

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

(почти 40 лет спустя)

Теперь, в заключение можно посмотреть, что нам дают все изложенные в работе факты в свете сегодняшних данных и представлений.

Попробуем проследить комплекс проблем, встающий за этим материалом, начиная с заложения вулканических центров, эволюции вулканизма и типов извержений, кончая некоторыми проблемами гидрогеологии и геотермии. Мы, естественно, не рассчитываем, что наши выводы будут приняты как готовые окончательные решения, но хотим представить свою точку зрения.

Структурный контроль вулканотектонических депрессий и структура сейсмофокальной зоны

Линейно-вытянутый вулканический пояс Южной и Центральной Камчатки был аппроксимирован, как отражение глубинного разлома, контролирующего пространственное распределение четвертичного вулканизма (Заварицкий, 1949). Анализ геофизических материалов показал, что пояс этот отвечает флексуре поверхности Мохоровичича (Штейнберг, 1966). Структурное положение конкретных центров кислого вулканизма в пределах этой зоны определяется серией коротких сдвигов широтного простирания. На Южной Камчатке такие сдвиги появляются в смещении границы горст-антиклинальной зоны Берегового хребта и вулканической грабен-синклинали, контролирующей структурное положение пояса четвертичных вулканов (Erlich, Gorshkov, eds., 1979). Граница эта выражена зоной резкого градиента поля силы тяжести. Величина горизонтального смещения по широтным сдвигам достигает нескольких километров. В рельефе зонам этих разломов соответствуют широкие долины, дно которых переходит в заливы океана. Вдоль такого рода широтных разломов с предполагаемой сдвиговой компонентой на фронте грабен-синклинали Южной Камчатки последовательно (с севера на юг) располагаются вулканы Горелый, Мутновский, Ксудач, Асача, кальдера Призрак с вулканом Келля (рис.102), и, наконец, комплекс вулканов района Паужетки и Курильского озера.

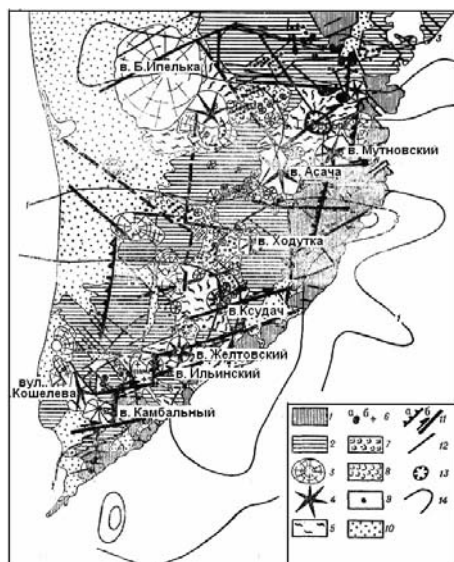


Рис. 102 Схема тектоники Южной Камчатки

1-дислоцированные комплексы дочетвертичных отложений; 2-базальт-андезитовые плато-эффузивы N?-Q₁; 3-базальтовые и базальт-андезитовые щитовые вулканы Q₁₋₂; 4-сложные андезитовые и базальт-андезитовые стратовулканы Q₃₋₄; 5-экструзивные куполы кислых лав; а) крупные массивы, б) отдельные экструзии; 6-поля пемз и ингимбритов Q₂₋₃; 7-вязкие потоки кислых лав; 4-поля базальтовых потоков (Q₃₋₄); 9 - шлаковые конусы и мелкие базальтовые щитовые вулканы; 10-поля развития рыхлых четвертичных отложений; 11-разломы (по гравиметрическим данным): а) флексур поверхности М; б) сдвиги с указанием направления смещения; 12-разломы (по геологическим данным); 13-кальдеры и вулканотектонические депрессии; 14-изолинии плотности эпицентров землетрясений с глубиной очага 100 км и более.

Сама широтная ориентировка Паужетской вулканотектонической структуры является отражением связи с рассматриваемыми широтными системами сдвигов.

На рассматриваемом участке грабен-синклинали Восточной Камчатки горст-антиклиналь берегового хребта морфологически не выражена в рельефе. Однако зоны широтных сдвигов достаточно хорошо видны на спутниковом снимке (рис. 103).

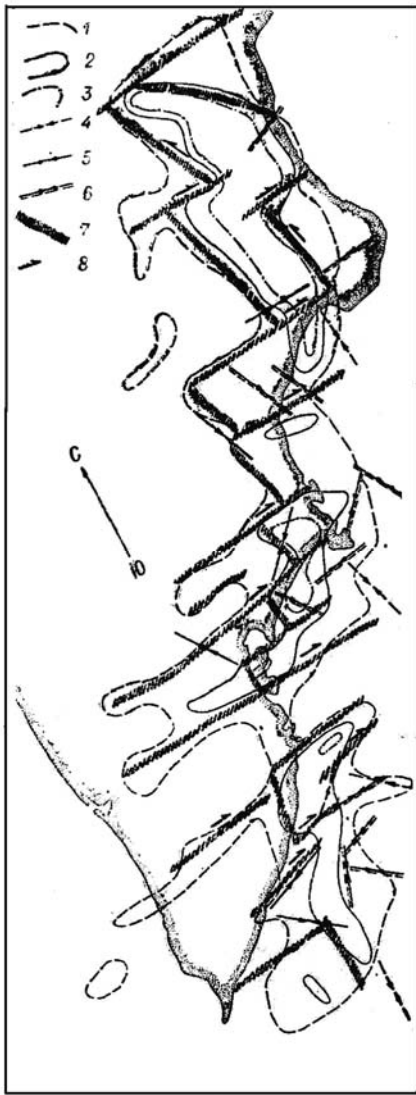


Рис. 104.. Плотность очагов землетрясений Камчатки. Глубина эпицентров - более 100 км. Сводка из Эрлиха Э.Н. (1973)

Изолинии плотности землетрясений для квадратов со стороной 25 км, где отмечено: 1 - одно, 2 - три, 3 - пять и более землетрясений. Векторы сжатия в очагах землетрясений (по данным В. М. Зобина): 4 - с глубиной 60-70 км, 5 - с глубиной 100 и более км, 6 - с глубиной 100 и более км, 7 - предполагаемые разломы по границам блоков с разной степенью сейсмичности; 8 - предполагаемое направление смещения.

Одна из основных особенностей этого района является сосредоточение в нем игнимбритовых полей четвертичного возраста. Эта черта противостоит практическому их (игнимбритов) отсутствию в связи с четвертичными кальдерами в тыловой зоне Срединного хребта Камчатки.

Можно с уверенностью говорить, что кислой пирокластики (игнимбритов и пемз) в обрамлении кальдеры Уксичан на Срединном хребте нет. Она окружена базальтовыми плато, на которых какие-либо следы кислой пирокластики отсутствуют вообще. Нет их и в прорезающей кальдеру долине реки Уксичан. Игнимбриты района кальдеры Уксичан и близлежащей кальдеры Носичан по данным аргон-аргонового датирования имеют позднеплиоценовый возраст (3.38 и 4.02 млн. лет, соответственно, по Леонову, Биндемону и Рогозину, 2008)

То же относится и к кальдере Хангар. Вулкан Хангар расположен в депрессии рельефа в метаморфических и интрузивных породах предполагаемого палеозойского возраста. О каких-либо полях игнимбритов в окружении вулкана говорить не приходится. И. В. Мелекесцев на основании дешифрирования аэрофотоснимков предполагает, что игнимбриты, связанные с образованием кальдеры Хангара, слагают террасы ниже по течению рек, текущих с западного склона Срединного хребта. Эта гипотеза не проверена. Но заметим, что даже если она верна, то количество кислой пирокластики, слагающей остатки террас, крайне невелико и несопоставимо с объемом депрессии, в которой располагается вулкан. В работе Леонова, Биндемана и Рогозина (2008) упоминается образец игнимбрита с кальдеры Хангар, датированный аргон-аргоновым методом. Возраст его 0.398 млн. лет. Образец по И. Биндемону (устное сообщение) был предоставлен А. Перепеловым и, по всей видимости, связан не с кальдерой Хангара, а с одной из разрушенных более древних кальдер.

