляют исследователям прекрасные возможности для выяснения интересующих их сложных вопросов петрогенезиса, связей магматизма и руд, генезиса зеленокаменных преобразований вулканитов и др. Альбитизация и разнообразные зеленокаменные изменения, наблюдающиеся в молодых подводных вулканитах, не связаны с наложением метаморфических процессов, а являются результатом позднемагматических и постмагматических гидротермальных изменений: например, ранняя альбитизация магм происходит еще до излияния их на морское дно. Причина интенсивных изменений вулканитов – общее богатство щелочами и водой лав, изливающихся в эвгеосинклинальных трогах. Эта щелочность – глубинная, отражающая процессы дифференциации вещества мантии. Она проявляется локально вдоль глубинных разломов, особенно интенсивно в периоды их проникновения в более глубокие горизонты мантии. Дренируя отдифференцированные части мантии, глубинные разломы подают в верхние горизонты земной коры вместе с щелочами и рудные элементы.

Другим процессом является накопление в породах легкоподвижных щелочей вместе с сиалическими продуктами, увеличение содержания щелочей в коре по мере ее сиализации. С этим процессом связано постепенное увеличение содержания K_2O в магматических породах в направлении от океана к континенту по мере увеличения мощности земной коры.

Недоучет подобного двойственного характера щелочей вызвал ошибочные заключения некоторых исследователей о наличии сиалического фундамента под Курильской дугой, в составе раннегеосинклинальных вулканитов которой имеются породы, богатые калием.

Достаточно определенно, на наш взгляд, выясняется несправедливость делаемого некоторыми авторами противопоставления пропилитовых и зеленокаменных изменений вулканических пород. Критерии и отличия, предлагаемые, например, В.Л. Русиновым, не подтверждаются. Большие масштабы пропилитовых (зеленокаменных) изменений свойственны не только подводной вулканической обстановке, но и субаэральной субвулканической. Причиной этого служат подземные "бассейны" перегретых хлоридно-натриевых вод, реальное существование которых устанавливается в современных вулканических областях. Таким образом, постмагматическая пропилитизация развивается как региональное явление в раннегеосинклинальный и в раннеорогенный этапы. Важная задача исследований – выделить пропилиты (и другие метасоматиты), непосредственно связанные с рудным процессом.

Работы в области молодого вулканизма показывают отсутствие формации так называемых "самостоятельных малых интрузий" и огромную роль поздних субвулканических интрузий в рудообразовании. В поздние стадии тектоно-маг-

матического цикла, соответствующие металлогенической эпохе, одновременно с последовательным раскислением магм происходит приближение магматических очагов к поверхности. Эти магматические очаги (субвулканические интрузии) питают находящиеся над ними вулканы и вместе с последними (а также с каналами, подающими глубинную магму) являются магматогенно-рудной системой. В начале следующей фазы растяжения земной коры расколы вскрывают рудные системы и обусловливают образование рудных залежей в верхних горизонтах земной коры. Развиваясь вглубь, разломы дают выход и глубинным магмам более основного состава. Так образуются контрастные магматические формации и "малые интрузии," обычно имеющие с рудами лишь структурную связь. Происхождение пород контрастной формации из разноглубинных очагов хорошо видно на примере краевых вулканических поясов, где контрастность составов магматических продуктов достигает предела. Все это не подтверждает существующих крайних мнений об отсутствии влияния структурных условий коры на состав магматических продуктов. Эволюция магматизма и металлогении в островных дугах показывает постепенное, по мере роста сиалической коры, возрастание роли коровых очагов и все большее при этом влияние структурных условий земной коры на составы пород и руд.

Вязкие кислые газонасыщенные магмы, выходя на поверхность, дают при эксплозиях большие массы вулканических пеплов, пемз и игнимбритов. Специфические разности игнимбритов (кристаллоигнимбриты) состава кислых андезитов и дацитов распространены и среди подводных вулканических образований. Отчасти дегазированная магма выпирает на поверхность суши или на дно бассейнов в виде экструзивных куполов, являющихся центрами сильной и длительной газо-гидротермальной деятельности. Это (вместе с обычным накоплением пористых брекчий и гиалокластитов у экструзивных куполов) определяет большую рудную продуктивность экструзивных структур, особенно подводных. В подводных условиях вскипание перегретых гидротерм (если оно вообще происходит) осуществляется непосредственно у мест разгрузки растворов на дне моря. Рудное вещество при этом не рассеивается в атмосфере, как происходит в случае субаэральной эффузивной и экструзивной деятельности.

Анализ имеющихся материалов по современным гидротермам показал, что главную роль в переносе металлов и рудоотложении как в субаэральных, так и в подводных обстановках играют слабокислые хлоридно-натриевые гидротермы, обычно ощелачивающиеся у поверхности вследствие вскипания, уменьшения растворимости CO_2, взаимодействия с карбонатами. При значительном содержании сероводорода его окисление вблизи поверхности обусловливает увеличение кислотности растворов. Перенос металлов наиболее вероятен в форме хлоридных и гидросульфидных комплексных соединений, относительная роль которых меняется в зависимости от изменения физико-химических условий, в которые попадают растворы. Выпадение металлов происходит в результате падения температуры и давления, а также вследствие окисления растворов. Возможность отдаленного вулканогенно-осадочного рудообразования доказывается современными примерами (Красное море, Восточно-Тихоокеанское поднятие и др.) и расчетами.

Отметим выводы практического характера, вытекающие из анализа, выполненного в настоящей работе. Первый касается направления поисковых работ на цветные металлы. Одной из важнейших закономерностей является приуроченность их к зеленокаменным толщам (Кузнецов, 1964; Шер, 1972). Это обычно объясняют наложением диафторических процессов или метаморфогенным происхождением золота, для концентрации которого метаморфическая фация зеленых сланцев якобы оказывается оптимальной. Исследования в областях молодого и современного вулканизма показали, что зеленокаменные изменения вулканитов, по существу представляющие пропилитизацию, связаны с ранними, постмагматическими процессами (газо-гидротермальным метаморфизмом). Обнаружилось, что ранние газо-гидротермальные изменения вулканитов в районах молодого вулканизма имеют региональный характер. Огромные массивы вторичных кварцитов здесь на глубине сменяются пропилитизированными породами.

В вулканических областях обнаружилось существование глубинных бассейнов высокотемпературных хлоридно-щелочных терм, вызывающих широкие пропилитовые преобразования вулканитов. Выяснился еще большой масштаб ранних зеленокаменных преобразований вулканических пород (сопровождающихся образованием руд) при извержениях в подводных условиях. В последующем стало очевидно существование в разновозрастных складчатых областях второй, кроме раннегеосинклинальной, подводной рудоносной зеленокаменной формации (зеленые туфы), уже позднегеосинклинальной – раннеорогенной, сложенной более кислыми магматическими продуктами, в связи с чем постмагматические пропилитовые изменения пород отличаются еще большей интенсивностью. Таким образом, приуроченность золота к зеленокаменным толщам получает естественное объяснение без привлечений явлений диафтореза и наложенного регионального метаморфизма.

Мы вправе предполагать, что в разновозрастных образованиях эвгеосинклинальных зон существуют золоторудные горизонты, представленные зеленокаменными толщами. В пределах этих горизонтов золото должно быть преимущественно локализовано в вулканогенных поднятиях, где сосредоточена главная масса кислых магматических дифференциатов. Уместно вспомнить, что в архее золотое оруденение развивалось в эвгеосинклинальных трогах. Частично эта закономерность могла сохраниться и в последующие эпохи.

Второй вывод – об оловоносности приматериковых частей систем островных дуг в результате "интерференции" и видоизменения генетических рядов рудных формаций. Острова Большой Курильской гряды с субконтинентальной корой (Кунашир, Итуруп, Парамушир) характеризуются геохимической зараженностью гидротерм и их продуктов оловом. Сейчас на Кунашире и Итурупе стали известны оловорудные проявления, а у причленения Курило-Камчатской системы к континенту обнаружены значительные оловорудные месторождения своеобразного типа. Подобная закономерность могла иметь место и при формировании древних островных дуг. Очевидно, сочленения с палеоконтинентами мезозойских и палеозойских геосинклинальных систем типа островных дуг нуждаются в ревизии на олово.

Третий вывод, пока предварительный до составления детальных прогнозных карт, – о перспективности южной части Дальнего Востока в отношении колчеданно-полиметаллических руд. Нахождение раннегеосинклинальных руд этого типа здесь возможно в отложениях позднего девона (Шантаро-Джагдинская, Сихотэ-Алинская, Ванданская, Симанто-Хатырская эвгеосинклинальные зоны), позднего палеозоя (в эвгеосинклинальных прогибах, унаследованно перешедших в мезозой), раннего мела. Благоприятные условия для образования (в структурах типа внутренних андезитовых дуг) позднегеосинклинальных-раннеорогенных колчеданно-полиметаллических руд (формация зеленых туфов) существовали на Дальнем Востоке во второй половине кембрия (?), в перми, конце мела, начале неогена.

Четвертый вывод – о перспективности в отношении руд верхнеолигоценовых магматических образований Восточно-Азиатского вулканического пояса и плиоценовых образований внутренних андезитовых дуг Восточной Азии. Плиоценовые руды почти не вскрыты эрозией, что создает трудности при поисках.

Наконец, последний вывод – о вероятной значительной рудоносности краевых вулканических поясов Дальнего Востока, сформировавшихся у геосинклинальных прогибов девона, позднего палеозоя, среднего мезозоя. Эрозия удалила часть вулканитов этих поясов, почему некоторые из них сейчас выражены лишь цепями гранитоидных интрузий.

Из числа многочисленных задач, стоящих перед исследователями геосинклинальных процессов (и частично уже отмеченных выше), подчеркнем основные.

Выявившаяся роль зон Беньофа и непосредственно связанных с ними эвгеосинклиналей как "опорных" структур, параллельно которым протягиваются металлогенические пояса, обязывает к тщательному изучению эвгеосин-

клиналей, в частности к получению дополнительных критериев определения возраста их пород. Отложения эвгеосинклиналей удивительно стандартны, бедны палеонтологическими остатками и к тому же очень сильно дислоцированы, что еще более затрудняет выяснение их стратиграфии. При небольшом "шаге" зон Беньофа разновозрастные эвгеосинклинальные зоны почти совмещаются одна с другой и часто "суммарно" относятся без достаточных оснований к образованиям одного возраста. В таких случаях из поля зрения исследователей при металлогеническом анализе могут выпасть целые тектономагматические (и металлогенические) циклы. Вероятно, тщательное изучение микрофауны кремнистых сланцев поможет в дальнейшем более точно определять возраст эвгеосинклиналей.

Излишне говорить о важности развития теории геосинклинального процесса и о необходимости тщательной проверки всех положений тектоники плит, чтобы из этой глобальной концепции взять все полезное, отбросив надуманное, противоречащее фактам.

Одной из важнейших задач дальнейших научных исследований является получение более отчетливых представлений об орогенных процессах, о последовательности образования различных орогенных структур, связях их с собственно геосинклинальными структурами, типах орогенных областей, особенностях магматизма и металлогении разнотипных областей. После выяснения всех этих вопросов отпадет надобность в понятии "автономная активизация", так как генезис орогенных структур, их связи с общим геологическим развитием станут понятными.

