

Сигвалдасон Г. Вулканические и тектонические процессы, совпадающие с оледенением и подъёмом земной коры: ранние голоценовые риолитовые извержения в вулканическом центре Дингюфьёлл и образование кальдеры Аскья, северная Исландия.

(Gurmundur E. Sigvaldason

Volcanic and tectonic processes coinciding with glaciation and crustal rebound: an early Holocene rhyolitic eruption in the Dyngjufjöll volcanic centre and the formation of the Askja caldera, north Iceland)

Bull Volcanol (2002) 64:192–205

Введение.

Северная часть активной рифтовой зоны Исландии (рис. 1) покрыта обширными потоками базальтовых лав, которые появились из нескольких больших лавовых щитов, а также из вулканических центров, таких как Д-лл вулканический центр с кальдерой Аскья. Тефрохронология, основанная, главным образом, на широко распространенных слоях тефры вулкана Геклы на юге Исландии, позволяют примерно датировать голоценовые лавы в этом районе. В сочетании с оценкой объёмов лав, было показано, что значительный объём вулканических образований произошел на границе плейстоцена/голоцена и их образование распространилось на первый тысячелетие голоцена (Sigvaldason et al. 1992). Максимум вулканической производительности совпал с подъёмом земной коры после последнего оледенения. Изостатическое опускание коры в центральной Исландии во время пикового периода оледенения, возможно, составляло порядка 40–500 м, предполагая, что теоретически рассчитанная мощность равновесного ледника могла быть 1 500 – 2 000 м (Sigmundsson 1991).

Малая вязкость мантии порядка 10^{-18} до 10^{-19} Па, в непосредственной близости от Северо-атлантического мантийного пламинга (Sigmundsson 1991), и быстрое изменение климата в конце оледенения (Dansgaard et al. 1985) вызвали быстрое изостатическое восстановление, которое теоретически завершилось в течение 1000 лет после удаления ледника (Sigmundsson 1991; Thors and Boulton 1991). Таким образом, средняя скорость подъёма могла приблизиться к 1/2 м в год. Наблюдаемая вулканическая производительность максимально совпадает с интенсивностью тектонических движений вызванных удалением ледника. В течение этого периода скорость вулканической производительности была примерно в 30 раз большей, чем в настоящее время (Sigvaldason et al. 1992). Ряд моногенных лавовых щитов, колеблющегося объёма от 3 до 20 км³, образовали и долго живущие вулканические центры, такие как Д-лл центр, извергнув более крупные лавовые потоки, чем лавовые потоки в более поздней части своей голоценовой истории (рис. 2). Высокая вулканическая продуктивность началась, когда массы льда последнего оледенения начали таять.

Базальтовые извержения, совершаясь через утонченный лед, формировали расплавы, которые фрагментировались на контакте со льдом и водой и образовали отложения слоистых гиалокластитов и обширные озерные отложения (Werner et al. 1996; Werner and Schmincke 1999). Плинианское риолитовое извержение из Д-лл центра происходило, когда ледники отступили от прибрежных районов Исландии, но центральная часть страны ещё была покрыта маломощным льдом. Пемза этого извержения сохранилась в разрезах почв около побережья в северной и восточной Исландии, где она находится между слоями тефры из других источников, которые были определены и датированы по кернам GRIP, пройденной в леднике внутренней Гренландии (Grönvold et al. 1995). Возраст извержения около 10 тысяч лет совпадает с главным периодом подъёма коры и интенсивного вулканизма в исландской рифтовой системе, и оно образовало значительный, но прерывистый горизонт во время замечательной главы истории Д-лл вулканического центра, включая формирование кальдеры Аскья. Предыдущие исследования вулканического центра Д-лл были сосредоточены на извержении 1875 года. Плинианское риолитовое извержение, которое привело к образованию кальдеры Ёскюватн, произошло в более крупной кальдере Аскья (Johnstrup 1877; Reck 1910; Spethman 1913; Thoroddsen 1925; Thórarinnsson 1944; Sigurdsson and Sparks 1978; Sigvaldason 1979; Sparks et al. 1981; Sigurdsson and Sparks 1981; Macdonald et al. 1987). Меньшее внимание было уделено общей геологии и вулканической истории центра (Reck 1910; Spethman 1913; Jónsson 1945; Bemmelen and Rutten 1955).