То же относится и к другому крупному центру кислого вулканизма Срединного хребта - вулкану Ичинскому. Весь огромный массив этого вулкана располагается в опущенной зоне к западу от дугового разлома, идущего вдоль реки Быстрая (Хайрюзовая) и обрывающегося, сложенные нижнечетвертичными базальтами, плато Срединного хребта. Общая амплитуда смещения по этому разлому достигает 1000 метров. Если это предположение справедливо, то вулкан Ичинский располагается в огромной

вулканотектонической депрессии. Какие-либо значительные поля игнимбритов, связанные с этой структурой, отсутствуют. В. И. Белоусов упоминает о находке подобных игнимбрикам пород в русле реки Нюлкандя, расположенной к северу от вулкана Ичинского. На сегодня нет никаких данных ни о природе этих пород, их объемах и характере связи с предполагаемым центром кислого вулканизма в районе Ичинского вулкана. Судя по положению, эта кислая пирокластика возможно выстилает дно предполагаемой депрессии, в которой располагается вулкан Ичинский (Рис. 105).



Рис. 105. Геологические карты областей кислого четвертичного вулканизма в пределах Срединного хребта Камчатки (по Э. Н. Эрлиху, 1973).

I-Хангар. II-Ичинский вулкан. А:1-дочетвертичные складчатые комплексы фундамента; 2-миоценовые интрузии гранитоидов. Б. Первый цикл четвертичного вулканизма ($N_2 - Q_{1-2}$): 3- щитовые базальтовые вулканы; 4 - экструзивные купола (от андезитов до обсидианов по составу). В. Главная стадия кислого вулканизма ($Q_2^3 - Q_3^1$); 5- стратовулканы (дацитового состава на Хангаре и андезитодацитового на Ичинском вулкане). Экструзивные купола, сложенные: 6-амфиболсодержащими андезитами на Ичинском вулкане и ортопироксенсодержащими андезитами на Хангаре; 7-стекловатые дациты с орто- и клинопироксенами и плагиоклазом № 60-80; 8-амфиболсодержащие андезиты и андезитодациты; 9-обсидианы. Г. Новейшая стадия посткальдерного вулканизма ($Q_3^2 - Q_4$): 10- взрывные кратеры; 11-купола биотитовых липаритов; 12-дацитовые стратовулканы; 13-новейшие дацитовые экструзивные купола; 14-потоки вязких кислых лав; 15-потоки и покровы пемзы. Д. Стадия новейшего базальтового вулканизма: 16-мелкие вулканы и шлаковые конусы; 17-лавовые потоки; 18-щитовые вулканы; 19-недиагенезированные четвертичные отложения аллювиальные, гляциальные и флювиогляциальные); 20-разломы по контуру вулканотектонических депрессий; 21-сбросы (наблюдаемые); 22- разломы (предполагаемые).

Отметим, однако, сходство общей эволюции состава магм этих центров – от базальтовых извержений на ранних «предкальдерных» стадиях развития к комплексам кислых вулканических пород «посткальдерного» этапа – вулкан Хангар, вулкан Ичинский, экструзивные купола кислых вулканических пород, заполняющие кальдеру Уксичан. Разница состоит исключительно в отсутствии кислой пирокластики, соответствующей кальдерообразующему извержению.

Так что на сегодня правильно будет предположить, что отсутствие (или несопоставимо малое количество) кислой пирокластики четвертичного возраста в тыловой зоне Срединного хребта сравнительно с передовой зоной Восточной Камчатки отражает зональность в распределении количества летучей фазы в кислых вулканических породах различных вулканических зон. Отсутствие кислой пирокластики может быть результатом пониженной газонасыщенности кислых магм, различия температур, или меньшего объема магм соответствующего состава. Характерно изменение свойств кислой пирокластики, связанной с кальдерообразующими извержениями на вулканах Горелый и Опала (Шеймович, 1974). Оба вулкана расположены в одной и той же грабен-синклинали Южной Камчатки, но вулкан Горелый с обширными полями игнимбритов находится во фронтальной ее зоне, а Опала в тыловой, на 175 километров западнее. Здесь кальдерообразующая кислая пирокластика представлена пемзово-пирокластическими потоками, а типичные игнимбриты отсутствуют.

Упорное желание найти игнимбриты, связанные с четвертичными кальдерами в Срединном хребте, во многом объясняется отсутствием в современных классификациях кальдер морфотипов, в связи с которыми отсутствуют ассоциирующиеся с ними поля игнимбритов. Сегодня можно сказать, что чем-то вроде морфотипа такого рода структур может служить кольцевая структура вулканического центра Мессум в Намибии (Bauer, Trumbull, Vietor, 2003). Он расположен в центре крупного поля плато- базальтов Этендака. В ходе эволюции этого центра образовалась серия магматических тел кислого состава. Легко видеть, что эволюция состава магм в центрах на Срединном хребте весьма близка к той, что описана в центре Мессум. Модель строения такого рода центра по данным большого комплекса геофизических работ приводится на рисунке (рис. 106).

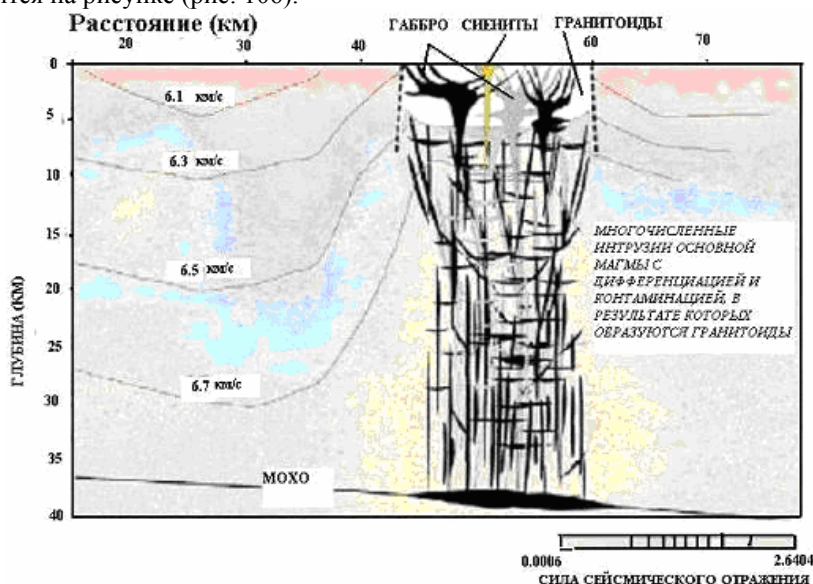


Рис. 106. Структура корневой системы кольцевого комплекса Мессум (Bauer, Trumbull, and Vietor, 2003).

Депрессия рельефа, образовавшаяся в ходе кальдерообразующего извержения, здесь отсутствует. Не было, по всей видимости, и самого такого извержения. Вместо того присутствует центральная коническая система магматических тел.

Как любая модель, построенная на основе геофизических данных, предлагаемая модель статична. Это как бы стоп-кадр, мгновенный снимок, отражающий завершающий этап формирования структуры. Однако высокое гипсометрическое положение в этой структуре кислых дериватов позволяет предполагать, что они сформировались на заключительных этапах формирования кольцевого комплекса, что соответствует и эволюции состава четвертичных вулкаников на Камчатке. Это допущение сразу делает картину динамичной во времени.