Следующая важная задача – уточнение классификации ортогеосинклиналей и типизация геосинклиналей со слабым проявлением магматизма ("вторичные" геосинклинали, паралиагеосинклинали, парагеосинклинали, геосинклинали атлантического типа и др.).

В качестве первоочередной задачи стоит дальнейшая разработка представлений о формационных рядах, свойственных различным структурным элементам разнотипных геосинклиналей.

Необходимо детализировать классификации вулкано-тектонических (и вулкано-плутоно-тектонических) структур, особенно кольцевых, часто являющихся рудоконтролирующими.

Следует продолжать исследования генетических рядов рудных формаций, выделять новые "магматогенно-рудные системы" с закономерным пространственным распределением различных руд и околорудных метасоматитов.

Большое значение имеет исследование периодичности геологических процессов, в значительной мере определяющей существование металлогенических эпох.

Крайне важно учитывать при геологическом картировании особенности различных зон. Особого внимания заслуживают очень трудные для картирования геоантиклинали внешних дуг, соответствующие палеовыходам зон Беньофа с сильным смятием и метаморфизмом пород. Для этих структур по существу еще отсутствует удовлетворительная методика картирования. Разработка такой методики насущно необходима, она должна предусматривать комплекс дополнительных исследований, таких, как достаточное количество определений нормального или опрокинутого залегания, реставрация выхода, направления и угла наклона палеозон Беньофа по щелочности пород и др.

На базе изложенных представлений и дальнейших научных разработок поставленных вопросов необходимо составлять прогнозно-металлогенические карты для разновозрастных геосинклинально-складчатых областей. Одно из назначений этих карт – выделение орогенной рудной формации зеленых туфов на Дальнем Востоке и в других рудных районах Советского Союза с палеозойской, мезозойской и кайнозойской металлогенией, что намного увеличит потенциальные рудные возможности районов.

Итогом всех перечисленных работ будет возможность более конкретного металлогенического прогнозирования. Когда она будет достигнута, станет оче-

видной плодотворность геосинклинальной теории, которую многие геологи незаслуженно стали забывать.

В заключение позволим себе небольшое отступление. Часто приходится слышать, что признание зон Беньофа важнейшими магмо- и рудоконтролирующими структурами является увлечением, своеобразной "модой", результатом некритического восприятия взглядов сторонников глобальной тектоники плит. Это не так.

Большое значение зон Беньофа в структурах островных дуг давно уже подчеркивалось многими исследователями, в частности А.Н. Заварицким (1946). Исследования авторов настоящей работы, охватывающие период более 30 лет, проходили преимущественно в областях развития молодых складчатых областей и современных геосинклиналей Тихоокеанского пояса, где предоставляются особенно благоприятные условия для выяснения взаимоотношений различных геологических процессов и оценки роли зон Беньофа в структурах земной коры и верхней мантии. Наблюдавшиеся здесь явления убедительно говорили о подчинении зонам Беньофа как процессов магматизма и рудогенезиса, так и общей структурной и металлогенической зональности.

Учет этого обстоятельства сыграл положительную роль при изучении геологии и металлогении Курило-Камчатской и других островных дуг. Можно указать, например, что отнесение Центрально-Камчатской вулканической зоны к структурам типа внутренних вулканических (андезитовых) дуг дало возможность правильно оценить ее как специфическую рудную зону большой протяженности (свыше 1500 км), имеющую дальнейшее простирание вдоль Курило-Камчатского океанического желоба в Большой Курильской дуге (Власов, 1946, 1958б, 1969а, 1972а,б; Власов и др., 1948; Власов, Василевский, 1960; и др.). Выявившаяся приуроченность наиболее перспективных метасоматических серных месторождений к внутренним андезитовым дугам облегчила прогнозирование серных месторождений, их освоение (Власов, 1949, 1958б, 1960 и др.) и дало основание наметить контуры огромного по протяжению Тихоокеанского сероносного пояса (Власов, 1969в).

Учет изменения условий магматизма и рудообразования по мере удаления от зоны Беньофа позволил выделить главные типы вулканических зон геосинклинальных систем, характеризующиеся различными наборами магматических и рудных формаций, и уточнить представления о происхождении рудной зональности Тихоокеанского пояса (Власов, 1961, 1963б, 1964а, 1965б, 1971, 1973; Власов, Борисов, 1966б; и др.). Рассмотрение приокеанической части Тихоокеанского пояса как закономерно построенной геосинклинальной системы, простирание зон которой подчинено направлениям зон Беньофа, обусловило вывод о существовании у Тихого океана периферической зоны тыловых (краевых) прогибов, в которой сосредоточены главные угольные и нефтяные ресурсы кайнозоя (Власов, 1957, 1958а, 1963а; и др.). Этот вывод впоследствии был подтвержден исследованиями Е.Н. Меланхолиной (1973).

Все это, конечно, убеждало нас в исключительном "тектоногеническом" значении зон Беньофа, являющихся своеобразными "отдушинами" в земной коре, связывающими глубинные (мантийные) и приповерхностные процессы. Сходным образом развивались представления и у многих других исследователей. В последние годы ими выявляется все больше и больше аналогий в строении и развитии притихоокеанских островных дуг и внутриконтинентальных складчатых областей. Естественно, что это влечет за собой быстрое увеличение числа геологов, признающих островные дуги геосинклинальными системами и учитывающих закономерности, обусловленные влиянием процессов в зонах Беньофа.

Таким образом, представления об определяющей роли зон Беньофа в строении земной коры отнюдь не заимствованы из гипотезы тектоники плит и не являются отражением "моды". Они возникли раньше появления гипотезы глобальной тектоники, развивались самостоятельно (особенно интенсивно в течение последних десятилетий) и обосновываются огромным фактическим материалом, полученным многочисленными исследователями как у Тихого океана, так и в других частях земного шара. Симпатии многих геологов к глобальной тек-

тонике плит обусловлены как раз тем, что одним из элементов этой гипотезы является признание островных дуг основной моделью ортогеосинклинальных систем. Однако можно, соглашаясь с последним, возражать против других чисто механистических представлений сторонников тектоники плит и предполагать иной механизм образования как внутриокеанических, так и окраинноматериковых и материковых структур. Авторы предлагаемой работы принадлежат к группе исследователей, убежденных в плодотворности отождествления островных дуг с геосинклинальными системами, но не согласных с другими положениями глобальной тектоники, например о разрушении океанической коры у зон Беньофа, о больших горизонтальных перемещениях немногих огромных литосферных плит и др. Число сторонников этих положений начинает уменьшаться, во всяком случае их представления эволюционируют, постепенно теряя механистичность. Идеи же рассмотрения островных дуг как моделей геосинклинальных систем, а зон Беньофа как структур, в значительной степени определяющих тектоно-магматические и рудообразующие процессы, получают все большее распространение среди исследователей.

Литература

Авдонин В.В. Гидротермальные изменения пород, связанные с колчеданным и полиметаллическим этапами оруденения в Ащебутакском районе Южного Урала. – Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1970, № 1.

Авдонин В.В. О роли экструзивных фаций в среднедевонских вулканогенных комплексах Лениногорского района (Рудный Алтай). – Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 3.

Азбель К.А. О связи рудообразования с орогенным вулканизмом (на примере Южной Джунгарии). – В кн.: К вопросу об источнике вещества эндогенных рудных месторождений. Алма-Ата, 1970.

Алехин Ю.В., Зотов А.В., Колпакова Н.Н. Ионные равновесия в современной гидротермальной системе кальдеры Узон на Камчатке. – В кн.: 1-й Международный геохимический конгресс, т. 2. Гидротермальные процессы. М., "Наука", 1973.

Андрусенко Н.И., Щепотьев Ю.М. Температурный режим формирования и стадийность субвулканических золото-серебряных месторождений Центральной Камчатки. – Геохимия, 1974, № 2.

Апрелков С.Е. О возрасте и составе алнейской серии Камчатки. – Сов. геол., 1966, № 12.

Аракелянц М.М., Зотов А.В., Русинов В.Л. Абсолютный возраст околорудных изменений и рудоотложения в колчеданных месторождениях Учинотаи и Ханаока (Япония). – Докл. АН СССР, 1973, т. 209, № 4.

Арсанова Г.И. К геохимии редких щелочей в термальных водах вулканических областей. – В кн.: Молодые гидротермально измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М., "Наука", 1969.

Афанасьева Н.С., Минеева Д.Н., Фараджев В.А. Особенности состава и строения вулканогенных пород Пенжинского звена Охотско-Чукотского вулканического пояса как показатель условий их формирования. – В кн.: Вулканогенно-осадочный литогенез. Краткие тезисы IV Всесоюзного семинара. Южно-Сахалинск, 1974.

Афонин Ю.А. Природа брекчий Хинганского оловорудного месторождения. – В кн.: Новые данные по магматизму и минерализации в рудных районах Востока СССР. М., "Наука", 1971.

Бабкин П.В. Ртутное оруденение Северо-Востока СССР. Магадан, 1969. (Тр. СВ КНИИ, вып. 28).

Байков А.И. Структурно-геохимические критерии прогноза рудных месторождений в вулканогенных комплексах Камчатки. – В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971.

Баранова Н.Н. Физико-химические условия переноса свинца в гидротермальном процессе. – В кн.: Геохимия гидротермального рудообразования. М., "Наука", 1971.

Барнс Г.Л., Чаманский Г.К. Растворимость и перенос рудных минералов. – В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., "Мир", 1970.

Батлер Дж.Н. Ионные равновесия. (Математическое описание). Л., "Химия", 1973.

Батурин Г.Н. Глубоководные рудные осадки гидротермального генезиса. – В кн.: История Мирового океана. М., "Наука", 1971.

Батурин Г.Н., Коченов А.В., Тримонис Э.С. О составе и происхождении железорудных осадков и горячих рассолов в Красном море. – Океанология, 1969, т. 9, вып. 3.

Башарина Л.А. Эксгаляции побочных кратеров Ключевского вулкана на различных стадиях остывания лавы. – В кн.: Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Безруков П.Л. Осадочные формации Индийского океана и их связь с тектоникой. – Геотектоника, 1974, № 1.

Бейли Н. Статистические методы в биологии. М., ИЛ, 1962.

Белоусов А.Ф. О соотношении между составами базальтоидов в геосинклинальных и орогенных вулканических ассоциациях. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 7.

Белоусов А.Ф., Кочкин Ю.Н., Полякова З.Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа. М., "Наука", 1969. (Труды ИГиГ, вып. 22).

Белоусов В.В., Шейнманн Ю.М. Мировая система больших грабенов. – В кн.: Байкальский рифт. М., "Наука", 1968.

Белоусов В.И., Сугробов В.М. Геологические аспекты связи Паужетских гидротерм и термальных полей Камчатского хребта на юге Камчатки. – В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971.

Белый Ф.В. К сравнительной тектонике вулканических дуг западной части Тихого окана. – Геотектоника, 1974, № 4.

Белый В.Ф., Милов А.П. О петрологической зональности габбро-гранитных серий Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 10.

Бенидзе Г.М. Гидротермальные метасоматиты Даутского колчеданного месторождения (Северный Кавказ). – Тр. Кавказ. ин-та минеральн. сырья, 1971, вып. 9.

Бенс Э. Желоб Пуэрто-Рико. – В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., "Мир", 1970.

Бергер В.И. Эволюция сурьмяного и ртутного оруденения подвижных областей. – В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., 1973.