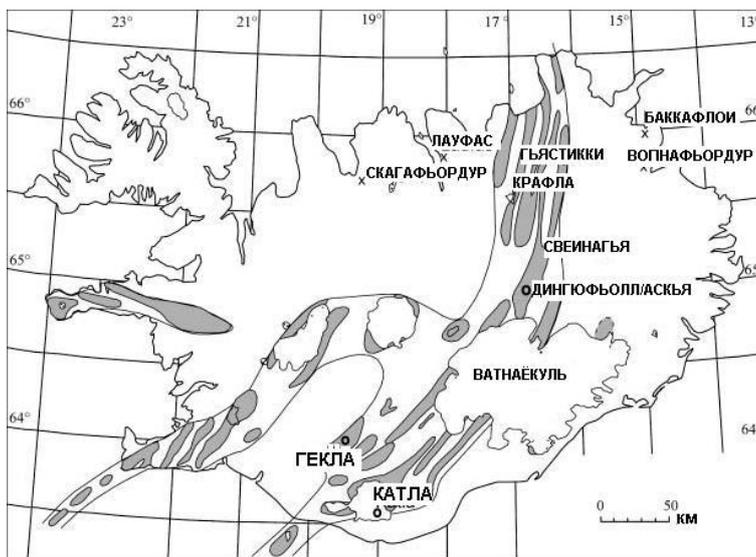


Рис. 1. Несколько линейных трещинных систем маркируют дивергирующие плитовые границы Исландии. Наименования мест упоминаются в тексте.

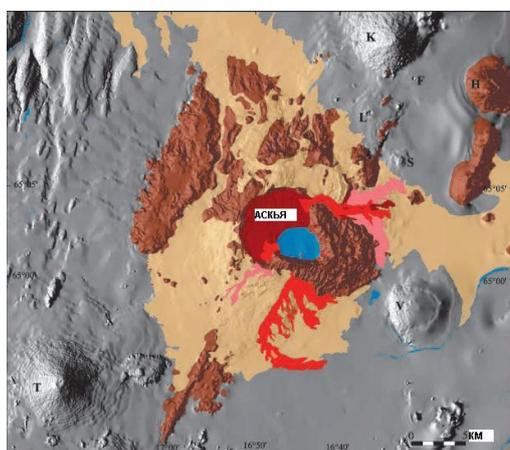


Рис.2. Оцифрованная топографическая карта вулканического центра Дингюфьёлл. Плейстоценовые гиалокластиты показаны коричневым цветом. Лавы, образованные центром Дингюфьёлл в голоцене, показаны серым цветом. Датирование лав тефрохронологическими методами возможно только для лавовых шлейфов, выделяющихся на востоке через Ёкьюор (см рис. 3 для местного названия). Здесь рыжевато-коричневого цвета часть старше 6.6 тысяч лет, розового цвета изверглись между 6.6 и 2.9 тысячами лет, тогда как красно-коричневого цвета породы на дне кальдеры, моложе 2.9 тысяч лет. Лавы, извергнутые в последнее столетие – красного цвета. Вода показана голубым цветом, ветровая эрозия удалила слои тефры из лав на юге и западе центра, но аналогичное уменьшение объема лав со временем ожидается в лавовом шлейфе Ёкьюор. Несколько моногенных лавовых щитов, Трёлладингья (Т), Коллоттадингья (К), Флатадингья (F), Сиартадингья (S) и Литладингья (L), каждый от 3 до 20 км³ объемом, образовались в тот же временной промежуток, что и главные лавовые толщи в центре Дингюфьёлл. Лавы этих щитов покрывают большую часть площади, окрашенной серым цветом на карте. Эти лавовые щиты, а также большая производительность лав центра Дингюфьёлл, являются ясным выражением максимальной производительности в первом тысячелетии голоцена. Щитовые лавы могут перемежаться с лавами Дингюфьёлл, уменьшая обнаженные площади лав центра. Другие вулканические структуры на рисунке Вазалда (V), эродированные ледником лавовые щиты, и Херзибрейз (H), субледниковая гора (туя) с венчающим лавовым покрытием

Значительный результат этих ранних исследований заключался в определении двух главных тектонических направлений (Reck 1910), осуществленное Jónsson (1945) и в дальнейшем развивается в этой статье. Вулканические центры, которые уже сместились из активной рифтовой зоны, были активными в течение 300 тысяч до 1 миллиона лет (Sæmundsson 1986). Молодые проявления обнаженных формаций в Д-лл центре предполагают, что длительность их возрастных интервалов составляла, по меньшей мере, два прошедших плейстоценовых оледенения, или 200-300 тысяч лет. Основным недостатком изучения центра Дингюфьёлл заключается в отсутствии абсолютных датировок относительно молодых базальтовых гиалокластитов. Датировка вулканогенных образований, отложений риолитовой тефры на границе плейстоцена/голоцена и распознавание влияния климата на вулканизм в тот период, позволяют сделать первую попытку проанализировать эруптивную историю голоцена вулканического центра Дингюфьёлл.