Связь кислого и базальт-андезитового вулканизма

Прежде всего, следует отметить ныне несомненную связь кислых магматических пород с породами базальт-андезитовой серии. Связь эта проявляется, как на стадии кальдерообразующих извержений игнимбритовых масс, так и в процессе выжимания посткальдерных экструзивных куполов. В равной степени она выражается, как в единстве геохимических характеристик пород базальт-андезитовой серии и комплекса, так и в закономерной связи кальдерообразующих извержений кислой пирокластики с заключительными стадиями эволюции базальт-андезитовых комплексов. При этом кальдерные комплексы носят отчетливо наложенный характер по отношению к базальт-андезитовым центрам раннего этапа

вулканического цикла. Они лишь в виде редких случаев могут располагаться на вершинах базальт-андезитовых вулканов. В общем случае они секут группы разнородных построек. Непосредственная генетическая связь кислых магм (включая игнимбриты) с базальт-андезитовыми магмами может осуществляться, как в результате процессов дифференциации последних происходящей на самых разных уровнях, так и в ходе прямой выплавки из мантии. Последнее допускается для центров кислого вулканизма Камчатки (Erlich and Gorshkov, eds, 1979) и Японии.

Учет вероятного сквозьмагматического характера гидротермальных растворов делает весьма вероятным происхождение контрастных дацит-базальтовых серий не в процессе фракционной дифференциации, а за счет разгрузки кремнекислоты гидротерм непосредственно в первично-базальтовый расплав.

Величина разгрузки SiO_2 из трансмагматических растворов может быть очень значительна. Об этом свидетельствует величина отложений гейзеритов вокруг гейзеров в Долине Гейзеров (рис. 107).



Рис. 107. Отложения гейзеритов вокруг гейзера Тройной. Фото В. И. Белоусова

Систематический характер отклонений от нормального хода кристаллизации в однотипных для разных центров и районах петрохимических особенностях этого комплекса (Эрлих, 1973), показывает, что главными факторами являются не процессы ассимиляции, а, по-видимому, аккумуляция кристаллической фазы, газовый перенос и фильтр-прессинг. Подтверждает это и близкое содержание редких и радиоактивных элементов в докальдерном базальт-андезитовом комплексе Карымского вулкана, его посткальдерных дацитовых лавах и ксенолитах гранитоидов (Леонова, Удальцова, Иванов, 1960). По-видимому, степень ассимиляции является функцией времени существования очага в коре, а для средне-верхнечетвертичных кальдер время это очень мало. Геофизические данные свидетельствуют, что кровля питающих интрузий под кальдерами зачастую находится на глубине 15 км, т.е. в пределах базальтового слоя. Это говорит о невозможности формирования данных комплексов за счет расплавления гранитного слоя коры.

Экспериментальные данные Линдсли (Lindsley, 1966), Бойда и др. (Boyd et al., 1964) позволили Матсумото (Matsumoto, 1965) построить модель образования кислых магм за счет парциального плавления кварц-эклогитовых комплексов средней мантии при подъеме расплава. Она близка к картине, наблюдаемой при высоких давлениях в системе $\text{Mg}_2\text{SO}_4 - \text{SiO}_2$; при этом отмечается возможность устойчивого существования при определенных P-T условиях фаз стишовит+расплав, коэсит+расплав и энстатит-коэсит. Такой механизм представляется принципиально возможным, но его геологическое приложение встречает две основных трудности.

1. Подразумевается полная самостоятельность выплавки кислых магм и не учитываются реально наблюдаемые данные образования кислых вулканических пород в теснейшей связи с базальтами, в частности при извержениях базальтовых вулканов.

2. Предлагаемый Т. Матсумото конвекционный механизм подъема предполагает ширину зон, охваченных кислым вулканизмом около 1500 км, что на два порядка больше реально наблюдаемой.

В то же время на реальность отдельных элементов этого процесса указывают включения кварца в базальтах. Следы увеличения их объема могут свидетельствовать о фазовых переходах высокобарных модификаций SiO_2 .

Основным механизмом образования кислых магм, по-видимому, является процесс отделения богатых SiO_2 расплавов и растворов от базальтов. Физико-химическая сторона этого процесса пока не может быть рассмотрена в деталях. Однако на реальность его развития указывают эксперименты О. Таттла и его коллег (Tuttle et al., 1967). Ими исследовалось поведение образца базальта под давлением 10 кбар в присутствии воды под действием температурного градиента без плавления. Через неделю в относительно более холодном конце капсулы скопилось до 25% гранитного вещества (при фракционном отделении кислых расплавов от базальтовой магмы количество их не превышает 5% исходного объема). Наиболее подвижными при этом компонентами в этом процессе в присутствии воды естественно являются щелочи и кремнезем. Фракции, обогащенные SiO_2 , могут отделяться в виде расплава и флюида. О постоянной связи флюидных выделений с кислым вулканизмом свидетельствует ряд данных.

Прежде всего, это тесная ассоциация массы современных гидротермальных источников с районами кислого вулканизма. Количество и масштаб гидротермальной активности здесь совершенно несопоставимы с теми, которые локализуются в областях андезитобазальтового вулканизма. Точных цифр, характеризующих эти различия нет. Однако, можно отметить, что крупнейшие поля гидротерм (Долина Гейзеров, Семьячинская группа источников, Паужетка, Большие Банные ключи, Паратунка на Камчатке, гидротермальные проявления района Вайракея и Вайотапу и гейзеры Ротороа на Сев. Острове Новой Зеландии, гидротермальные поля районов Куджу и Унзен на острове Кюсю, Усу на южном Хоккайдо, гейзеры Йеллоустонского парка) приурочены именно к районам кислого вулканизма. Такая связь более показательна, если учесть, что при извержении центров кислого вулканизма выделяется огромное количество не растворенных в магматическом материале свободных летучих компонентов, главным образом, естественно, паров воды.

Во-вторых, если эрозионный срез в области поднятий достаточно глубок, абсолютный возраст глубоко метаморфизованных толщ, прорывающих их гранитов, и серий кислых вулкаников совпадают. Такого рода совпадения отмечены для метаморфид Срединного массива Камчатки, зоны Риоке в Юго-Западной Японии и зоны Вакатапу на Южном острове Новой Зеландии. Во всех этих случаях метаморфические комплексы сформировались задолго до той или иной фазы кислого вулканизма. Но в период, соответствующий катастрофическим вспышкам вулканической активности, отмечается общее поднятие метаморфических комплексов и повторные фазы калиевого метасоматоза.

Так наиболее древние комплексы Срединного хребта имеют радиологический возраст 178 миллионов лет. В то же время многие образцы имеют абсолютный калий-аргоновый возраст 40-45 миллионов лет, соответствующий возрасту рвущих Срединных массив гранитоидов, комагматических третичным кислым вулканикам прилегающих вулканических поясов. Метаморфизм пояса Риоке по геологическим данным датируется интервалом между средней пермью и поздним триасом (Minato et al., eds, 1968). Абсолютный же возраст метаморфид по калий-аргоновым датировкам соответствует возрасту рвущих их гранитоидов, комагматических меловым игнимбригам и туфам толщи Нохи (Shibata, 1968). Но, пожалуй, наиболее показательны - метаморфиды Южного острова Новой Зеландии. По геологическим данным и калий-аргоновым определениям абсолютного возраста основная фаза метаморфизма датируется здесь до верхнеюрским временем. Калий-аргоновые датировки по биотиту из гнейсов близ Альпийского разлома соответствуют периоду 4-8 млн. лет, т.е. вспышке кислого вулканизма в провинции Хаураки на Северном острове и быстрому поднятию Южных Альп. Отметим, что гнейсы высокой степени метаморфизма из зоны Вакатапу впервые появляются в гальке только в плейстоценовых отложениях, а вдоль Альпийского разлома широко развиты современные термальные источники. Х. Хаттори (Hattori, 1968) заключает, что последние фазы метаморфизма близ Альпийского разлома обусловлены поднятием в интервале 4-8 млн. лет, а вулканическая и термальная активность, связанная с завершающими движениями этой фазы продолжаются и поныне.