Бишофф Дж., Мангейм Ф. Промышленное значение рудных месторождений Красного моря. – В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М., "Мир", 1974.

Боголепов К.В. О двух типах орогенеза. – Геол. и геофиз., 1968, № 8.

Борисов О.Г. Особенности фумарольной деятельности на агломератовых отложениях вулкана Безымянного. – Тр. 2-го Всесоюз. вулканол. совещ., т. 1. Современный вулканизм. М., "Наука", 1966.

Борисов О.Г., Борисова В.Н. Экструзии и связанные с ними газо-гидротермальные процессы. Новосибирск, "Наука", 1974.

Бородаевская М.Б., Курбанов Н.К., Кривцов А.И., Ракчеев А.Д. О длительности и многоактности формирования колчеданных руд. – Сов. геол., 1973, № 8.

Бородаевская М.Б., Шмидт А.И. Условия образования колчеданных месторождений на примере Южного Урала. – В кн.: Геология медноколчеданных, свинцово-цинковых и никелевых месторождений. М., 1967. (Тр. ЦНИГРИ, вып. 75).

Брукс Р., Каплан И., Питерсон М. Микроэлементы термальных рассолов Красного моря. – В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М., "Мир", 1974.

Булгатов А.Н., Красильников Б.Н. Орогенные системы юга Сибири. – Геол. и геофиз., 1968, № 2.

Бухаров А.А., Шагин М.М. Новые данные о среднепротерозойском вулканизме Прибайкалья. – Докл. АНСССР, 1972, т. т. 205, № 3.

Быстревская С.С. Палеозойский вулканогенный липарито-дацитовый комплекс Советских Карпат и связанная с ним рудоносность. – В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973.

Вакин Е.А. Аагские термоминеральные источники на Камчатке. – Бюл. вулканол. ст., 1966, № 41.

Валяшко М.Г. О постоянстве состава воды Мирового океана. – Вестн. МГУ, Сер. 4. Геология, 1963, № 1.

Валяшко М.Г. Единство природных вод и некоторые вопросы их геохимии. – Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1966, № 6.

Валяшко М.Г. Эволюция химического состава воды океана. – В кн.: История Мирового океана. М., "Наука", 1971.

Варанд Э.Л. Магмоподводящие разломы западной части Сибирской платформы и их рудоконтролирующее значение. – В кн.: Тектоника Сибири, т. 3. Тектоника Сибирской платформы. М., "Наука", 1970.

Василевский М.М. О понятии "пропилит" и процессе пропилитизации. – Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, сер. 2, 1966, ч. 95, вып. 6.

Василевский М.М. Вулканизм, пропилитизация и оруденение. М., "Недра", 1973.

Вейсс Р. Растворенные аргон, азот и общая карбонатность в рассолах Красного моря. – В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М., "Мир", 1974.

Ветренников В.В. Особенности развития Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. – В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973.

Виноградов А.П. Химическая эволюция Земли. (Первое чтение им. В.И. Вернадского 30 марта 1959 г.). М., Изд-во АН СССР, 1959.

Виноградов А.П. Введение в геохимию океана. М., "Наука", 1967.

Виноградов А.П. Геохимические проблемы в эволюции океана. – В кн.: Основные проблемы океанологии. М., "Наука", 1968.

Власов Г.М. Задачи геологических исследований на полуострове Камчатка. – В

кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Дальнего Востока, М., Госгеолтехиздат, 1946.

Власов Г.М. Вулканические серные месторождения Японии. – Тр. Лаб. вулканол. и Камчатской вулканол. станций, 1949, вып. 6.

Власов Г.М. Третичные отложения Сихотэ-Алиня. Автореф. канд. дис. Л., 1950.

Власов Г.М. История кайнозойского вулканизма Тихоокеанских окраин СССР. – Congreso Geologica Internacional, XX Sesion. Sobretiro de la Seccion 1 – Volcanologia del Cenozoico, t. 2. Mexico, 1957.

Власов Г.М. Приохотские складчатые области. – В кн.: Геологическое строение СССР, т. 3. М., Госгеолтехиздат, 1958а.

Власов Г.М. Новые данные по геологии Камчатки и перспективы ее рудоносности. – Сов. геол., 1958б, № 5.

Власов Г.М. Вулканические серные месторождения и некоторые вопросы приповерхностного рудообразования (на примерах Камчатки и Курильских островов). – В кн.: Материалы по природным ресурсам Камчатки и Курильских островов. Магадан, 1960.

Власов Г.М. История геологического развития Приохотских геосинклиналей. – Тр. Охинского стратиграфического совещ. М., 1961.

Власов Г.М. О задачах палеовулканологических исследований на Дальнем Востоке. – Тр. Лаб. палеовулканол., 1963а, вып. 1. (Уч. зап. Каз. гос ун-та, т. 56).

Власов Г.М. Рудные формации вулканических зон Тихоокеанского побережья (Дальний Восток). – Тр. Лаб. палеовулканол. Каз. ин-та минеральн. сырья, 1963б, вып. 2.

Власов Г.М. Условия образования золото-серебряных месторождений пропилитовой формации и их отношение к интрузивным и эффузивным породам. – В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. (Тезисы докладов совещ. 14–17 мая 1963 г.). М., 1963в.

Власов Г.М. Типы вулканических зон Тихого океана. – В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, 1964а.

Власов Г.М. Об изменениях климата в палеогеновое время на территории Дальнего Востока. – Докл. АН СССР, 1964б, т. 157, № 3.

Власов Г.М. О генетических типах вторичных кварцитов и их отношении к рудам. – Тр. Лаб. палеовулканол. Каз. ин-та минеральн. сырья, 1964в, вып. 3.

Власов Г.М. О двух типах гидротермальной аргиллизации. – Геол. рудных месторождений, 1965а, № 5.

Власов Г.М. Происхождение зонального строения Тихоокеанского рудного пояса (на примере Курило-Камчатской дуги). – В кн.: Вопросы металлогении. (Междунар. геол. конгр. XXII сессия. Проблема 16). Докл. сов. геол. М., "Недра", 1965б.

Власов Г.М. О цикличности вулканических процессов. – Тр. Ин-та вулканол. АН СССР, 1967, вып. 24.

Власов Г.М. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации островных дуг. – Тр. Совещ. по геологическим формациям. Л., "Наука", 1969а.

Власов Г.М. Закономерности развития вулкано-плутонических ассоциаций в геологической истории (на примере районов Дальнего Востока). – В кн.: Теоретические проблемы вулкано-плутонических формаций и их рудоносности. М., "Наука", 1969б.

Власов Г.М. О Тихоокеанском сероносном поясе. – Сов. геол., 1969в, № 7.

Власов Г.М. Сравнение особенностей вулкано-плутонических поясов азиатской и американской частей Тихоокеанского подвижного пояса. – В кн.: Проблемы палеовулканологии Дальнего Востока. – Владивосток, 1970.

Власов Г.М. Некоторые особенности развития магматизма у Тихого океана. – В кн.: Магматические комплексы Дальнего Востока. (Тр. Первого Дальневосточного петрографического совещ.) Владивосток, 1971.

Власов Г.М. Некоторые особенности развития Тихоокеанского подвижного пояса в позднемеловое и кайнозойское время. – Сов. геол., 1972, № 4.

Власов Г.М. Островные дуги как геосинклинальные системы. – В кн.: Тектоника дна морей, океанов и островных дуг, вып. 8. Южно-Сахалинск, 1972б.

Власов Г.М. Анализ структур островных дуг – основа тектонического, формационного и металлогенического районирования Тихоокеанского пояса. – В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973.

Власов Г.М. Эволюция колчеданного рудообразования в Курило-Камчатской и Японской дугах. – Докл. АН СССР, 1974, т. 215, № 1.

Власов Г.М., Борисов О.Г. Различия в геологическом строении и газо-гидротермальных процессах Центрально-Камчатского и Восточно-Камчатского вулканических поясов. – В кн.: Вопросы геологии северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1966а.

Власов Г.М., Борисов О.Г. Приповерхностные гидротермальные изменения пород в разнотипных вулканических зонах.–

Матер. ко II конференции по околорудному метасоматизму. Л., 1966б.

Власов Г.М., Борисов О.Г. Дифференциация магматических эманаций и значение кислотных изменений пород при поисках руд. – Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, серия 2, 1969, ч. 98, вып. 5.

Власов Г.М., Василевский М.М. Генезис и взаимоотношения вторичных кварцитов и пропилитов Срединного Камчатского хребта. – Тезисы докладов I Всесоюз. вулканол. совещ. М., 1959.

Власов Г.М., Василевский М.М. Металлогенические особенности Курило-Камчатской дуги. – Матер. к I Всесоюз. конф. по геол. и металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1960.

Власов Г.М., Василевский М.М. Зональное распределение руд и измененных пород Центральной Камчатки. – В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. 1. Прага, 1963.

Власов Г.М., Василевский М.М. Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. М., "Недра", 1964.

Власов Г.М., Иициксон М.И., Красный Л.И. и др. Геологические предпосылки локализации полезных ископаемых на территории Востока СССР. – *Сов. геол.*, 1963, № 12.

Власов Г.М., Курлаев В.И., Чемеков Ю.Ф., Еремеев П.И. Геологическое строение и полезные ископаемые восточного побережья Камчатки от бухты Карага до бухты Сомнения. – Тр. Дальневосточной науч. базы АН СССР. Серия. геол., 1948, № 1.

Власов Г.М., Попкова М.И., Борисов О.Г. О подводных игнимбритах и о времени изменения подводных лав (к проблеме образования спилитов и зеленых сланцев). – В кн.: Минералогия, магматизм и рудогенез Дальнего Востока, Владивосток, 1974.

Воюцкий С.С. Курс коллоидной химии. М., "Химия", 1964.

Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М., " Недра", 1974.

Вулканизм и рудообразование. М., "Мир", 1973.

Вулканические серные месторождения и некоторые проблемы гидротермального рудообразования. М., "Наука", 1971. Авт.: О.Г. Борисов, Г.М. Власов, А.П. Зайцева и др.

Вулканогенные формации Узбекистана. Ташкент, "Фан", 1971. Авт: Т.Н. Далимов, А.А. Кустарникова, А.Р. Ярмухамедов и др.

Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. М., "Мир", 1968.

Генезис эндогенных рудных месторождений. М., "Недра", 1968.

Геология Северо-Восточной Азии, т. 4. Геологическое развитие и общие закономерности металлогении, углеобразования и распределения нефти и газа. Л., "Недра", 1973.

Геология СССР. Т. 19. Хабаровский край и Амурская область. Ч. 1. Геологическое описание. М., "Недра", 1966.

Геология СССР. Т. 30. Северо-Восток СССР. Кн. 1 и 2. Геологическое описание, М., "Недра", 1970.

Геология СССР. Т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. Геологическое описание. М., "Недра", 1964.

Геология СССР. Т. 32. Приморский край. Ч. 1. Геологическое описание. М., "Недра", 1969.

Геология СССР. Т. 33. Остров Сахалин. Геологическое описание. М., "Недра", 1970.

Гинтов О.Б. Кольцевые структуры докембрия Украины. – Геотектоника, 1973, № 5.

Говоров И.Н. Физико-химические условия минералообразования и геохимия рудного процесса, связанного с гранитоидами. (На примере рудных районов Дальнего Востока). Автореф. докт. дис. М., ИГЕМ, 1974.