Геология и тектоника.

Вулканический центр Дингюфьёлл (рис. 2) имеет площадь распространения около 400 км² с максимальным превышением 1516 м над уровнем моря и 600–800 м над окружающей лавовой равниной. Самые древние обнаженные части центра, которые, преимущественно, базальтового состава, были образованы подледными и подводными извержениями, и отложились в виде гиалокластитов, образующих топографическую возвышенность. Вулканический центр окружен обширными голоценовыми лавами, излились из трещин, пересекающих вулкан (Sigvaldason 1968).

Кальдера Аскья (площадь 45 км²) расположена в центре вулкана Дингюфьёлл. Дно кальдеры покрыто голоценовыми лавами, которые изливались из трещин, в основном, вдоль её западной границы и выходили через проход Ёскьюоп (раскрытие Аскья), образуя лавовый шлеф, который расширился до 30 км на восток от Дингюфьёлл (местное название см на рис. 3).

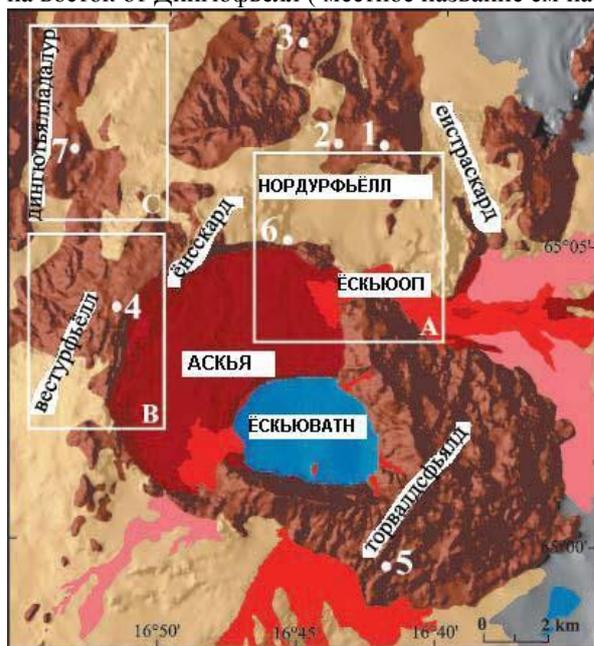


рис. 3. Карта индексов показывающая наименования мест в вулканическом центре Дингюфьёлл, используемые в тексте и места (участки 1-7) обнажений риолитовых отложений тефры, возраст которых 10 тыс. лет. Выделенные участки (А, В и С) показывают места аэрофотосъёмки на рис. 5.

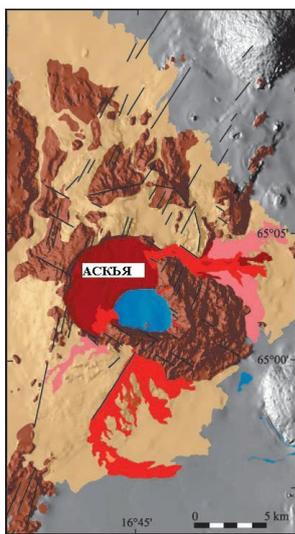


Fig. 4 Tectonic lineaments within the Dyngjufjöll volcanic complex. The cross-cutting structural pattern is emphasised in the drawing. Only a fraction of the existing lineaments recognised are included. Most lineaments, with or without vertical displacement, have served as conduits for lava eruptions or phreatic explosions.

Вставная кальдера Ёкьюватн (озеро Аскья) образовалась в ЮВ углу кальдеры во время и после плиннианского извержения нашей время вулкана Аскья. Центр Дингюфьёлл располагается в 20 километровой протяженности секторе примерно 100 километровой протяженности трещинной системы вулканически активной плитовой границы. Два трещинных скопления с направлениями 5-20° на восточной стороне кальдеры Аскья секутся роом трансформных разломов с простиранием 300° (рис. 4), впервые описанные Reck (1910). Аэрофотоснимки, а также полевые наблюдения показывают, что они являются значительными тектоническими структурами центра Д-лл (рис. 3, 4, 5). Сложность тектонической схем кроме того дополняется литологическими различиями трех коровых блоков, обусловленными тектоникой.