Выше говорилось о приуроченности центров кислого вулканизма к фронтальной части вулканических поясов, т.е. они находятся в непосредственной близости от глубинных разломов в пределах зоны сегодняшнего развития процессов высокотермального метаморфизма. Далее следует обратить внимание на то, что описанная обычная ассоциация минералов-вкрапленников в наиболее широко развитых комплексах кислых вулканических пород (кварц-кислый плагиоклаз-гиперстен-авгит, акцессорные минералы - алмадин и фаялит) крайне близка к обычному комплексу минералов чарнокитов. Отмечается соответствие и высоких температур и давлений при образовании обоих комплексов. Аналогия подчеркивается упоминавшимися частыми находками в пемзах включений анортозитового состава - обычность ассоциации чарнокитов с анортозитами общеизвестна. Ранее А. А. Маракушев и И. А. Тарарин (1964) отмечали аналогию в составе чарнокитов и гранитоидных интрузий северо-востока России. Приведенные данные позволяют развить эту аналогию и сделать вывод о единстве процессов чарнокитизации глубинных зон и кислого вулканизма.

Уже упоминалось, что интенсивность кислого вулканизма теснейшим образом связана с состоянием тектонических систем. В островных дугах, выдвинутых в сторону океана (типа Изу-Бонин) объем кислых вулкаников невелик. Это пемзовые выбросы на базальтовых вулканах. На нормальных островных дугах типа Курил роль кислого вулканизма возрастает, но он, по-прежнему, связан с андезитобазальтовыми вулканами центрального типа и химизм его продуктов соответствует кислым андезитам. В геотектонических системах типа Камчатки наблюдается массовое проявление кислого вулканизма, причем среди его центров

преобладают наложенные формы, не наследующие положение базальт-андезитовых вулканов предшествующих этапов, резко преобладают. И, наконец, в районах максимального поднятия и максимального развития континентальной коры (зрелые орогены типа Тайваня, Эрлих, 1973) кислый вулканизм прекращается. Это еще раз подтверждает, что кислый вулканизм возникает в процессе переплавления гранитной коры, а в ходе ее роста за счет глубинных процессов и прекращается, когда кора достигает зрелости, то есть полностью переходит к континентальному типу.

Интересным показателем этого процесса является еще одна закономерность. При общей приуроченности к фронтальным вулканическим зонам центры кислого вулканизма обнаруживают тенденцию к пунктирному расположению - районы кислого вулканизма даже в пределах фронтальных зон чередуются с районами базальт-андезитового вулканизма. На Крымско-Жупановском участке от устья реки Жупановой до устья реки Кроноцкой сосредоточены все крупнейшие центры кислого вулканизма, такие как Жупановская и Крымская вулканотектонические структуры, сложные кальдеры Узон-Гейзерной и Большого Семьячика, кальдера Крашенинникова.

В Северо-Восточной Японии, в зоне Назу, выделяются две подзоны – северная и южная, резко различные по масштабу проявлений кислого вулканизма. В южной подзоне крупные кальдеры и, ассоциирующиеся с ними обширные поля кислой пирокластики, отсутствуют. Кислый вулканизм здесь представлен относительно небольшими по масштабам выбросами пемз и кислыми экструзивными куполами. На севере Хонсю и на юге Хоккайдо располагаются такие крупные четвертичные кальдеры как Товада, Тойа, Кутъяро и др. с образованием которых связана мощная вспышка кислого вулканизма.

В Юго-Западной Японии все центры кислого вулканизма сосредоточены на острове Кюсю. Четвертичный вулканизм на Юго-Западном Хонсю и Сикоку, практически, отсутствует - здесь отмечаются лишь цепочки экструзивных куполов, прямо продолжающие зон Унзен-Куджу. В Новой Зеландии Центральный вулканический район делится на два равных по протяженности участка, продолжающих друг друга по простиранию - участок от залива Пленти до озера Таупо (зона Таупо-Роторуа), где сосредоточены все проявления кислого вулканизма, и участок национального парка Тонгариро, в котором находятся андезитовые стратовулканы.

Это явление частично связано со спецификой тектонической обстановки участков фронтальных вулканических зон, которая способствует проявлению в одних случаях кислого, а в других базальт-андезитового вулканизма. Однако надо обратить внимание и на другое обстоятельство. Во всех случаях, когда пояс четвертичных вулканов прямо наследует положение более древних вулканических зон, в которых имела место мощная вспышка кислого вулканизма, проявления четвертичного вулканизма незначительны или отсутствуют вовсе.

На Восточной Камчатке Кроноцко-Гамченский и Авачинско-Жупановский участки четвертичного вулканического пояса наложены на области неогенового вулканизма, развитие которых завершается формированием мощных игнимбритовых покровов, в то время как фундаментом Крымско-Семьячинского участка служат мощные осадочные толщи неогена и верхне-неогеновый вулканизм почти исключительно представлен андезитовыми толщами. Наиболее мощная вспышка неогенового кислого вулканизма на Камчатке отмечается в вулканической зоне Срединного хребта. В четвертичное же время в этой зоне кислый вулканизм крайне незначителен. На Южной Камчатке четвертичные центры кислого вулканизма перемещены на запад относительно полосы развития неогеновых кислых вулканических пород. В Японии на юго-западном Хонсю после мощных выбросов игнимбритов и спекшихся туфов мелового времени кислый вулканизм практически не проявлялся ни в неогене, ни в четвертичное время. В Северо-Восточной Японии мощные вспышки неогенового кислого вулканизма и гранитоиды того же возраста отмечаются именно в южной части, где четвертичный кислый вулканизм проявляется слабо. Центры кислого вулканизма на севере Хонсю и юге Хоккайдо наложены на андезитовые толщи неогена или серии осадочных пород того же возраста. В Новой Зеландии зона проявления неогенового вулканизма на полуострове Коромандель отмирает после эпохи мощных заключительных выбросов кислой пирокластики, и районы четвертичного кислого вулканизма смещаются по простиранию на юго-восток в пределы современной зоны Таупо-Роторуа.

В районах с восстановленным изостатическим равновесием кислый вулканизм прекращается. Это обуславливает последовательное смещение кислого вулканизма в направлении фронта структур и, как следствие положение основных центров кислого вулканизма во фронтальных зонах геотектонических систем,

Главная вспышка кислого вулканизма в течение одного цикла тектонического развития проявляется в пределах того или другого района однократно, отражая процесс трансформации коры, ее переход к стабильному типу коры континентальных областей.

Особенности извержений игнимбритов.

Важной чертой больших полей игнимбритов, образованных в связи с катастрофическими извержениями, ассоциирующимися с формированием кальдер, является повсеместное отсутствие типичных взрывных отложений. Характерно, что ксенолиты в игнимбритах имеют не более чем псефитовую размерность. Характерные для типичных взрывных отложений несортированные глыбы в них полностью отсутствуют. Количество ксенолитов варьирует от 5 до 60%, а состав ксенолитов преимущественно пемзовый. Можно с уверенностью сказать, что извержения игнимбритов имели место или в условиях

открытого доступа магмы к поверхности, или механизм очищения магматического канала связан с той или иной формой «прожигания» его магмой – процесс вполне аналогичный механизму образования диатрем.

При этом роль взрывных процессов в процессе самих извержений игнимбритов общепризнана. Объясняется она различно. С одной стороны говорят о детонационных взрывах, в ходе которых в некоторых участках подводящих каналов образуется вакуум, сопровождающийся эрозией стенок канала, вовлечением в эруптивную колонну большого количества обломочного материала и уплотнением раздробленного расплава с образованием пробок большой плотности. Появление этих пробок на поверхности сопровождается их разуплотнением за счет подсоса окружающего воздуха, энергичным обрушением на склоны постройки и быстрым течением к базису разгрузки. Образование таких участков вакуума за счет детонационных взрывов взрывоспособных газов провоцирует интенсивную спонтанную дегазацию последующих порций расплавов и их откачку в результате эффекта газопарлифта с урвневой генерации, которые могут находиться на глубине первых километров и распространяться по латерали, как это происходит в гидротермальных водоносных горизонтах (Rychagov S.N. et al., 2009).