Голева Г.А. Закономерности распространения рудных компонентов в термальных водах вулканических областей. – *Бюл. МОИП. Отд. геол.*, 1973, т. 48, вып. 2.

Голяков В.И. Позднемеловая вулкано-плутоническая формация кварцевых кератофиров и альбитовых граносиенитов Камчатского перешейка. – Геол. и геофиз., 1971, № 11.

Гончарова Т.Я. Закономерности размещения колчеданных руд в вулканогенных комплексах. – Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1970, № 1.

Горшков Г.С. Явления вулканизма и верхняя мантия. – В кн.: Химия земной коры, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1964.

Горшков Г.С. Островные дуги и океанические хребты – вулканизм и геофизические поля. – В кн.: Вулканизм и геохимия его продуктов. М., "Наука", 1967. (Тр. Ин-та вулканол. СО АН СССР, вып. 24).

Грешнер С.Г. Игнимбриты и пемзовые туфы с точки зрения использования их для палеовулканических реконструкций. – Тезисы докладов II Уральского палеовулканол. симпозиума. Свердловск – Миасс, 1974.

Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. и др. Петрология верхней мантии. М., "Мир", 1968.

Гудвин А.М. Вулканогенные железистые формации архея Канадского щита. – В кн.: Геология и генезис докембрийских

железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев, "Наукова думка", 1972.

Дегтярева А.Н., Митряева Н.М., Рожнов А.А. Эксплозивные брекчии Жайремского рудного поля (Центральный Казахстан) и их связь с оруденением. – Геол. рудных месторождений, 1969, № 6.

Дзоценидзе Г.С. Влияние вулканизма на образование осадков. М., "Недра", 1965.

Диксон Д., Танелл Д. Ртутные и сурьмяные месторождения западного побережья США, связанные с термальными минеральными источниками. – В кн.: Рудные месторождения США, т. 2. М., "Мир", 1973.

Докембрий Тихоокеанского подвижного пояса. М., "Наука", 1973.: Авт.: А.М. Смирнов, В.И. Шульдинер, Т.А. Денисова и др.

Думанский А.В. Учение о коллоидах. М.–Л., Госхимиздат, 1948.

Дьяченко Л.П. О связи экзогенного оруденения с орогенным вулканизмом. – В кн.: Магматизм, метаморфизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1972.

Ефременко Э.А. Комплексы кислых порфиров и их место в истории геологического развития оловорудных районов Северной Якутии. – В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. Якутск, 1969.

Желубовский Ю.С. Геологическое строение и полезные ископаемые Курильских островов. Автореф. канд. дис. Л., 1956.

Заварицкий А.Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 2.

Зеленов К.К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М., "Наука", 1972.

Зелепухин Л.П. Особенности геологической структуры и условия локализации руд на вулканогенных серных месторождениях о. Итуруп (Курильские острова). Автореф. канд. дис. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1972.

Зенкевич Л.А. О древности океана и о значении в решении этого вопроса истории морской фауны. – Океанология, 1966, т. 6, вып. 2.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Коваленко В.И. и др. Структурно-магматическая зональность и металлогения западной части Тихоокеанского пояса. – Геотектоника, 1973, № 5.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Латеральная магматическая и металлогеническая зональность на основе палеотектонических реконструкций. – Геол. рудных месторождений, 1974, № 4.

Иванкин П.Ф. О соотношениях мантийных и коровых магм и направленности тектоно-магматического развития Алтае-Саянского региона. – В кн.: Закономерности размещения магматических формаций Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1971. (Тр. СНИИГГИМС, вып. 128).

Иванкин П.Ф., Шеглов А.П. Районирование Алтае-Саянской складчатой области и основные черты ее тектоно-магматического развития в палеозое. – В кн.: Закономерности размещения магматических формаций Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1971. (Тр. СНИИГГИМС, вып. 128).

Иванов В.В. Основные закономерности формирования и распространения термальных вод Камчатки. – Тр. Лаб. вулканол., 1958, вып. 13.

Иванов В.В. Гидротермы Курило-Камчатской вулканической зоны. Автореф. докт. дис. М., 1965.

Иванов С.Н., Нечеухин В.М. О времени зеленокаменных изменений и происхождении натриевых и существенно калиевых магматических серий в геосинклинальных образованиях Урала. – Докл. АН СССР, 1964, т. 157, № 3.

Иванов С.Н., Нечеухин В.М. О соотношении колчеданного оруденения и зеленокаменных изменений рудовмещающих вулканогенных толщ. – Геол. рудных месторождений, 1969, т. 11, №1.

Иванов С.Н., Прокин В.А. Рудоносность захороненных вулканических построек. – Докл. АН СССР, 1974, т. 216, № 4.

Кадзивара И. Некоторые ограничения условий формирования руд Куроко. – В кн.: Вулканизм и рудообразование. М., "Мир", 1973.

Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Вода в магматических расплавах. М., "Наука", 1971.

Казаринов А.И., Михайлова М.С., Фомин П.С. Взаимоотношение золотого и золото-серебряного оруденения с пропилитами, вторичными кварцитами и кварцевыми метасоматитами. – Изв. Томск. политехн. ин-та, 1970, т.239.

Казаринов В.П. Циклы докембрия. – Геол. и геофиз., 1973, № 6.

Казьмин В.Г. О некоторых особенностях рифтогенеза. – Геотектоника, 1974, № 6.

Каретин Ю.С. Среднепалеозойский вулканизм Западного крыла Тагильского синклинория на севере Среднего и Северном Урале. – Автореф. канд. дис. Свердловск, Ин-т геол. и геох., 1973.

Карпов Г.А. Использование гидротермальных скважин для экспериментальных работ по исследованию химизма растворов и минералообразования. – В

кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971.

Карпов Г.А. Физико-химические условия современного рудоотложения на термальном поле Узона. – В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М., "Недра", 1974.

Карпов Г.А., Долгова Т.В. Фация гидротермальных глин на современном термальном поле Кимбального хребта. – В кн.: Молодые гидротермально измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М., "Наука", 1969.

Карпова Е.Д. Сводово-глыбовые области и их металлогения. – В кн.: Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования. Л., 1968. (Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 155).

Катсуи И. Распространение вулканов в мире. – Кагаку, Кадаки, 1972, т. 42, № 7 (*на японск. яз.*; реферат см.: Геология, реф. журн., 1972, №10В551)

Кашкай М.А. О генетической связи месторождений колчеданных и некоторых медных и полиметаллических руд с кислым магматизмом. – Сов. геол., 1956, сб. 50.

Каюпов А.К., Каипов А.Д., Таран А.Н. Экструзивные купола золото-колчеданного месторождения "Сувенир" (Центральный Казахстан). – Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1971, № 4.

Кинг Л. Морфология Земли. М., "Прогресс", 1967.

Кирсанов И.Т. *Состояние вулканов* Мутновского и Горелого за период с октября 1959 по октябрь 1960 г. – Бюл. вулканол. станций, 1964, № 35.

Кирсанов И.Т., Серафимова Е.К., Марков И.А. Главный и побочные кратеры Ключевского вулкана в 1966–1968 гг. – Бюл. вулканол. станций, 1970, № 46.

Кирсанова Т.П. Гидротермы Киреунской долины в Срединном хребте Камчатки. – В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971.

Ковалев Г.Н., Комкова Л.А., Масуренков Ю.П. *О связи между некоторыми физико-химическими параметрами* Нальчевских гидротерм. – Бюл. вулканол. ст., 1969, № 45.

Комкова Л.А. Гидрохимическая зональность фильтрующегося потока на примере Нальчевского месторождения термальных вод. – В кн.: Молодые гидротермально измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М., "Наука", 1969.

Комкова Л.А., Масуренков Ю.П., Филькова Е.М. Осаждение железа и мышьяка термальными водами. – В кн.: *Вулканизм и глубины Земли.* М., "Наука", 1971.

Кондратенко А.К., Шепотьев Ю.М., Кузьмичева Е.В. Субвулканическая формация Центральной Камчатки и ее золотоносность. – В кн.: Магма малоглубинных камер. М., "Наука", 1970.

Коптев-Дворников В.С., Яковлева Е.Б., Петрова М.А. *Вулканогенные породы и методы их изучения.* (На примере краснокаменно-измененных вулканогенных пород Казахстана). М., "Недра", 1967.

Коржинский Д.С. Проблема спилитов и гипотеза трансвапоризации в свете новых океанологических и вулканологических данных. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 9.

Костеров Н.Ф. Влияние вмещающей среды на характер оловянной минерализации в пределах Туманной вулкано-тектонической впадины Приморского края. – В кн.: *Вулканогенно-осадочный литогенез. Краткие тезисы* IV Всесоюз. семинара. Южно-Сахалинск, 1974.

Косыгин Ю.А., Соловьев В.А. Мезозоиды севера Тихоокеанского кольца и теория геосинклиналей. – Геотектоника, 1974, № 5.

Коттон Ф., Уилкинсон Дж. Современная неорганическая химия, ч. 1, М., "Мир", 1969.

Краевой Ю.А., Коваленко В.Я., Евтухов А.Д. Больше-Банная гидротермальная система на Камчатке. – В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971.

Крамбейн В.С., Гаррелс Р.М. *Происхождение и классификация* химических осадков в зависимости от pH и окислительно-восстановительных потенциалов. – В кн.: Термодинамика геохимических процессов. М., ИЛ, 1960.

Красный Л.И. Геолого-структурное районирование и полезные ископаемые Боливии. – Сов. геол., 1973, № 7.

Краткий справочник физико-химических величин. 5-е изд. Л., "Химия", 1967.

Краускопф К.В. Содержание тяжелых металлов в магматическом паре при 600°С. – В кн.: Проблемы эндогенных *месторождений*, вып. 1. М., ИЛ, 1960.

Кропоткин П.Н. Соотношение поверхностной и глубинной структур и общая характеристика движений земной коры. – В кн.: Строение и развитие земной коры. М., "Наука", 1964.

Кропоткин П.Н. Тектонические напряжения в земной коре по данным непосредственных измерений. – В кн.: Напряженное состояние земной коры. По измерениям в массивах горных пород. М., "Наука", 1973.

Кузебный В.С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. Алма-Ата, 1975.

Кузнецов В.А., Дистанов Э.Г., Оболенский А.А. Общие принципы и методы выделения рудных формаций и их систематика. – В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. Вопросы формационного анализа рудных месторождений. М., "Наука", 1972.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., "Недра", 1964.

Кузнецов Ю.А., Шарапов В.Н., Меламед В.Г. О магматических фациях глубинности. – Геол. и геофиз., 1973, № 7.

Кулагашев А.Н., Шнайдер М.С., Шнайдер А.А. Автометасоматоз и рудообразование в гипабиссальных порфировых интрузивах субэкструзивного облика и связь с ними оруденения. – В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов, ч. 1. Алма-Ата, 1972.

Кулагина М.А. Гидротермальные хлориты из околорудных измененных пород Октябрьского и Узельгинского медноколчеданных месторождений. – Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала, 1972, вып. 19.

Лапин Б.Н. Эволюция раннегеосинклинального вулканизма и рудоносные вулканогенные формации Алтае-Саянской области. – В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973.

Лебедев Л.М. Новые данные по минералогии колчеданных руд вулкана Менделеева. – Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 5.

Лебедев Л.М., Бугельский Ю.Ю. О металлоносности высокоминерализованных термальных вод Челекена. – Геол. рудных месторождений, 1967, т. 9, № 3.