1. Самый большой выступающий блок, Торвалдфьялл (рис. 3), представляет собой гиалокластитовую гору, расположенную у югу и востоку от кальдеры Аскья, включающую самую возвышенную часть центра Дингюфьёлл (максим. 1516 м над ур. м.). Этот блок расположен в центре главной оси региональной системы трещин. Он сложен продуктами трещинных извержений субпараллельных простиранию 20°. Обычно эти извержения образуют сложные структуры иногда с пиллоу

лавами в основании переходящие в пиллоу брекчии и гиалокластитовые туфы, которые были отложены или в виде гиалокластитовых потоков, или в виде слоистых толщ (Sigvaldason 1968).

Вставная кальдера Ёскьюватн 1875 года располагается в параболическом заливе, который врзается в блок Торвалдсфьялл, с осью почти перпендикулярной к простиранию эруптивных трещин.

Залив сейчас занят кальдерой Ёскьюватн, ограничен с юга и востока обрывом 5 км длины и высотой 400м. Склон горы, падающий в сторону от края с естественной крутизной (30-40°), обусловленной обломочной природой материала. Без каких-либо прямых доказательств, других чем крутизна склона, ни один из них не имеет проявлений вертикального смещения.

2. Блок Вестурфьёлл, расположенный к западу от кальдеры Аскья (рис. 3, 5В), образовался на эруптивной трещине простирание которой около 5–10°. Этот блок с максимальным превышением 1,380 м над ур. моря является ступень оторванной от узкой долины Дингюфьялладалур с превышением 600 м над ур. моря. (Fig. 5С). Блок Вестурфьёлл сложен частично базальтовыми лавами, обнаженными видимый в самом низу в тектоническом обрыве. Эти лавы были образованы во время раннего ледникового периода. Следующие более высокие тектонические ступени маркируются небольшими гиалокластитовыми хребтами и эксплозивными трещинами, за которыми следуют слоистые гиалокластиты частично или полностью перекрытые голоценовыми лавами и обширными спекшимися брызгами лавовых фонтанов, первично линейных трещин на вершине кальдерного края и внутри кальдеры Аскья

3. К северу от кальдеры Аскья и прохода Ёскьюоп, блок Норзурфьёлл (рис. 3) ограничивается тектоническими разломами по всем сторонам (рис.4). Северный край блока круто падает (150-200м) в сторону лавовой равнины к северу от центра Дингюфьёлл (рис. 6). Здесь базальтовые дайки интродировали по разломным трассерам и образовали небольшие лавовые потоки на поверхности. Южный край представляет собой 40 метровой высоты разлом кальдеры Аскья и прохода Ёскьюоп (рис. 5А). Эффузивные и эксплозивные кратеры вытянуты вдоль разломных трассеров. Западный блок отделяется от блока Вестурфьёлл эруптивными трещинами по западному ответвлению трещинной системы через центр Дингюфьёлл, образуя проход (Йонскарз) в кальдерной стенке. На востоке блок Норзурфьёлл ограничивается 4-5 км длины и 120 метровой высоты тектоническим обрывом (Еистра скарп) маркируемый голоценовым трещинным извержением вдоль разломного трассера (рис. 7). Блок Норзурфьёлл является местом локализации кальдерного опускания, происшедшего, вероятно, во время оледенения.