Другим возможным объяснением взрывчатости игнимбритовых магм может быть резкая смена в них окислительной обстановки. Крайне важна и характерна отмечаемая Гребенниковым (2005) смена состава газовой фазы в игнимбригах Якутинской кольцевой структуре Приморья с восстановительной, чисто водородной на ранних этапах, к существенно кислородной непосредственно перед их извержением и в ходе его. Существенно водородный состав газовой фазы в игнимбригах ранних этапов, возможно, связан с процессами дегазации мантии, что соответствует развиваемым на этот счет идеям В. Н. Ларина (2005). Значительные поступления кислорода на поздних этапах, вероятно, отмечают влияние потока глубинных хлоридно-натровых вод.

Закономерная ориентировка игнимбритовых полей Узонского района, образующих две удлиненные полосы, расположенных под острым углом к предполагаемой зоне широтных сдвиговых дислокаций (северное и южное игнимбриговые поля по Леонову, Гриб, 2004) делает вполне вероятным предположение о том, что извержение струй игнимбритовой магмы непосредственно связано с подвижками по сдвиговой зоне. Возможно именно напряжения в очаге, создаваемые за счет сдвигов, дают необходимый импульс энергии, обеспечивающий извержение.

Геологические данные свидетельствуют о значительных временных перерывах, магматическом и тектоническом покое района в период, предшествующий игнимбриитообразованию. Игнимбриты залегают на подстилающих андезитобазальтовых вулканитах с угловым несогласием (Апрелков, 1961), перекрывая уже разрушенные стратовулканы. Логично предположить, что малоглубинный очаг (судя по ксенолитам) не может существовать долгое время без интенсивной взаимосвязи с вмещающей средой. Как мы видим по результатам изучения фьямме и ксенолитов, состав игнимбритов находится в тесной зависимости от степени переработки вмещающих пород. Наличие разнородных стекол фьямме, фьямме-ксенолитов, плагиоклазов-ксенолитов, интенсивная коррозия, плавление чуждых плагиоклазов и тесная зависимость некоторых свойств от состава фундамента (например, наличие плагиогранитных включений в игнимбригах вулкана Хангар) – все это свидетельствует об активных процессах ассимиляции при формировании игнимбритового расплава.

Ритмичность в строении игнимбритовой толщи Кроноцкого разреза выражается в чередовании разделенных временными перерывами игнимбритовых покровов и слоев не спекшихся, преимущественно пемзовых, пирокластических отложений. Временные перерывы между образованием пемз и игнимбритов были незначительными, так как на контактах между ними не отмечается следов длительного вулканического покоя: мощных почвенно-пирокластических чехлов, флювиальных осадков. Таковы взаимоотношения между слоями 1 и 2, 5 и 6 Кроноцкого разреза. Иной характер имеют взаимоотношения игнимбритовых остывших единиц с подстилающими образованиями. Как правило, формированию игнимбритов предшествуют более длительные эрозионные процессы. В глубоких и широких эрозионных карманах в подстилающих вулканитах за время, предшествующее игнимбриитообразованию, успевают отложиться достаточно мощные аллювиальные, флювиогляциальные и ледниковые накопления, образуется почвенно-пирокластический чехол. Таков характер нижнего контакта II остывшей единицы. Ледниковые и флювиальные осадки, отложившиеся до формирования III остывшей единицы, также свидетельствуют о значительном перерыве в интенсивной эксплозивной деятельности, который предшествовал образованию III остывшей единицы.

Здесь, видимо, надо говорить не о ритмичности в накоплении игнимбритовой толщи, выражающейся в чередовании отложений пемз и игнимбритов, а о фазовом характере извержений, обусловивших накопление толщи. Строение поля игнимбритов показывает, что каждая фаза извержения начинается игнимбриитообразованием и заканчивается извержением пемз. Иногда наблюдаются отклонения от этой схемы, выражающиеся в отложении маломощных пемз и тефры в начале фазы эксплозивной деятельности, после чего формируются покровы игнимбритов и следующие после них отложения пемзовых пирокластических потоков. В разрезе рассматриваемой толщи можно выделить продукты, по крайней мере, четырех фаз крупных извержений. Первой фазе соответствуют отложения слоев 1 и 2, второй фазе, представленной в разрезе не полностью, отложения слоя 3, третьей – отложения слоев 5 и 6; четвертой фазе, также представленной в разрезе не полностью, отложения слоя 7. Принадлежность продуктов первой фазы к определенному этапу эволюции вулканотектонической структуры Большого Семьячика не установлена.

Игнимбриты второй фазы связаны с формированием кальдеры Большого Семячика, продукты третьей и четвертой фаз образованы в результате внутри кальдерного этапа развития структуры (Мелекесцев и др., 1974).

Морфологические, литологические и петрографические особенности игнимбритов совпадают с особенностями сваренных туфов пепловых потоков (Росс, Смит, 1963; Smith, 1960).

Несмотря на то, что игнимбриты пересыщены кремнекислотой, кварц далеко не постоянный член кристаллокластического компонента. Он образует довольно крупные, до 5 мм длиной, ксеноморфные трещиноватые корродированные зерна. Погасание слабо волнистое или мгновенное.

Мелкие идиоморфные выделения пироксенов постоянно присутствуют в игнимбритах. Моноклинные пироксены отличаются постоянными оптическими характеристиками во всех покровах $2V = +54^\circ$ ($49-55^\circ$), $c: Ng=42-46^\circ$. Отличительным качеством идиоморфных зерен роговой обманки в игнимбритах является отсутствие опацитовых кайм, типичных для роговых обманок эффузивов и экструзий. Вероятно, отсутствие опацизации объясняется тем, что каждая частица была изолирована от воздуха газовой оболочкой, обеспечивающей большую подвижность игнимбритообразующего материала. Возможно, это объясняется специфическим составом газовой фазы игнимбритообразующего материала. Г. Тазиев (1972) предполагает значительную роль в его составе углекислоты.

Все эти факты позволяют достаточно уверенно говорить об игнимбритах, как о породах, образовавшихся в результате спекания пирокластического материала, а не во время излияния лавовых потоков, которые дезинтегрируются только в своих краевых частях. Отсутствие сортировки обломков по гранулометрическому составу и распыления вкрапленников является характерной чертой современных, заведомо взрывчатых образований (Малеев, 1969; Мелекесцев и др., 1970; Брайцева и др., 1965).

Механизм извержения эмульсии должен носить особый характер, способствующий сохранению энергии (тепла) в переносимом материале. Близ поверхностный взрыв и имевшие место в результате этого пемзопады и пеплопад не приводят к спеканию отложившегося материала. Извержение игнимбритообразующих масс носило качественно иной характер. Судя по неоднородности строения игнимбритовых покровов в вертикальном разрезе, это были импульсные эмиссии. Порции раскаленного материала быстро наслаивались друг на друга, что вело к лучшему сохранению тепла в отложенном материале. Наиболее объективно, по нашему мнению, механизм извержения игнимбритового материала отражает модель взрыво-выдуваний, предложенная Пийпом (1961).

В составе минералов газовой фазы среди продуктов девитрификации наблюдаются, главным образом, трудно различимые тридимит и кристобалит, кислый плагиоклаз, кварц, реже пироксен и биотит. Причиной подобной кристаллизации является способ переноса вещества, при котором не происходит сильного остывания и дегазации. В не спекшихся отложениях пирокластических пемзовых потоков подобная кристаллизация почти не проявилась, за исключением зон вторичных фумарол.