Лебедев Л.М., Никитина И.Б. Особенности химического состава и рудоносность гидротерм Челекена. – Докл. АН СССР, 1968, т. 183, № 2.

Леонов Ю.Г. Новейшая активизация и альпийский орогенез. – Геотектоника, 1972, № 2.

Лисицын А.П. Комплексные исследования в юго-восточной части Тихого океана. – Вестн. АН СССР, 1973, № 9.

Логинов В.В. Русинов В.Л. Серноколчеданное месторождение в вулканических толщах четвертичного возраста у вулкана Менделеева на о. Кунашир. – Докл. АН СССР, 1965, т. 162, № 1.

Лугов С.Ф., Рожков Ю.П., Иванов А.А. Геологические особенности оловянного оруденения Корякского нагорья и его перспективы. – Геол. рудных месторождений, 1974, т. 16, № 3.

Малеев Е.Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. М., "Наука", 1964.

Малхасян Э.Г. Роль юрского вулканизма в металлогении Армении. – В кн.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне. Карпаты, Крым, Кавказ. Новосибирск, "Наука", 1973.

Манухин Ю.Ф., Воробьев В.И., Ворожейкина Л.А. и др. Паратунская гидротермальная система на Камчатке. – В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971.

Маракушев А.А., Мишкин М.А., Тарарин И.А. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М., "Наука", 1971.

Маракушев А.А., Фролова Т.И. Достижения и проблемы региональной петрологии. – Изв. вузов. Геол. и разведка, 1972, № 12.

Марков М.В. К проблеме формирования "гранитного" слоя островных дуг. – В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., "Наука", 1969.

Марковский Б.А. Геосинклинальные магматические комплексы Срединного и Восточного хребтов Камчатского полуострова. Автореф. канд. дис. Л., ВСЕГЕИ, 1974.

Марковский Б.А., Розинова Е.Л. Опыт применения термографии при изучении раннегеосинклинальных вулканитов Камчатки. – Сов. геол., 1971, № 3.

Мартынюк М.В. Соотношение эффузивного и интрузивного магматизма в мезо-кайнозойской истории Восточно-Сихотэ-Алинского синклинория. Автореф. канд. дис. Новосибирск, ИГиГ, 1972.

Мархинин Е.К. Вулканы острова Кунашир. – Тр. Лаб. вулканол. АН СССР, 1959, вып. 17.

Мархинин Е.К., Стратула Д.С. Некоторые петрологические, геохимические и геофизические аспекты связи вулканизма с глубинами Земли. – В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971.

Масуренков Ю.П., Иванов Б.В., Богоявленская Г.Е., Андреев В.И. Современные интрузии под вулканами Курило-Камчатской зоны. – В кн.: Актуальные вопросы современной петрологии. М., "Наука", 1974.

Махон У.А. Дж. Химические исследования пара и воды, выделяющихся из скважин и горячих источников Каверау. – В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., "Мир", 1965.

Мацуа С. О происхождении вулканических газов. – В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., "Мир", 1965.

Мацукума Т., Хорикоси Е. Обзор месторождений Куроко в Японии. – В кн.: Вулканизм и рудообразование. М., "Мир", 1973.

Меланхолина Е.М. Западно-Сахалинский геосинклинальный прогиб и его гомологи в Тихоокеанском поясе. М., "Наука", 1973. (Труды ГИН, вып. 244).

Мельников Н.Г. История геологического развития Юго-Восточного Приморья в среднем палеозое – раннем мезозое. Автореф. канд. дис. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1973.

Менард Г.У. Геология дна Тихого океана. М., "Мир", 1966.

Мещанинов Е.З., Мещанинова Г.С. Околорудные метасоматиты золоторудного месторождения Каульды. – В кн.: Геология рудных районов и месторождений Средней Азии, методы их изучения и разведки. М., "Недра", 1972.

Михайлов А.Ф. Ультраосновные породы восточного побережья Пенжинской губы и связь их с тектоническими структурами. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 9. Магадан, 1955.

Мишин В.П. Разновозрастные эвгеосинклинальные формации Главного антиклинория Сихотэ-Алиня. – В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971.

Мияки Я. Основы геохимии. Л., "Недра", 1969.

Москалева В.Н. Эволюция главных типов магматических формаций в истории развития земной коры. – В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, "Наука", 1973. (Труды ИГиГ, вып. 213).

Москалева В.Н., Харкевич Д.С., Шаталов Е.Г. Закономерности проявления магматических формаций на территории СССР. – В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли, ч. 2. М., "Наука", 1972.

Мурадян К.М. Палеогеновый вулканизм и некоторые особенности формирования вулканогенных месторождений. – В кн.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне. Карпаты, Крым, Кавказ. Новосибирск, "Наука", 1973.

Набоко С.И. Вулканические эксгаляции и продукты их реакций. – Тр. Лаб. вулканол., 1959, вып. 16.

Набоко С.И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Набоко С.И. Металлоносность кальдеры Узон. – В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М., "Недра", 1974.

Набоко С.И., Главатских С.Ф. Современная рудная минерализация в кальдере Узон. – Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 3.

Набоко С.И., Главатских С.Ф. Современная ртутно-сурьмяно-мышьяковая сульфидная минерализация на Узоне (Камчатка). – В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971.

Набоко С.И., Дуничев В.М., Главатских С.Ф., Ризнич И.И. Геологическое строение и метасоматический эффект области разгрузки термальных вод месторождения "Горячий Пляж". В кн.: Молодые гидротермально измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М., "Наука", 1969.

Набоко С.И., Рябичкина Е.П. О составе некоторых конденсатов сольфатарных газов. – Бюл. вулканол. ст., 1957, № 26.

Найбородин В.И., Сидоров А.А. О вулканогенно-плутоногенном ряде золоторудных формаций в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе. – Геол. и геофиз., 1971, № 9.

Нарвайт Г.Э., Жуков Н.М. К вопросу о связи колчеданного оруденения с базальтоидными вулкано-плутоническими формациями. – В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. Алма-Ата, "Наука", 1974.

Наумов Г.Б., Рыженкс Б.Н., Ходаковский И.Л. Справочник термодинамических величин. М., Атомиздат, 1971.

Неверов Ю.Л. Колчеданные рудопроявления типа "Куроко" на Курильских островах и некоторые вопросы их генезиса. – Тр. СахКНИИ АН СССР, 1963, вып. 15.

Неверов Ю.Л. О типах минерализации южной группы Курильских островов (Кунашира, Итурупа, Урупа). – Геол. и геофиз., 1964, № 7.

Неверов Ю.Л. Магматизм и рудная минерализация южной группы Курильских островов. Автореф. канд. дис. Владивосток, 1970.

Неверов Ю.Л., Хведченя О.А. О рудной минерализации четвертичного возраста на Курильских островах. – Геол. рудных месторождений, 1966, т. 8, № 1.

Невский В.А. Кольцевые разрывы и их роль в процессе формирования эндогенных месторождений. – Геол. рудных месторождений, 1973, т. 15, № 5.

Нечеухин В.М. Типы рудовмещающих структур колчеданных месторождений Урала. – В кн.: Ежегод. Ин-та геол. и геохим. Уральск. науч. центра АН СССР. Свердловск, 1973.

Нечкин Г.С. Метасоматические формации Гаринского рудоносного интрузивного комплекса. – В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Дальнего Востока СССР (тезисы докладов на Дальневосточном петрогр. совещ.). Хабаровск, 1967.

Никогосян Х.С. Некоторые данные по изучению газовой составляющей гор-

ных пород. – Тр. III совещ. по эксперимент. минералогии и петрографии. М., Изд-во АН СССР, 1940.

Никогосян В.А. Геология и металлогения зоны сочленения Главного антиклинория и Главного синклинория Сихотэ-Алиня. Автореф. канд. дис. Владивосток, 1974.

Обуэн Ж. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. М., "Мир", 1967.

Объяснительная записка к карте тектоники докембрия континентов. Новосибирск, "Наука", 1972. (Труды ИГиГ, вып. 152).

Озерова Н.А., Айдиньян Н.Х., Добровольская М.Г. и др. Современное ртутное рудообразование на вулкане Менделеева (Курильские острова). – Геол. рудных месторождений, 1969, т. 11, № 5.

Озерова Н.А., Айдиньян Н.Х., Добровольская М.Г. и др. О современном образовании ртутной минерализации в Курило-Камчатской вулканической области. – В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971.

Основные принципы и методика составления прогнозно-металлогенических карт рудных районов в палеовулканических областях. М., "Недра", 1973.

Остроумова А.С., Станкевич Е.К., Центер И.Я. Андезито-дацитовая формация в средней части Зангезурского хребта (Малый Кавказ) и связанные с нею субвулканические образования. – В кн.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне. Новосибирск, "Наука", 1973.

Павловский Е.В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 5.

Павловский Е.В. Происхождение и развитие древних платформ. – В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., "Наука", 1964.

Павловский Е.В. Гранитообразование и тектоника (историко-геологический аспект проблем). – Докл. АН СССР, 1973, т. 211, № 5.

Пейве А.В., Кропоткин П.Н. 1973. Новый подход к изучению напряжений в земной коре. – В кн.: Напряженное состояние земной коры. По измерениям в массивах горных пород. М., "Наука", 1973.

Пейве А.В., Синицын В.М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 4.

Перфильев Ю.С., Веселов В.В., Моралев В.М. Основные черты металлогении Среднего Востока. – Сов. геол., 1973, № 10.

Пийп Б.И. Термальные ключи Камчатки. М.–Л., Изд-во АН СССР, 1937.

Пилипенко Г.Ф. Гидрохимическая аномалия Узонского термального поля на Камчатке. – В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971.

Пилипенко Г.Ф. Современная гидротермальная деятельность в кальдере Узон. – В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М., "Недра", 1974.

Полторыхин П.И. Геологоструктурные условия проявления и вопросы рудоносности малых интрузий Рудного Алтая и Калбы. – Геол. и геофиз., 1973, № 9.

Предтеченский А.А. Основные черты геологического развития западной части Восточного Саяна в докембрии и кембрии. Новосибирск, "Наука", 1967.

Прокин В.А., Тесаловский М.Д. Основные черты эндогенной металлогении Южного Урала. – Матер. по геол. и полезным ископ. Южного Урала, 1972, вып. 5.

Пронин А.А. Роль глыбовых движений земной коры в развитии геосинклинальных областей. – В кн.: Строение и развитие земной коры. М., "Наука", 1964.

Пронин А.А. Альпийский цикл тектонической истории Земли. Кайнозой. Проблемы возраста современных океанов. Л., "Наука", 1973.

Пустыльник Е.И. Статистические методы анализа и обработки наблюдений. М., "Наука", 1968.

Радкевич Е.А. О металлогенических индикаторах трансформации земной коры (на примере Приморья). – В кн.: Тектоника Восточной Сибири и Дальнего Востока СССР. Новосибирск, 1967.

Радкевич Е.А. О прерывистости процесса рудообразования. – В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. Якутск, 1969.

Радкевич Е.А. Металлогенические индикаторы глубинного строения земной коры и верхней мантии. – В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. (Результаты исследований по международным геофизическим проектам. Верхняя мантия, № 7). М., "Наука", 1970.

Раст Н. Зарождение, подъем и становление магм. – В кн.: Механизм интрузий магмы. М., "Мир", 1972.