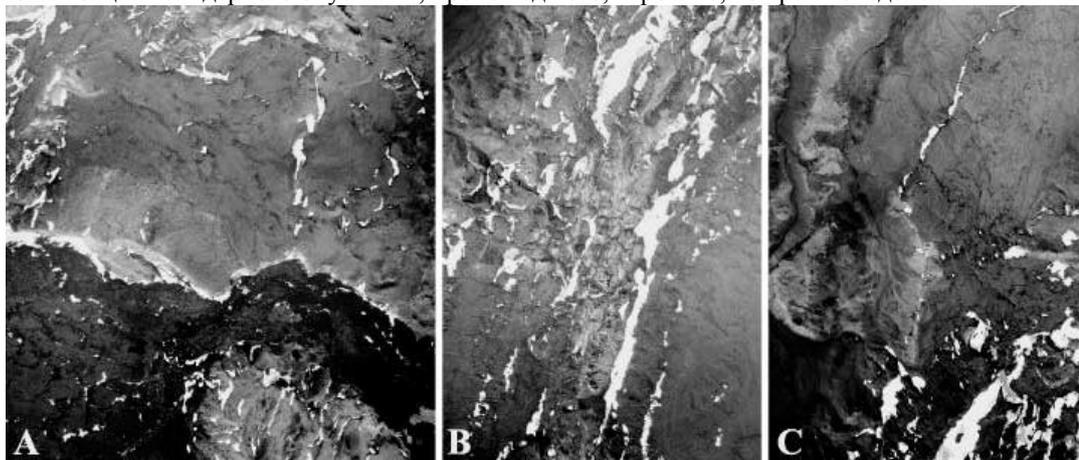


Рис. 5А–С Аэрофото ключевого района (см рис. 3); север вверх. А Проход Ёскьюоп между блоком Торвалдсфьёлл к юге и плейстоценовая кальдера в блоке Норзурфьёлл на севере. Голоценовые лавы, которые затопили более раннюю заполненную лавами кальдеру, секутся эшелонированными поперечными разломами с простиранием 300°, формирующие тектонический обрыв высотой 40-50 м около которого расположены лавы 20 столетия.. В Блок Вестурфьёлл, примерно на полпути вдоль северного края края кальдеры. Линейность роя трещин подчеркивается вытянутыми снежными полями. Слека измененные направления эруптивных трещин видны там. Где трансформные разломы с простиранием 300° секут гранцы кальдеры. С Ступенчатый тектонический склон блока Вестурфьёлл от Дингюфьялладалур. Ступени разломов секутся трансформными разломами с простиранием 300°. Голоценовые лавовые потоки справа проходят от кратеров на северном растяжении трещинной системы вдоль западной границы кальдеры.



Рис. 6 северный пограничный разлом блока Норзурфьёлл, секущий слоистые гиалокластиты. Разломный трассер интродированный магмой, которая образует дайки и небольшие лавы. Вид с СВ свулкана Херзубрейз на заднем плане (Werner et al. 1996)



Рис. 7. Эксплозивная трещина шириной от 100 до 400 м вдоль восточного пограничного разлома блока Норзурфьёлл (эскарп Еистра). Вслед за начальной эксплозией лава изливалась от линии конусов вдоль дна трещины. Вид СВ, показывающий вулкан Херзбрейз справа и лавовый щит Коллотгадингя слева (срав.рис. 2)

Центральная часть блока представлена лавовой равниной, покрывающей и частично заполняющей плейстоцеовую кальдеру (рис. 5А). Лавовая равнина окружена слоистыми гиалокластитами, формирующими

эродированные края кальдеры и её лавы обнажаются в 40 метровом тектоническом обрыве кальдеры Аскья. В восточной части блока, интенсивная эксплозивная деятельность сформировала кратеры, которые позже были заполнены голоценовыми лавами, которые также затопили плейстоцеовую кальдеру. Чёткие тектонические очертания блока Норзурфьёлл и их превышение относительно окружающей местности предполагает наличие вертикального подёма. Сочетание с наблюдаемыми тектоническими ступенями и подъёмом блока Вестурфьёлл и почти оптимальных скатов блока Торвалдфьялл, общий вид показывает, что весь центр Дингюфьёлл испытывал несколько периодов подъёма на протяжении своей жизни (Reck 1910; Bemmelén и Rutten 1955). Относительная свежесть этих тектонических структур и их связь с голоценовыми событиями позволяют предполагать, что некоторые поднятия происходили в связи с быстрым коровым компенсационным подъёмом в конце последнего оледенения, которое, в районе вулканического центра могло усиливаться деформацией, вызванной высоким магматическим давлением, спровоцированным во время одновременной максимальной вулканической разгрузки. Тектонические и вулканические эпизоды, сопровождающиеся вертикальными движениями, могли быть связанными с компенсационным подъёмом коры последовавшим за раннем плейстоценовым оледенением, также.

Аналитические методы.

Идентификация слоев тефры основана здесь на микронзондовом химическом анализе индивидуальных фрагментов стекла тефры. Петрологическое разнообразие формаций вулканических пород в Исландии допускает чёткое различие между слоями тефры, образованной и конкретных вулканических центров и иногда между конкретными извержениями из одного и того же вулкана. Это применимо как к кислой, так и к базальтовой тефрам (Thórarinnsson 1944 и многие последующие исследования, как, например, Lacasse et al. 1995). Однако, применение тефрохронологии ограничено голоценовым периодом, поскольку ледниковая эрозия содрала большую часть почв с поверхности страны. Химические анализы фрагментов стекла были сделаны с использованием микронзонда, общие анализы делались в Институте северной вулканологии в Рейкьявике.