В самых нижних частях покрова пепловые и пемзовые частицы не ориентированы и сохраняют угловатые очертания; выше по разрезу частицы «слипаются» друг с другом и ориентированы субпараллельно. Появляется эвтакситовая текстура, но пеплово-пемзовая структура все еще отчетливо видна. В средних частях покрова происходят новые качественные изменения витрокластической массы. В низах линзовидных сваренных зон покрова в пеплово-пемзовой массе появляются темноокрашенные шарики и линзы с микроперлитовой текстурой, которых выше становится все больше, и вскоре вся порода оказывается состоящей из перлитового стекла, весьма однородного, почти без признаков первичной структуры. Изменения структуры таких стекол выше по разрезу проследить трудно из-за автопневматолитических явлений в верхних частях покрова. Но даже там, где витрокластическая масса наиболее гомогенизирована, можно все-таки различить неоднородность, обусловленную спеканием различных по размерам обломков.

Нередко в игнимбритах отмечаются гломеропорфиновые ростки и гомеогенные включения кристаллов. В строении этих выделений принимают участие все минералы кристаллокластического компонента (за исключением кварца). Идиоморфизм кристаллов, вероятно, может быть объяснен переломом твердых частиц в вязкой газовой-жидкой среде. Среди игнимбритов по составу кристаллокластов выделяются кварцсодержащие и бескварцевые разновидности. Кварцсодержащие игнимбриты встречаются значительно реже бескварцевых. Они, как правило, содержат роговую обманку и биотит. Составы плагиоклаза в обеих разновидностях одинаковые. Замеры показателей преломления стекол витрокластического мезостаза, не затронутого пневматолитической кристаллизацией, говорят в целом об однородности мезостаза в разномастных и пространственно разобщенных полях игнимбритов. Согласно различным авторам, колебания показателя преломления стекла соответствуют весьма незначительным изменениям в содержании в них SiO_2 от 68 до 71%. Возможно, что однородность состава стекла в разных игнимбритах так же, как аналогия в составах плагиоклазов, свидетельствует об одинаковых физико-химических условиях формирования расплава игнимбритов.

В основании многих игнимбритовых покровов наблюдается рыхлый несцементированный пеплово-лапиллиево-бомбовый материал. В средних сваренных частях покрова наблюдается смятие лапиллей и бомб, превращение их в обсидианоподобные стекла. К кровле покрова вновь отмечается переход линзовидных выделений в овальные обломки пористых стекол. Спекшиеся лавоподобные породы, обычно с флюидальной текстурой, образуют зоны. В покрове, которые представляют собой линзы длиной 10 -

100 м при мощности 1-15 м. Они не имеют резких ограничений от слабо сцементированной и несцементированной витрокластической вмещающей массы и связаны с нею постепенными переходами, как по мощности, так и по простиранию покрова.

В самых нижних частях покрова пепловые и пемзовые частицы не ориентированы и сохраняют угловатые очертания; выше по разрезу частицы «слипаются» друг с другом и ориентированы субпараллельно. Появляется эвтаксовая текстура, но пеплово-пемзовая структура все еще отчетливо видна. В средних частях покрова происходят новые качественные изменения витрокластической массы. В низах линзовидных сваренных зон покрова в пеплово-пемзовой массе появляются темноокрашенные шарики и линзы с микроперлитовой текстурой, которых выше становится все больше, и вскоре вся порода оказывается состоящей из перлитового стекла, весьма однородного, почти без признаков первичной структуры. Изменения структуры таких стекол выше по разрезу проследить трудно из-за автопневматолитических явлений в верхних частях покрова. Но даже там, где витрокластическая масса наиболее гомогенизирована, можно все-таки различить неоднородность, обусловленную спеканием различных по размерам обломков.

Под влиянием условий первого этапа происходит дробление вмещающих очаг пород, плавление и ассимиляция ксенолитов. Зафиксировано несколько стадий плавления ксенолитов: оплавление, появление каемок не поляризующего материала, гомогенизация основной массы включений, плавление и выплавление их вкрапленников.

Приведенные данные о строении игнимбритового разреза позволяют подойти к вопросу о характере игнимбритовых извержений. Изучение рельефа поверхности плейстоценовых игнимбритовых покровов Камчатки (Мелекесцев и др., 1974), особенностей их залегания, изменения мощностей, а также литологических и петрографических свойств несспекшихся и слабо спекшихся фаций игнимбритов, исследование ксенолитов и фьямме свидетельствуют об образовании игнимбритов в результате извержений пирокластических потоков. Причем единый покров игнимбритов является продуктом спекания отложений не одного, а многих потоков, что устанавливается на основании исследования изменения состава игнимбритов в вертикальном разрезе. В некоторых игнимбритовых покровах, обнажающихся в обрыве Кроноцкого залива, при прослеживании их по простиранию обнаружены прослои несспекшихся пемз.

В обрывах игнимбритовой толщи Кроноцкого залива можно установить основные этапы одной фазы игнимбритового извержения. В начале фаз извержений происходили сравнительно маломощные пемзопавы, которые предваряли собственно игнимбритообразующий этап извержения и формирование игнимбритового покрова. После его остывания и частичного разрушения экзогенными агентами фазу извержения завершало отложение не спекшихся туфов пемзовых пирокластических потоков. Петрографически близкие порции магмы при одинаковом механизме их переноса во время извержения образовывали на поверхности спекшиеся и не спекшиеся породы (мы не говорим здесь о зонах в одном покрове). Различия объясняются, вероятно, более низкой температурой изверженного материала не спекшихся пемзовых пирокластических потоков, а также, почти полной его дегазацией к моменту отложения. Следствием этого являются и более низкая температура отложенного материала, и отсутствие следов кристаллизации газовой фазы и девитрификации в не спекшихся пемзовых отложениях. При игнимбритовом извержении дегазация во время переноса происходит не полностью, о чем свидетельствуют многочисленные явления кристаллизации в покровах. Можно предположить, что основные причины, приведшие к образованию в одних случаях спекшихся, а в других не спекшихся отложений, обусловлены составом расплавов и глубиной их генерации. Петрохимические особенности свидетельствуют об относительно большей щелочности игнимбритов. Последнее дает основание предполагать большее содержание воды и летучих в игнимбритообразующей части магматического очага.

Пеплово-пемзовая структура витрокластического мезостаза, интенсивная кристаллизация минералов газовой фазы в порах пемз, каналах пемзовых частиц, девитрификация, частый идиоморфизм кристаллокластов, отсутствие опацитовых каемок у роговых обманок, особенности морфологии: плоские поверхности, большие пространства, занятые покровами, заполнение отрицательных форм рельефа, прямо свидетельствуют о большой подвижности и эмульсионном, преимущественно газовой-жидком характере переносимой игнимбритообразующей массы. Можно согласиться с Перре, который полагает, что газ, обуславливающий большую подвижность этой массы, возникает в основном за счет эмиссии непосредственно из жидких частиц (Энлоус, 1963).

В отложившемся материале игнимбритового покрова значительная доля частиц находилась в жидком или пластичном состоянии. Характер искажения пеплово-пемзовой структуры и образование псевдовитрофиров (реоигнимбритов), наблюдаемые в вертикальном разрезе, достаточно наглядно подтверждают это положение. В некоторых зонах покрова температура материала достигала температуры лавового потока. Об этом свидетельствует кристаллизация пироксенов и других минералов газовой фазы в порах. Экспериментальные данные определяют минимальный температурный интервал для спекания пемзов в 550-600°C (Бойд, 1963). Температура отложенного материала современных пирокластических потоков равна 400-450°C (Ewart, 1965). Вероятно, игнимбритовые пирокластические потоки при отложении были более горячими. Можно также предположить, что интенсивная автопневматолитовая кристаллизация в игнимбритах происходит со значительным выделением тепла, способствующего повышению температуры в отдельных участках покрова. Ряд исследователей привлекают экзотермические реакции при кристаллизации

стекла мезостази для объяснения процессов спекания, как причину повышения температуры материала до температуры спекания (Ewart, 1965, Энлоус, 1963).