Ратеев М.А., Градусов Б.П., Ильинская М.Н. Гидротермальная аргиллизация верхнесантонских вулканогенных пород и ее роль в формировании бентонитов Саригюх (Армянская ССР). – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 12.

Рафальский Р.П. Гидротермальные равновесия и процессы минералообразования. М., Атомиздат, 1973.

Репечка М.А. Пирокластический материал в донных отложениях Японского моря и северо-западной части Тихого океана. Автореф. канд. дис. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1972.

Речкин А.Н. О новом типе золотого оруденения в ультрабазитах. – Геол. и геофиз., 1974, № 2.

Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Ярошевский А.А. О геохимической истории внешних оболочек Земли. – В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., "Наука", 1972.

Ростовский Ф.И. Вулкано-плутонические комплексы Ольго-Тетюхинского района и их рудоносность. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 8.

Ротман В.К. О формации "зеленых туфов" и некоторых связанных с ней проблемах. – Геол. и геофиз., 1965, № 12.

Рудич К.Н. О геологическом положении и механизме внедрения субвулканических тел. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970а, № 9.

Рудич К.Н. О типах и условиях становления субвулканических тел. – В кн.: Магма малоглубинных камер. М., "Наука", 1970б.

Руженцев С.В., Хворова И.В. Среднепалеозойские олистостромы в Сакмарской зоне Южного Урала. – Литол. и полезные ископ., 1973, № 6.

Русинов В.Л. Геологические и физико-химические закономерности пропилитизации. М., "Наука", 1972.

Рыбалко В.И. Позднемеловые вулканы и вулкано-тектонические структуры южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Автореф. канд. дис. Владивосток, ДВНЦ, АН СССР, 1972.

Сагло В.В., Зубко Н.Ф., Контарь Е.С. и др. Строение вулканогенных толщ и условия локализации колчеданного оруденения в Гайском районе. – Матер. по геол. и полезным ископ. Южного Урала, 1972, вып. 5.

Салихов Д.И., Серавкин И.Б. Вулкано-плутонические комплексы Магнитогорского мегасинклинория. – В кн.: Вопросы геологии и магматизма Урала. Свердловск, 1970.

Салоп Л.И. Геохронология докембрия и некоторые особенности раннего этапа геологического развития Земли. – В кн.: Геология докембрия (Междунар. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 10). М., "Наука", 1964.

Святловский А.Е. Структурная вулканология. М., "Недра", 1971.

Серавкин И.Б. Условия локализации золотоколчеданно-полиметаллического оруденения Баджальского района. – Матер. по геол. и полезным ископ. Южного Урала, 1972, вып. 5.

Сидоров А.А. К проблеме зарождения и эволюции золото-серебряной формации в вулканогенных поясах Земли. – В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973.

Сидоров А.А., Еремин Р.А., Найбородин В.И. Околорудные изменения на месторождениях золото-серебряной формации Северо-Востока СССР. – В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов, ч. 2. Алма-Ата, 1971.

Сидоров С.С. Геохимия гидротерм Курильской вулканической дуги. Автореф. канд. дис. Петропавловск-Камчатский, Ин-т вулканол. СО АН СССР, 1965.

Синицын В.М. Сиаль. Л., "Недра", 1972.

Скрипченко Н.С. Вулканогенно-осадочное рудообразование. (На примере колчеданных месторождений Северного Кавказа). М., "Недра", 1966.

Скорнякова Н.С. Рассеянное железо и марганец в осадках Тихого океана. – Литол. и полезные ископ., 1964, № 5.

Смирнов А.М., Шульдинер В.И., Фалькин Е.М. Архей Юго-Восточной Сибири и прилегающих районов и некоторые закономерности развития земной коры на ранних этапах. – В кн.: Тектоника Восточной Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1967.

Смирнов В.И. Зоны Беньофа и магматогенное рудообразование. – Геол. рудных месторождений, 1974, т. 16, №1.

Соболев В.С., Бакуменко И.Т., Добрецов Н.Л. и др. Физико-химические условия глубинного петрогенезиса. – Геол. и геофиз., 1970, № 4.

Современное гидротермальное рудоотложение. М., "Мир", 1974.

Сорокин В.И., Груздев В.С. Элементарная форма переноса ртути, мышьяка и сурьмы в гидротермальных условиях. – Международный геохимический конгресс. Тезисы докладов. М., 1971.

Сотников В.И., Берзина А.П., Скуридин В.А. Соотношение процессов брекчие-, магмо- и рудообразования на молибденовых месторождениях южного горного обрамления Сибирской платформы. – В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. Якутск, 1969.

Сперанская И.М. О природе связи игнимбритов с близповерхностными интрузиями гранитоидов. – Изв. вузов. Геол. и разведка, 1963, № 4.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Страхов Н.М. Бурение на дне океанов и его значение для познания послерифейского литогенеза. – Литол. и полезные ископ., 1971, № 5.

Страхов Н.М. Геохимическая асимметрия Тихоокеанских отложений, ее причина и возраст. – Литол. и полезные ископ., 1974, № 1.

Строение и развитие земной коры. (Матер. II Всесоюз. совещ. по проблемам тектоники). М., "Наука", 1964.

Сугробов В.М. Химический состав термальных вод, вскрываемых скважинами. – В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М., "Наука", 1965.

Сухов В.И. Позднемеловой и третичный вулканизм и гидротермальный метаморфизм пород Нижне-Амурской вулканической зоны. Автореф. канд. дис. Хабаровск, 1967.

Тамразян Г.П. Некоторые главнейшие планетарные тектонические закономерности и их причинные связи. – Изв. вузов. Геол. и разведка, 1967, № 11.

Тектоника Евразии. Объяснительная записка к тектонической карте Евразии масштаба 1:5 000 000. М., "Наука", 1966.

Томсон И.Н., Фаворская М.А. Глубинная тектоника, магматизм и оруденение. – В кн.: Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии, т. 1. М., "Наука", 1969.

Трухин Ю.П. Некоторые особенности гидротермального метаморфизма на Больше-Банном геотермальном месторождении. – В кн.: Молодые гидротермально измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М., "Наука", 1969.

Уайт Д.Е. Термальные источники и эпитермальные рудные месторождения. – В кн.: Проблемы рудных месторождений. М., ИЛ, 1958.

Уайт Д.Е. Термальные воды вулканического происхождения. – В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., "Мир", 1965.

Уайт Д.Е. Месторождения ртути и цветных металлов, связанные с термальными минеральными источниками. – В кн.: Геохимия гидротермальных месторождений. М., "Мир", 1970.

Уайт Д.Е., Андерсон Е.И., Груббс Д.Е. О вероятном рудообразующем магматическом рассоле и метаморфизующихся породах, вскрытых глубокой скважиной в Южной Калифорнии. – В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., "Мир", 1965.

Уайт Д.Е., Уоринг Г.А. Вулканические эманации. – В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., "Мир", 1965.

Уорсинг А.И., Геффнер Дж. Методы обработки экспериментальных данных. М., ИЛ, 1953.

Урванцев Н.Н., Старицына Г.Н., Томановская Ю.И. Геолого-тектонические особенности формирования траппового магматизма Сибирской платформы. – Геол. и геофиз., 1972, № 11.

Условия образования месторождений урана в вулканических депрессиях. М., Атомиздат, 1972. Авт.: В.Л. Барсуков, Г.Д. Гладышев, В.Н. Козырев и др.

Устиев Е.К. Геологические и петрологические аспекты проблемы вулкано-плутонических формаций. – В кн.: Теоретические проблемы вулкано-плутонических формаций и их рудоносность. М., "Наука", 1969.

Утада М., Ишикава Т. Зоны изменения, окружающие рудные месторождения типа Куроко в районе Нишайцу. Особенности анальцимовой зоны как индикатора при поисках рудных месторождений (Япония). – Кодзан тисицу, т. 23, № 3 (на японск. яз.; реферат см.: Геология, реф. журн., 1974, № 3).

Физический энциклопедический словарь, т. 1. М., "Советская энциклопедия", 1960.

Филатова Н.И., Дворянкин А.И. Вулканогенные формации Охотско-Чукотского пояса, особенности их строения и развития. – В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. (Матер I Всесоюз. палеовулканол. симпозиума). М., 1973.

Филимонов М.В. Особенности геохимии рудоносных плутонических и вулканических формаций междуречья Танюрер-Тнекveем (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс – Докл. АН СССР, 1973, т. 211), № 5.

Фиск Э.Л. Месторождение Кордеро в рудном районе Опелайт. – В кн.: Рудные месторождения США, т. 2. М., "Мир", 1973.

Фремд Г.М. Роль эффузивного вулканизма в эндогенной металлогении Южной Джунгарии. – Вестн. АН КазССР, 1960, № 11.

Фремд Г.М. Орогенный вулканизм Южно-Джунгарского и Восточно-Сихотэ-Алинского поясов. – Тр. Лаб. палеовулканол. Томск. ун-та, 1972, вып. 5.

Фремд Г.М., Рыбалко В.И. Каталог палеовулканов Сихотэ-Алинского вулканического пояса. – В кн.: Сихотэ-Алинский вулканический пояс и другие структурно-фациальные зоны Приморского края. Владивосток, 1968.

Хаин В.Е. Региональная тектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М., "Недра", 1971.

Хаин В.Е. Основные этапы и общий характер эволюции литосферы. – В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., "Наука", 1972.

Хаин В.Е. Общая геотектоника. Изд. 2-е, М., "Недра", 1973.

Харрис П., Кеннеди У., Скарт К. Соотношения вулканизма и плутонизма в свете вариаций химического состава горных пород. – В кн.: Механизм интрузий магмы. М., "Мир", 1972.

Хелгесон Г.К. Комплексообразование в гидротермальных растворах. М., "Мир", 1967.

Хемли Дж. Исследование растворимости сульфида свинца и ее связь с отложением руд. – В кн.: Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. М., ИЛ, 1954.

Хендрикс Р., Рейсбик Ф., Махаффи Э. и др. Химический состав осадков и иловых вод из впадин Атлантис II, Дискавери и Чейн. - В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М., "Мир", 1974.

Херасков Н.П. Тектоника и формации. Избранные труды. М., "Наука", 1967.

Хорикоси Е., Сато Т. Вулканическая деятельность и рудные месторождения на руднике Косака. – В кн.: Вулканизм и рудообразование. М., "Мир", 1973.

Хорн Р. Морская химия. (Структура воды и химия гидросферы). М., "Мир", 1972.

Чемеков Ю.Ф. Проблема поверхностей денудационного выравнивания. – В кн.: Геология Северо-Восточной Азии, т.1. Геоморфология. Л., "Недра", 1972.

Червяковский Г.Ф. Среднепалеозойский вулканизм восточного склона Урала. М., "Наука", 1972.

Чернов В.И. К вопросу о возрасте и фациях порфировых интрузий северо-западной части Рудного Алтая. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 2.

Чернов В.И. О некоторых геолого-петрографических особенностях лениногорско-зыряновского типа порфировых интрузий на Рудном Алтае. – Изв. вузов. Геол. и разведка, 1970, № 11.

Черный В.Г. Особенности раннегерцинского вулканизма Тимана и связь его с эволюцией структур эпибайкальской платформы. – В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. (Материалы I Всесоюз. палеовулканол. симпозиума). М., 1973.

Шатский Н.С. О марганценосных формациях и о металлогении марганца. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 4.