Плинианское извержение на границе плейстоцена-голоцена.

Риолитовое извержение 1875 года н.э. в кальдере Аскья образовало слой тефры, который является выдающейся особенностью обычно однородно ландшафта черных лав особенно на востоке кальдеры Аскья, где он облекает поверхность светлой пемзой. Извержение 1875 г. продолжалось несколько часов и образовало 0.8 км^3 (0.2 км^3 плотных пород, DRE) тефры (Sparks et al. 1981). Сильные западные ветры привели к образованию чётких границ сектора тефры. Открытие изолированного небольшого чехла тефры на поверхности, на первый взгляд точно похожего на тефру 1875 г, на некотором удалении от границ сектора тефры не мешало известной картине распределения. Химические анализы показали, что тефра этих изолированных чехлов значительно более эволюционирована, чем тефра 1875 г и, следовательно, принадлежит другому неизвестному извержению центра Дингюфьёлл (таб. 1). Попытки найти дополнительные обнажения этой тефры были обусловлены наличием рассеянных хвостов пемзовых зерен в ручьях вблизи горных комплексов. Вообще было найдено семь участков и каждый из них описан ниже (рис. 3)

Участок 1. На этом участке (рис. 8) небольшой ковер светлоокрашенной тефры покрывает вершину низкого холма в кратероподобной депрессии внутри блока Норзурфьёлл. Размеры тефрового ковра 12×8 м и мощность 45 см. Тефра залегает с резким несогласием на слое тонкозернистой хорошо сортированной тефры, которая имеет минимальную мощность в этом месте 10 м, но поощва слоя не обнажена. Признаков смешения между риолитовой и базальтовой тефр не обнаружено. У подошвы слоя риолитовой тефры находится фреатический, обогащенный глиной (монтмориллонит) горизонт, образованный из измененных поверхностных пород, которые смешаны с пемзой начальной эксплозии. Он перекрывается тонкозернистой

риолитовой пемзой с размерами обломков, увеличивающимися вверх, достигая максимального диаметра 20-25 см у кровли. Участок интерпретируется как первичные отложения, но с неизвестным количеством слоев в верхней части разреза удаленные эрозией.

Участок 2. Риолитовая тефра залегает между слоями базальтовой тефры на западе участка 1. Поверхностный слой имеет мощность 2м, сложенный базальтовой тефрой со слабо уплотненной кровлей. Базальтовая тефра частично покрывалась лавовыми потоками. На пересекается несколькими оврагами прорезанные во время весеннего таяния снегов. Риолитовая тефра, залегающая непосредственно под верхней базальтовой тефрой, имеет мощность 2м. Под риолитовой тефрой залегает другой слой базальтовой тефры, но его подошва не обнажена. Предполагается, что слой риолитовой тефры является первым отложением, но подошва слоя не содержит глины, найденных на участке 1. Самые большие обломки у кровли слоя представлены пемзовыми глыбами 60-90см.



Рис. 8. Изолированный остаток риолитовой пемзы 10 тысячелетнего возраста в блоке Норзурфьёлл. Участок 1. Круглый останец белой пемзы в центре рисунка не спутаешь с окружающими пятнами снега неправильной формы. Размеры останца риолитовой пемзы 8 x 12м, залегает на слоистой, рыхлой фреатомагматической базальтовой тефре.

Участок 3. На северных склонах блока Норзурфьёлл были найдены 25 см отложения риолитовой тефры. Максимальный размер обломков составляет 5 см, при отсутствии систематического распределения обломков по размерам внутри слоя. Место залегания представляет собой крутой склон и материал под слоем тефры и над ним сложен склоновой осыпью. Отложения считаются вторичными.

Участок 4. На западном крае кальдеры Аскья ограничительный разлом рассекает правильно слоистую, уплотненную базальтовую тефру (рис. 9) Риолитовая тефра образует сэндвичевый прослой между слоями тонкообломочной, хорошо сортированной базальтовой тефры, наклоненными под 35° (рис. 10). Мощность её составляет 2.6м и максимальные размеры обломков 5-6см. Общая наблюдаемая мощность сцементированной базальтовой тефры составляет примерно 20м, но подошва горизонта покрыта каменной осыпью, а кровля существенно эродирована. Этот участок находится на западном ответвлении рифтовой системы, проходящей через блок Вестурфьёлл и литификация (палагонитизация) базальтовой тефры, по-видимому была обусловлена локальным повышением теплового потока, так как та же тефра в других местах не сцементирована.