Строение игнимбритовой толщи Кроноцкого залива, свидетельствует о том, что во время фазы извержения происходит смена наиболее щелочных и часто наиболее кислых пород (игнимбритов) все менее щелочными и нередко более основными вулканитами (пемзами, экструзиями, основными пирокластами). Подобную эволюцию в составе вулканитов при кальдерообразующих извержениях вулканов Машю и Шикотцу на о. Хоккайдо объясняется нормальной дифференциацией базальтовой магмы (Katsui, 1963). Такую же эволюцию обнаруживает извержение Крейтер Лэйк (Williams, 1941), плинианское извержение Везувия (Ритман, 1964), извержение Геклы в Исландии в 1947-1948 гг., активность Фудзи в 1707 г. Все эти факты показывают, что кислый расплав может явиться продуктом базальтовой магмы даже при сравнительно кратковременной дифференциации. При очень длительном периоде покоя долгоживущего очага кислые дифференциаты могут иметь, по-видимому, гораздо больший объем, и их эксплозия в этом случае займет всю фазу извержения.

Вулканический цикл, в конце которого образуются игнимбриты, отражает естественную эволюцию базальтовой магмы, так как конечные продукты эволюции - игнимбриты - в разных районах полуострова с разнообразным строением до четвертичного фундамента близки по составу к петрографическим особенностям. Кристаллокласты в этих породах имеют состав типичный для андезитов, а петрохимические особенности игнимбритов сближают их с основными вулканитами предшествующей фазы извержения. Игнимбритами сложены поля относительно небольших объемов по сравнению с вулканитами более основного состава, образовавшимися в ранний этап того же цикла. Как показывают данные по бассейну р. Озерной и Курильского озера, среди вулканитов одной структуры и одного позднемиоцен-плиоценового цикла гольгинские игнимбриты составляют 5-14%. Подобные соотношения для районов Камчатки, где имело место игнимбритообразование, вполне нормальны. Согласно эксперименту (Генштафт и др., 1965), такие объемы кислых вулканитов могут образовываться за счет дифференциации базальтовых магм. Объемы игнимбритовых полей на Камчатке колеблются от нескольких десятков до нескольких сотен кубических километров. Подобные объемы не идут ни в какое сравнение с объемами игнимбритов, производных, как считают некоторые исследователи, гранитоидной или анатектической магмы: от нескольких тысяч до десятков и сотен тысяч кубических километров по западному побережью Америки, в Индонезии, Охотско-Чукотском поясе СССР (Сперанская, 1967. Устиев, 1961). Четвертичные игнимбриты Камчатки входят в единую андезитовую формацию (Кузнецов, 1964), в то время как игнимбриты больших объемов, вполне возможно, образуют самостоятельную игнимбритовую формацию (Сперанская, 1967; Филатова, Дворянкин, 1974).

Подчеркивание общей принадлежности игнимбритов Камчатки к андезитовой формации было нужно Шеймовичу (1979) только как разграничительный признак, отличающий их от огромных по масштабу проявлений игнимбритовых покровов Охотско-Чукотского пояса и Невады. Само же по себе оно способно лишь затенить важную особенность распределения различных по кислотности пород – ее бимодальность, незначительное количество андезитовых вулканитов и, напротив, обширные поля базальтов и игнимбритовых покровов кислого состава. Такой характер вулканизма характерен для поднятых блоков в системе островных дуг, таких как Камчатка, Япония, Филиппины, Суматра и Северный остров Новой Зеландии. Именно здесь возникают игнимбритовые поля Паужетки-Курильского озера, Узона-Гейзерной, района Тоба на Суматре, и Таупо на Северном острове Н. Зеландии. Приуроченность к поднятым блокам с нашей точки зрения служит подтверждением гипотезы о связи кислого вулканизма с процессами преобразования коры и горообразования. Предлагаемая гипотеза открывает большие возможности для классификации и типизации гидротермальных систем (Bogie et al., 2005).

Вулканизм и трансформация земной коры. Процессы глубинного метаморфизма.

Принятие гипотезы о механизме насыщения магмы кремнекислотой за счет осаждения из трансмагматических растворов избавляет от необходимости связывать объемы кислых магматических пород с объемами пород базальт-андезитовой серии. Таким образом, получают объяснение области самостоятельного распространения обширных игнимбритовых покровов, не ассоциирующихся непосредственно с базальт-андезитовым вулканизмом (типа игнимбритов Тобы на Суматре). В связи с этим отметим важное наблюдение, что кислые вулканиты Охотско-Чукотского пояса характеризуются ассоциацией минералов типичных для чарнокитов (Маракушев, Яковлева, 1975). Как видно из приведенных описаний та же ассоциация характерна и для кислых вулканитов Восточной Камчатки. Базальты и кислые вулканиты составляют два элемента триады чарнокитового комплекса. Третьим элементом являются метаморфические образования преобразованных низов коры. Это приводит к гипотезе о том, что кислый вулканизм является отражением процесса резкого роста мощности коры и формирования чарнокитового метаморфического комплекса в составе низов ее гранитного слоя (Erlich and Gorshkov, eds., 1979). Гипотеза о преобразовании низов коры созвучна с представлениями об образовании гранитов "in-situ" (Cuo-Neg Chen and R. Grapes, 2007), но предполагает, что имеет место не только выплавление гранитов (крайний случай), но преобразование коры в условиях глубокой гранулитовой фации метаморфизма. Предлагаемая гипотеза не противоречит представлениям о связи вулканизма с потоком летучих, идущим от

границы ядро-нижняя мантия (Ларин, 2005). Она просто определяет уровень, на котором проявляется воздействие этого потока (нижние горизонты коры) и его возможный химический характер.

Особенности четвертичного вулканизма Узон-Гейзерного района характерны для геотектонических систем типа Камчатки, резко отличающие их от вулканизма островных дуг нормального типа. Автором было сформулировано понятие об особой тектонической природе поднятых блоков в системе островных дуг, таких как Камчатка, Суматра, Филиппины, Северный остров Новой Зеландии, полуостров Кенаи на южной оконечности Аляски (Эрлих, 1973). Здесь можно отметить резкое изменение в пределах этих геотектонических систем трех важных показателей геологической активности:

1. Диаметров кальдер и вулканотектонических депрессий, отражающих масштабы кислого вулканизма. Если на островных дугах нормального типа средний диаметр кальдер составляет 6 км и в максимуме достигает 12-16 км, то на структурах типа Камчатки средний диаметр равен 12 км, а максимальный диаметр вулканотектонических депрессий достигает 35-40 км (рис. 108). Одновременно меняется содержание SiO_2 в наиболее кислых разностях вулканических пород. На нормальных островных дугах оно редко превышает 60-65% в то время как в геотектонических системах типа Камчатки достигает 70-72% ;

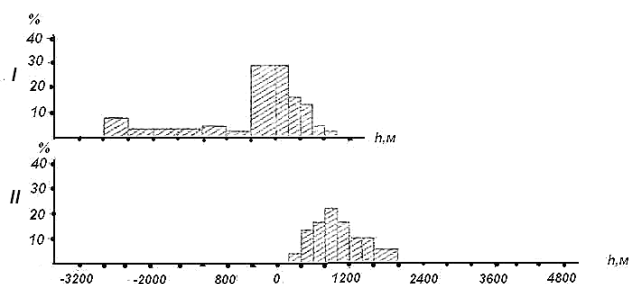


Рисунок 108. Характер распределения максимальных абсолютных отметок гряд эрозионно-тектонического рельефа в различных типах тектонических систем

I – островные дуги нормального типа. II – геотектонические системы типа Камчатки (Эрлих, 1973).