Шатский Н.С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритных залежей. – В кн.: Совещание по осадочным породам, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Шеньо М., Тазиев Г., Фабр Р. О составе вулканических эманаций архипелага Новые Гебриды. – В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., "Мир", 1965.

Шер С.Д. Металлогения золота, т. 1. Северная Америка, Австралия и Океания. М., "Недра", 1972.

Шер С.Д., Тимофеевский Д.А. Вертикальная протяженность золоторудных месторождений, локализованных в различных геотектонических областях. – IV симпозиум Междунар. ассоциации по генезису рудных месторождений. София, 1974.

Шило Н.А., Белый В.Ф., Сидоров А.А. Вулканогенные пояса в Восточной Азии – проблемы тектоники, магматизма и металлогении. – Геол. и геофиз., 1974, № 5.

Шипулин Ф.К. Отщепленные и самостоятельные малые интрузии и их металлогеническое значение. – В кн.: Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов. М., "Недра", 1965.

Шишкина О.В., Батурин Г.Н., Быкова В.С. Фтор в осадках и иловых водах высокопродуктивных зон океана. – Геохимия, 1972, № 8.

Школьник Э.Л., Борисов В.Н. Первая находка фосфоритов в верхнепалеозойских отложениях хребта Вандан. – Геол. и геофиз., 1974, № 6.

Шкурский В.И., Матвеенко В.Т. Медно-цеолитовая формация хр. Пекульней. (Северо-Восток СССР). – Геол. и геофиз., 1973, № 3.

Штейнберг Д.С., Ферштетер Г.Б., Бородина Н.С. и др. Основные проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. – В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971.

Штейнберг Д.С., Ферштетер Г.Б., Бушляков И.Н. О различиях состава и структуры гранитов вулканических и плутонических ассоциаций. – В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. (Матер. XVIII науч. конф. геол. факт. Дальневост. политехн. ин-та). Владивосток, 1968.

Штилле Г. Геотектоническое расчленение истории Земли. – Избр. труды. М., "Мир", 1964.

Штифанов В.Ф. Основные черты геологии и геохимии полиметаллических месторождений Казкудук. – Изв АН КазССР. Сер. геол., 1973, № 1.

Шульдинер В.А. Докембрий на севере Тихоокеанского кольца. Новосибирск, "Наука", 1973.

Щерба Г.Н. Геотектоногены и рудные пояса. (По материалам Казахстана). Алма-Ата, "Наука", 1970.

Щерба Г.Н. Еще раз о генезисе руд Лениногорского района. – Сов. геол., 1974, № 7.

Эйриш Л.В. Куполовидные структуры Селемджино-Кербинского поднятия и связь с ними золотого оруденения. Автореф. канд. дис. Владивосток, ДВНЦ СССР, 1972.

Эллис А.Дж. Химическое равновесие в магматических газах. – Новости зарубежной геологии, 1959, вып. 15.

Эллис А.Дж. Химия некоторых исследованных гидротермальных систем. – В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., "Мир", 1970.

Эллис А., Уилсон С. Районы распространения горячих источников кислых сульфатно-хлоридных вод. – В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., "Мир", 1965.

Эмери Х., Хант Дж., Хейс Э. Общий обзор проблемы термальных рассолов и рудных осадков Красного моря. – В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М., "Мир", 1974.

Энгель А.Э.Дж., Энгель Ц.Г. Горные породы ложа океана. – В кн.: Основные проблемы океанологии. М., "Наука", 1968.

Энгель Ц.Г., Энгель А.Э.Дж. Происхождение континентов. – В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., "Наука", 1972.

Эрлих Э.Н. Общие черты тектоники вулканических поясов. – В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. (Матер. I Всесоюз. палеовулканол. симпозиума). М., 1973.

Эрлих Э.Н., Рудич К.Н. Характерные черты кайнозойского вулканизма. – В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. (Матер. I Всесоюз. палеовулканол. симпозиума). М., 1973.

Язева Р.Г. Эруптивные брекчии как фация интрузивных крупнокварцевых порфиров и их рудолокализующая роль (на примере Александринского рудного района). Уфа, 1969.

Яковлев Г.В. Тектоно-магматическое развитие и колчеданные месторождения Южного Урала. – В кн.: Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М., Изд-во МГУ, 1968.

Яковлев Г.Ф. Метаморфизм вулканогенных пород и колчеданные месторождения. – В кн.: Основные принципы и методика составления прогнозно-металлогенических карт рудных районов в палеовулканических областях., М., "Недра", 1973.

Яковлев Г.Ф., Старостин В.И. Изучение синвулканических структур колчеданных полей Южного Урала. – В кн.: Палеовулканизм Урала, т. 1. Свердловск, 1968.

Яковлев Г.Ф., Яковлева Е.Б. Рудоносность флюид-порфирового комплекса Юго-Восточного Алтая. – Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1973, № 2.

Яковлева Е.Б. О субвулканических фациях магматических пород Рудного Алтая. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 10.

Яншин А.Л. Проблема срединных массивов. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, т. 40, вып. 5.

Яншин С.Б. Последние данные о геологическом строении Учалинского рудного поля по материалам глубокого бурения. – Матер. по геол. и полезным ископ. Южного Урала, 1972, вып. 5.

Abe H. Sulphur-iron sulphide ore-limonite deposits of the Abuta mine, Hokkaido. – J. Japan Assoc. Mineral., Petrol. and Econ. Geologists, 1962, v. 48, N 2, 3.

Ahmad F. Flood traps through space and time and their bearing on some problems of geotectonics. – Bull. volcanol., 1972, v. 35, N 3.

Allen E.T., Zies E.G. A chemical study of the fumaroles of the Katmai Region. Washington, 1923. (Nation. Geogr. Soc. Katmai Series, N 2).

Anhaeusser C.R.F., Mason R., Viljoen M.I., Viljoen R.P. A reappraisal of some aspects of Pre-Cambrian shield geology. – Bull. Geol. Soc. America, 1969, v. 80, N 11.

Arntson R.H. e.a. Stibnite (Sb_2S_3) solubility in sodium sulfide solutions. – Science, 1966, v. 153, N 3744.

Barnes H.L. Ore solutions. – Carnegie Inst. Washington Year-book, 1960, v. 59.

Barnes H.L. Mechanismus of mineral zonings. – Econ. Geol., 1962, v.57, N 1.

Baskina V.A. [Баскина В.А.]. Andesites of ore-bearing region at coastal parts of Sichta-Alin. – In: Sympos. Volcanism and Metallogenensis. Abstracts. Bucharest, 1973.

Bass M.N. Regional tectonics of part of the Southern Canadian shield. – J. Geol., 1961, v. 69, N 6.

Bishoff J.Z., Manheim F.T. Economic potential of the Red Sea heavy metal deposits. – In: Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. Berlin – Heidelberg – New York, Springer, 1969.

Bogdanov B. Sequence of ore forming processes related to senonica volcanic activity in Panagyu, Rishte ore district (Bulgaria). – In: Sympos. Volcanism and Metallogenensis. Abstracts. Bucharest, 1973.

Bonatti E., Fisher D.E., Joensuu O. e.a. Iron-mangenese-barium deposit from the Northern Afar (Ethiopia). – Econ. Geol., 1972, v. 67, N 6.

Bonatti E., Joensuu O. Deep-sea iron deposits from the South Pacific. – Science, 1966, v. 154, N 3749.

Bostrom K. Submarine volcanism as a sources for iron. – Earth and Planet. Sci. Letters, 1970, v. 9, N 4.

Bostrom K., Peterson M.N.A. Precipitates from hydrothermal exhalations on the East Pacific Rise. – Econ. Geol., 1966, v. 61, N 7.

Bostrom K., Peterson M.N.A. The origin of aluminum-poor ferro-manganoan sediments in areas of high heat flow on the East Pacific Rise. – Marine geol., 1969, v. 7, N 5.

Branch C.D. The source of eruption for pyroclastic flows: cauldrons or calderas. – Bull. Volcanol., 1967, v. 30.

Brewer P.G., Spenser D.W. A note on the chemical composition of the Red Sea brines. – In: Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. Berlin – Heidelberg – New York, Springer, 1969.

Brooks R.R., Kaplan I.R., Peterson M.N.A. Trace element composition of Red Sea geothermal brine and interstitial water. – In: Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. Berlin – Heidelberg – New York, Springer, 1969.

Cann J.R. Upward movement of granitic magmes. – Geol. Mag., 1970, v. 107, N 4.

Chamberlin R.T. The gases in the rocks. Washington, 1908. (Carnegie Inst. Washington Publication, N 106).

Charnock H. Anamalous bottom in the Red Sea. – Nature, 1964, v. 203, N 4945.

Cioflica G., Sava H., Borcos M. e.a. Alpine volcanism and metallogenesis in the Apuseni Mountains. (Sympos. Volcanism and metallogenesis. Guidebook Series, N 13). Bucharest, 1973.

Dickinson W.R. Petrogenetic significance of geosynclinal andesitic volcanism along the Pacific margin of North America. – Bull. Geol. Soc. America, 1962, v. 73, N 10.

Dietrich G. General oceanography. N.Y. Interscience, 1963.

Dietz R.S. Marine geology of Northwestern Pacific. Description of Japanese bathymetric chart 6901. – Bull. Geol. Soc. America, 1954, v. 65, N 12.

Dietz R.S., Sheehy M.J. Transpacific detection of Myojin volcanic explosions by under water sound. – Bull. Geol. Soc. America, 1954, v. 65, N 10.

El Wakeel S.K., Riley I.P. Chemical and mineralogical studies of deep-sea sediments. – Geochim. et cosmochim. acta, 1961, v. 25, N 2.

Ewing J., Windison C., Ewing M. Correlation of horizon a with guides bore-hole results. – J. Geophys. Res., 1970, v. 75, N 29.

Fenner C.N. 1923. The origin and mode of emplacement of the great tuff deposits of the valley of Ten Thousand Smokes. Washington, 1923. (Nat. Geogr. Soc., Katmai Series, N1).

Garrels R.M., Thompson M.E. A chemical model for sea water at 25°C and one atmosphere total pressure. – Amer. J. Sci., 1962, v. 260, N 1.

Glikson A.Y. Early Precambrian evidence of a primitive ocean crust and island nuclei of sodic granite. – Bull. Geol. Soc. America, 1972, v. 83, N 11.

Goldberg E.D. The oceans as a chemical system. – In: The Sea v. 2. N.Y., Interscience, 1963.

Goodwin A.M. Archaean protocontinental growth and mineralization. – Canad. Mining J., 1966, v. 87, N 5.

Hackett J., Jr, Bischoff J.L. New data on the stratigraphy, extent and geologic history of the Red Sea geothermal deposits. – Econ. Geol., 1973, v. 68, N 4.

Hamilton W., Myers W.B. The nature of batholiths. Washington, Gov. Print. Off., 1967 (Geological Survey Profess. Paper, 554-C).

Hartman M. Investigation of Atlantic II deep samples taken by the F.S.Meteor. – In: Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. Berlin – Heidelberg – New York, Springer, 1969.

Helgeson H.C. Geologic and thermodynamic characteristics of the Salton Sea geothermal system. – Amer. J. Sci., 1968, v. 266, N 3.

Helgeson H.C. Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. – Amer. J. Sci., 1969, v. 267, N 7.

Hess H.B. Comments on the Pacific basin. – In: Continental margine and island arcs. Report of a symposium held in Ottawa 6–8 Sept., 1965. Ottawa, 1966.

Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. Berlin – Heidelberg – New York, Springer, 1969.

Imai H., Lee M.S., Iida K. e.a. Geologic structure and mineralization of the xenothermal vein type deposits in Japan. – 4th Sympos. Intern. Assoc. Genesis of Deposits. Sofie, 1974.

Ishikawa T. Some petrological consideration of the Miocene volcanic activities in green-tuff region in Japan. – J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., ser. IV. Geol. and Mineral., 1960, v. 10, N 3.

Iwasaki I., Ozawa T., Yoshida M. e.a. Volcanic gases in Japan. – Bull. Tokyo Inst. Technol., 1962, N 47.

Iwasaki I., Ozawa T., Yoshida M. e.a. Differentiation of magmatic emanation. – Bull. Tokyo Inst. Technol., 1966, N 74.

Kaplan I.R., Sweeney R.E., Nissenbaum A. Sulfur isotope studies on Red Sea geothermal brines and sediments. – In: Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. Berlin – Heidelberg – New York, Springer, 1969.

Kemmerling G.L.L. De onderzecvulkan Banoea Woehoe nabij het eiland Mahengetang. – Vulkanol. meded., 1923, N 5.

Kennedy G.C. Equilibrium between volatiles and iron oxides in igneous rocks. – Amer. J. Sci., 1968, v. 246, N 9.
Kennedy W.Q., Anderson E.M. Crustal layers and the origin of magmas. – Bull. volcanol., 1938, v. 3.
Kloosterman J.B. Vulcões gigantes do tipo anelar no escudo das Guianas. – Miner. y met., 1973, t. 36, N 341.
Lipman P.W., Prostka H.J., Christiansen R.L. Cenozoic volcanism and plate-tectonic evolution of the Western United States. Pt 1. Early and Middle Cenozoic. – Philos. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A, 1972, v. 271, N 1213.
Lovering T.S. Sulfide ores formed from sulfide-deficient solutions. – Econ. Geol., 1961, 56, N 1.
McBirney A.R. Oceanic vulcanism: a review. – Revs Geophys. and Space Phys., 1971, v. 9, N 3.
McCall G.I.H. Classification of calderas: "Krakotoan" and "Glencoe" types. – Nature, 1963, v. 197, N 4863.
Masoz E. Compositional similarities between hot mineral springs in the Iordan and Suez rift valleys. – Nature, 1968, v. 219, N 5153.
Matsumoto T. Fundamental problems in the Circum-Pacific orogenesis. – Tectonophysics, 1967, v. 4, N 1–6.
Mitchell A.H. Metallogenic belts and angle of dip of Benioff zones. – Nature, Phys. Sci., 1973, v. 245, N 143.
Miyagi K. Petrology of alkalic rocks, subalkalic rocks and high-alumina basalt from the Green tuff formation of the Northeast Japan. – J. Geol. Soc. Japan, 1964, v. 70, N 821.
Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts. – J. Petrol., 1961, v. 2, N 3.
Morimoto R., Ossaka J. The 1952–53 submarine eruption of the Myojin Reef near Bajonaise Rocks, Japan. – Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 1955, v. 33, N 2.
Mukaiyama H. Genesis of sulphur deposits in Japan. – J. Fac. Sci. Tokyo, Univ., ser. II, 1959, N 11.
Neumann A.C., Chave K.E. Connate origin proposed for hot salty water from a Red Sea basin. – Nature, 1965, v. 206, N 4991.
Neumann van Padang M. Uber die Unterseevulkane der Erde. – De Ind. in Ned. Ind., 1938, bd 5, sect. 4.
Nishiwaki C. Fundamental aspects required to localize the formation of mineral deposits, pt II. – J. Soc. Mining Geologists, Japan. 1973, Spec. volume, N 4.
Ohmoto H. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. – Econ. Geol., 1972, v. 67, N 5.
Ohmoto H. Origin of hydrothermal fluids responsible for the Kuroko deposits in Japan. – Econ. Geol., 1973, v. 68, N 1.
Ohmoto H., Kayiwara Y., Date J. The kuroko ores in Japan: products of sea water? – Econ. Geol., 1970, v. 65, N 6.
Phillips J.D., Woodside J., Bowin C.O. Magnetic and gravity anomalies in the Central Red Sea. – In: Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. Berlin – Heidelberg – New York, Springer, 1969.
Radulescu D.P., Peltz S., Popescu A. Lower compartment of the structure of the Calimani-Gurghiv and Harghita mountains. – Anuarul Inst. geol. Bucureşti, 1973, v. 41.
Reynolds M.A., Best J.G. The Tuluman volcano St. Andrew strait, Admiralty Islands. Canberra, 1957.
Richey I.E. Birth of volcanoes: recent eruption in the Azores. – Times (London), Scient. Rev., 1957.
Ridge I.D. Volcanic exhalations and ore deposition in the vicinity of the sea floor. – Econ. Geol., 1973, v. 68, N 1.
Rubey W.W. Geological history of sea water. – Bull. Geol. Soc. America, 1951, v. 62, N 1.
Ryan W.B.T., Thorndike E.M., Ewing M., Ross D.A. Suspended matter in the Red Sea brines and its detection by light scattering. – In: Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. Berlin – Heidelberg – New York, Springer, 1969.
Saleken L.W. Massive sulphide deposits in B.C.S. "Green Belt". – West. Mineral., 1973, v. 46, N 6.
Schwarzenbach G., Widmer M. The solubility of metallic sulfides. I. Black mercury sulfide. – Helvet. chim. acta, 1963, v. 46, fasc. 7.
Shepherd E.S. The gases in the rocks and some related problems. – Amer. J. Sci., ser. 5, 1938, v. 35-A.
Sillen L.G. The physical chemistry of sea water. – In: Oceanography. Washington, 1961. (Amer. Assoc. Advance. Sci. Publ., N 67).
Sillen L.G. Ocean as chemical system. – Science, 1967, v. 156, N 3779.
Sillen L.G., Martell A.E. Stability constants of metalion complexes. – Chem. Soc. (London) Spec. Publ., 1964, v. 17.
Sillitoe R.H. Lead-silver mineralization within a stratovolcano: El Queva mine, Northwest Argentina. – In: Sympos. Volcanism and Metallogenesis. Abstracts. Bucharest, 1973a.
Sillitoe R.H. The tops and bottoms of porphyry copper deposits. – Econ. Geol., 1973b. v. 68, N 6.
Snavely P.D., Mac Leod N.S., Jr. Wagner H.C. Miocene tholeitic basalts of coastal Oregon and Washington and their relation to coeval basalts of the Columbia Plateau. – Bull. Geol. Soc. America, 1973, v. 84, N 2.

Stringham B. Relationship of ore to porphyry in the basin and Ringe province, USA. – Econ. Geol., 1958, v. 53, N 7.

Swinnerton J.W., Linnenbom V.J. Low molecular weight hydrocarbon analyses of Atlantic II waters. – In: Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. Berlin – Heidelberg – New York, Springer, 1969.

Takeuchi H., Uyeda S. A possibility of present-day regional metamorphism. – Tectonophysics, 1965, v. 2, N 1.

Takeuchi T., Takanashi J., Abe H. Wall-rock alteration and genesis of sulphur and iron sulphide deposits in Northern Japan. – Sci. Repts Tohoku Univ., ser. 3, 1966, v. 9, N 3.

Tanell G. Chemical processes in the formation of mercury ores and ores of mercury and antimony. – Geochim. et cosmochim. acta, 1964, v. 28, N 10.

Tazieff H. L'eruption 1957–58 et la tectonique de Faial (Azores). – Bull. Soc. géol. bélgique, 1958, v. 67, N 1.

Tazieff H. Remarques sur l'eruption du Katmai et de la vallee des Dix-Milla-Fumées et de la problems des ignimbrites. – Bull. Soc. géol. France, 1963, v. 5, N 2.

Trümpy R. Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. – Bull. Geol. Soc. America, 1960, v. 71, N 6.

Vogt P.R. Evidence for global synchronism im mantle plume convection and possible significance for geology. – Nature, 1972, v. 240, N 5380.

Wang Chancer S. Geosynclines in the new global tectonics. – Bull. Geol. Soc. America, 1972, v. 83, N 7.

Wheeler J.O. Tectonics. – In: Canadian Upper Mantle report. Ottawa, 1967. (Geol. Survey Canada, Paper N 41).

White D.E. Environments of generation of some base-metal ore deposits. – Econ. Geol., 1968, v. 63, N 4.

Yoshida M. The volatilization of chlorine and fluorine compounds from igneous rocks on heating. – Bull. Chem. Soc. Japan, 1963, v. 36, N 7.

Оглавление

ПРЕДИСЛОВИЕ 3

Глава I

ОСОБЕННОСТИ ПОВЕРХНОСТНЫХ И БЛИЗПОВЕРХНОСТНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ 5

Типы вулканической деятельности и вулкано-тектонических структур (*Г.М. Власов, О.Г. Борисов*) . . . . . –

Раннегеосинклинальный этап 7

Позднегеосинклинальный-раннеорогенный этап 9

Позднеорогенный этап 12

Посторогенный этап 15

О вулкано-плутонических ассоциациях (*Г.М. Власов*) 17

Субвулканические интрузии и их роль в рудообразовании (*Г.М. Власов, М.И. Попкова*) 20

Экструзивные купола и руды (*О.Г. Борисов*) 32

Глава II

РУДООТЛОЖЕНИЕ В ПОДВОДНЫХ УСЛОВИЯХ (*О.Г. Борисов*) 39

Океан как среда минералообразования и рудоотложения . . . . . –

Газо-гидротермы областей современного наземного вулканизма 45

Вулканические газы . . . . . –

Вулканические гидротермы 60

Газо-гидротермы областей подводного вулканизма 85

Механизм переноса и осаждения металлов из гидротерм 88

Возможно ли отдаленное вулканогенно-осадочное рудообразование? 110

Глава III

ПРОПИЛИТИЗАЦИЯ, "ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЕ" ИЗМЕНЕНИЯ И РУДЫ (*Г.М. Власов, М.И. Попкова*) 118

Глава IV

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ РЯДЫ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ И МАГМАТОГЕННО-РУДНЫЕ СИСТЕМЫ (*Г.М. Власов*) 126

Глава V

ПЕРИОДИЧНОСТЬ (ЦИКЛИЧНОСТЬ) МАГМАТИЧЕСКИХ И РУДООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ (*Г.М. Власов*) 133

Развитие Земли и циклы . . . . . –

Эпохи растяжения и сжатия в истории Земли 134

Геологическое значение пульсаций тектонического режима Земли 139

Глава VI

ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ПРОЦЕССА И РУДОГЕНЕЗА (*Г.М. Власов, Е.Д. Петраченко*) 141

Глава VII

ТЕОРИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ (*Г.М. Власов, Е.Д. Петраченко*) 156

Возможности и общие принципы анализа . . . . . –

Анализ перспектив нахождения колчеданно-полиметаллических месторождений на советском Дальнем Востоке 161

Поздний протерозой-ранний кембрий . . . . . –

Силур-средний девон 163

Поздний палеозой-ранний триас 165

Средний мезозой (средний триас-ранний мел) 167

Поздний мел-палеоген 169

Неоген 171

ЗАКЛЮЧЕНИЕ (*Г.М. Власов*) 178

ЛИТЕРАТУРА 188

3 р. 20 к.

2784