Участок 5. Этот участок представляет собой хребет гиадокластитов на южном склоне блока Торвалдсфьялл. Гребень хребта сложен базальтовой пиллоу лавой и его самая возвышенная точка представляет собой небольшое, сильно эродированное кольцо тефры. Несколькими метрами ниже гребня хребта 10 сантиметровый слой осадков, отложенных в воде, образует горизонт между потоками в пиллоу лаве. Этот осадок, вероятно, отложившийся во время короткого периода затишья в извержениях, содержит до 30% обломков кислой пемзы в матрице тонко зернистых фрагментов базальтового стекла, образованных из расщепленных корок пиллоу лав. Пиллоу лава. Покрывающая осадки, содержит включения пемзы. А пемза также была найдена в других кольцах базальтовой тефры на вершине хребта. Превышение гребней хребта составляют 1000м.

Участок 6. Тонкие (< 10 см) прерывистые отложения риолитовой пемзы были обнаружены в виде прослоев между плейстоценовыми и голоценовыми лавами кальдерного заполнения в обрывах, образованных северным граничным разломом кальдеры Аскья. Мощность слоя и неравномерность зернистости относительно рядом расположенных слоев позволяют предполагать их вторичное происхождение. Особенности течения голоценовых лав по поверхности показывают, что их кратеры располагались в стороне от обрыва граничного разлома и, следовательно, исчезли в кальдере Аскья.

Участок 7. На вершине второй ступени, образованной разломом в стороне от Дингюфьялладалур, взрывчатая трещина была образована на простирании разлома. Кратер покрывался мощным шлейфом рыхлых обломков, где сильно промерзшие большие обломки скопились на поверхности. Вторичные отложенные риолитовые тефры были найдены как раз под сильно промерзшим слоем.



рис. 9. Литифицированная фреатомагматическая базальтовая тефра в западной части края кальдеры Аскья, вид с юга. Эта тефровая единица располагается под риолитовой тефрой. Для масштаба – человек справа.



Рис. 10. На вершине скалы, показанной на рис. 9, вид с севера. 10-тысячелетняя тефра видна в виде широкой светлой полосы между слоями базальтовой тефры выше(справа) и ниже.

Предполагается, что на участках 1, 2 и 4, где риолитовая тефра является первично отложенной, она располагается между мощными слоями базальтовой тефры. Она имеет аналогичные характеристики, что и а выше и ниже риолитовой тефры во всех трех местах. Максимальные размеры обломков базальтовой тефры - менее 3 мм. В ней присутствует большая доля обломков менее 1 мм. Там, где она литифицирована, базальтовая тефра переслаивается с редкими структурами базисных волн. В результате эрозии невозможно реконструировать ареал распространения её но можно предполагать, что кратеры, выбросившие тефру располагались в вулкане Дингюфьёлл, т.е. в 5км от места отложения. Близость кратеров, сильная раздробленность и свидетельства многочисленности эксплозий позволяют предполагать фреатомагматический сюртцейский тип извержения, который мог достигать фреатоплинианских размеров. Резкие контакты между слоями базальтовой и риолитовой пемз создают впечатление быстрой последовательности событий. Отсутствие смешения между базальтовой и риолитовой тефрами указывает на наличие раздельных эруптивных каналов двух магм.

Удаленность местонахождения и корреляция известных слоев тефры.

Несколько мест расположения риолитовой пемзы, ранее неизвестного происхождения, были описаны на севере Исландии. Сейчас доказано, что они принадлежат Плинианскому извержению вулкана Аскья (возраст 10 тысяч лет) (название мест показано на рис. 1 а химические анализы приводятся в таблице1). В Гьястикки, в районе Крафла, в 100 км на север от Дингюфьёлл тефра залегает в нескольких местах (Sæmundsson 1991). Её мощность составляет примерно 10 см и сложена тонкозернистым пеплом в первичном залегании. Здесь она перекрывает структуры базальтового щита, которые находятся среди самых больших моногенных вулканических щитов, образовавшихся в этом районе в голоцене. На основании её позиций в профиле почв, относительно датированных слоев тефры, Sæmundsson (1991) предполагает возраст 10 тыс. лет. 15 см слой риолитового тонкого пепла находится в осадках поднятого берега (39 метров над уровнем моря) в Баккафлой, на северо-востоке Исландии, в 150 км от Дингюфьёлл (Norrdahl and Hjort 1993). Эти авторы нашли, что осадки отложились в период 10200 –9 700 лет до н.э. Систематический поиск этой тефры в других местах привел к новым открытиям её на севере, северо-востоке и востоке Исландии. В Вопнафьёрзур, к востоку от месторождения Баккафлой, 6 см слой тефры располагается вблизи подошвы почвенного разреза, который также содержит серии более молодых слоев голоценовой тефры. В Лауфаз