2. Объем одновозрастных базальт-андезитобазальтовых вулканов. Он характеризуется высотой вулканических построек и их диаметром. Разница хорошо видна на рис.109. Отмечается резкая интенсификация процессов базальтового вулканизма - в геотектонических системах типа Камчатки за четвертичное время проходят два цикла базальтового вулканизма. Один в нижнечетвертичное-среднечетвертичное время, второй - в верхнем плейстоцене-голоцене;

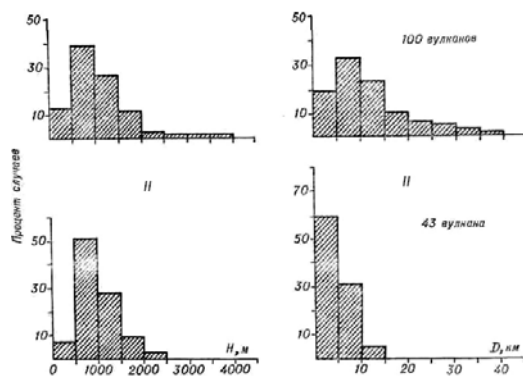


Рисунок 109. Частота встречаемости диаметров

(А) и относительной высоты (В) вулканических сооружений (I-стратовулканы и щитообразные вулканы Камчатки, II - Курил) (Эрлих, 1973).

3.Высотой водоразделов эрозионно-тектонического в пределах горст-антиклинальных поясов. Высота эта в первом приближении может рассматриваться, как отражение интенсивности процессов тектонического поднятия. На островных дугах нормального типа эта высота составляет сотни метров, в пределах геотектонических систем типа Камчатки она составляет 1000-1500 метров.

Приведенные статистические данные легко подтверждаются при качественном рассмотрении изменений характера и объема вулканических продуктов в системе островных дуг. Так кальдера Кракатау располагается в проливе, отделяющем Зондскую островную дугу от поднятого блока Суматры, на стыке Курил с поднятым блоком Хоккайдо расположена гигантская кальдера Кутчаро, а на самом южном окончании полуострова Камчатка расположена крупнейшая Паужетская вулканотектоническая депрессия. Центры кислого вулканизма Северного Острова Новой Зеландии расположены в зоне сочленения с

островной дугой Тонга. На стыке южного окончания полуострова Кенаи с Алеутской островной дугой расположен огромный базальтовый щитовой вулкан Вениаминова.

Ускоренный рост и преобразование структуры коры происходят дискретно. В системе островных дуг они сосредотачиваются на отрезках, соответствующих геотектоническим системам типа Камчатки, а в пределах последних ассоциируются с центрами кислого вулканизма, кальдерами и вулканотектоническими депрессиями. Как мы видели, ускоренный рост коры в равной мере ассоциируется с объемами магматических продуктов и скоростью их поступления на поверхность (количество и интенсивность циклов вулканической активности).

При рассмотрении характера распределения газогидротермальной активности в пределах Узон-Гейзерной кальдеры бросается в глаза различие между районом собственно кальдеры Узон. Для него характерны отложения в горячих озерах гидротермальных илов с сопровождающей их рудной минерализацией, выделение газовых пузырей и образование грязевых вулканчиков, и потоки «чистых» водных гидротерм, в связи с которыми происходит массовое осаждение гейзеритов в Долине.

В свете развиваемой гипотезы воды Долины Гейзеров (до катастрофического селя) формируются в результате дренирования гидротермальной системы собственно Узона. Они, по всей видимости, представляют остатки отработанных метаморфизирующих вод, связанных с процессами преобразования гранитного слоя коры. В этом отношении они противоположны остаткам сквозьмагматических растворов, поступающих собственно в кальдеру Узона.

Если предлагаемая гипотеза верна, детальное рассмотрение динамики газогидротермальной активности обоих районов может дать незаменимый материал для характера режима поступления глубинных гидротерм и их перераспределения в приповерхностных условиях.

Формирование вод Долины Гейзеров было детально рассмотрено В. И. Белоусовым (1978), приводимое ниже описание полностью соответствует этому автору. В нижней части долины гейзеры питаются хлоридно-натриевыми водами, глубокой циркуляции - полными аналогами уже разведанного Паужетского месторождения термальных вод на Камчатке и Вайракейского месторождения в Новой Зеландии. Вверх по течению источники имели сульфатно-хлоридный состав, которые постепенно в сторону верховья р. Гейзерной, берущей начало с южных склонов вулкана Кихпинич, сменялись хлоридно-сульфатными и сульфатными водами поверхностного формирования.

Такие же напорные воды прорываются и на Узоне. Это показывает, что они связаны с водами Долины Гейзеров, так как в Долине Гейзеров пьезометрический уровень этих вод находится выше уровня разгрузки на Узоне. Но тут оказывает влияние вулкан Узон, так как там есть многочисленные проявления кислых гидротерм поверхностного формирования. Только пьезометрический напор хлоридных вод в этой системе будет ниже дневной поверхности, и их разгрузка осуществляется существующей ниже дневной поверхности. Схема формирования гидротерм Долины Гейзеров приводится на рисунке 110.

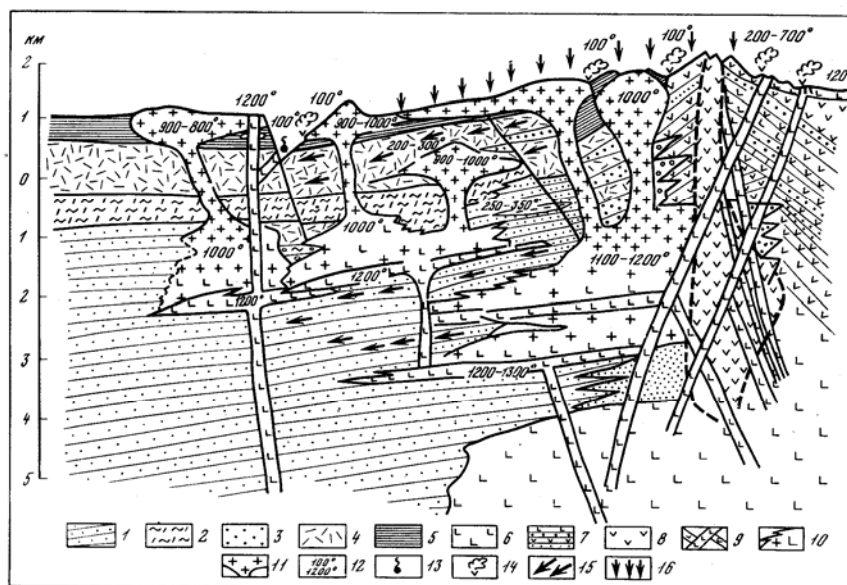


Рис. 110. Схематический геологический разрез высокотемпературной гидротермальной системы и долгоживущего вулканического центра. (В.И. Белоусов, 1978).

1 - тонко- и мелкообломочные фации вулканогенно-осадочных толщ (водоупоры); 2-игнимбриты; 3,4 - средне- и грубообломочные фации вулканогенно-осадочных толщ; 5 - зоны окремненных и сцементированных вулканогенно-осадочных толщ (водоупоры, возникшие в результате воздействия гидротерм с вмещающими породами); 6 - базальты; 7-8 - лавово-пирокластические отложения долгоживущего вулканического центра; 9 - дайки и силлы базальта; 10 - зоны смещения базальтового расплава интрузий с вторичным расплавом разогретых вмещающих вулканогенно-осадочных толщ; 11 - экстрезии кислого состава; 12 - значения температур; 13 - восходящие термальные источники; 14 - парогазовые струи; 15 - направление движения гидротерм; 16 - направление фильтрации метеорных вод