округа Ейяфьёрзур к северу от центра Дингюфьёлл слой риолитового тонкого пепла имеет мощность 11 см. Верхниебсм его представлены вторичными золовыми отразованиями. Самое западное место, где встречен тонкий риолитовый пепел, располагается в Скагафьёрзур, где его мощность составляет 2мм. Здесь предполагается, что тефра располагается в глубокой части почвенного разреза, но анализ её идентификации не проведен. Мощность тефры Дингюфьёлл на этих прибрежных местах позволяет предполагать, что тефра образовалась вдали от берегов Исландии. Примерный возраст 10 тысяч лет совпадает с верхней частью (или несколько выше) Пепловой Зоны 1 морских кернов Северной Атлантики (Björck et al. 1992; Lacasse et al. 1995). Пепловая Зона 1 сложена тефрой идентичной слою тефры именуемой по разному: Z-1, Ведде или тефра Скогар из вулкана Крафла в южной Исландии. В районе Крафла Sæmundsson (1991) определил этот слой тефры как самый старый слой тефры в районе, располагающийся под риолитовой тефрой из Дингюфьёлл. Grönvold et al. (1995) идентифицировали тефру Z-1 в Гренландии в керне льда, где она образовалась в 11,980±80 году до н.э. Радиоуглеродная датировка составляет 10,300 - 10,600 лет до н.э. Тефра аналогичного состава в тефре Дингюфьёлл не обнаружена в морской Пепловой Зоне 1.

Таблица 1.

Химические анализы ближней и удалённой тефры 10-тысячелетнего риолитового извержения из эталонных слоёв тефры для датирования и анализов риолитовой тефры извержения Аския 1875 года н.э.

	10-тысячелетнее извержение						Эталонная тефра				1875 год н.э.
	Ближние отложения			Удаленные отложения			8	9	10	11	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Na	10	6	10	4	5	9	5	6	4	5	14
SiO ₂	74.72	74.66	74.72	74.31	75.88	73.79	75.2	69.67	49.81	49.62	71.05
TiO ₂	0.29	0.30	0.29	0.37	0.33	0.30	0.3	0.29	2.90	3.01	0.88
Al ₂ O ₃	12.35	11.70	12.35	12.25	12.75	12.79	12.3	13.25	13.33	13.09	12.87
FeO _t	2.59	2.60	2.59	2.85	2.67	2.60	2.53	3.71	14.11	14.00	4.57
MnO	0.09	0.08	0.09	0.08	0.10	0.09	0.07	0.16	0.27	0.24	0.11
MgO	0.25	0.22	0.25	0.21	0.24	0.28	0.24	0.19	4.79	5.33	1.04
CaO	1.62	1.56	1.62	1.79	1.59	1.61	1.67	1.16	9.44	9.55	3.25
Na ₂ O	4.35	4.34	4.35	4.29	3.90	4.31	4.61	4.85	2.42	2.66	3.65
K ₂ O	2.54	2.55	2.54	2.48	2.22	2.56	2.51	2.92	0.37	0.33	2.19
P ₂ O ₅	0.06	0.06	0.06	0.08	0.10	0.05	0.03	0.07	0.46	0.46	0.23

Na номер усредненного микрозондового точечного анализа.

1. **участок 1** – блок Нопзурфьёлл, 2. **участок 4** – блок Вестурфьёлл 3. **участок 5** – блок Торвалдсфьёлл
 4. Ворнафьёрзур, 5. Лауфас, 6. Гьястикки, 7 Баццафлой (Björck et al. 1992),
 8 Ведде в Гьястикки, 9. Саскунарватн в Вопнафьёрзур, 10. Саскунарватн в Лауфас, 11. 1875 год н.э. риолит Аския

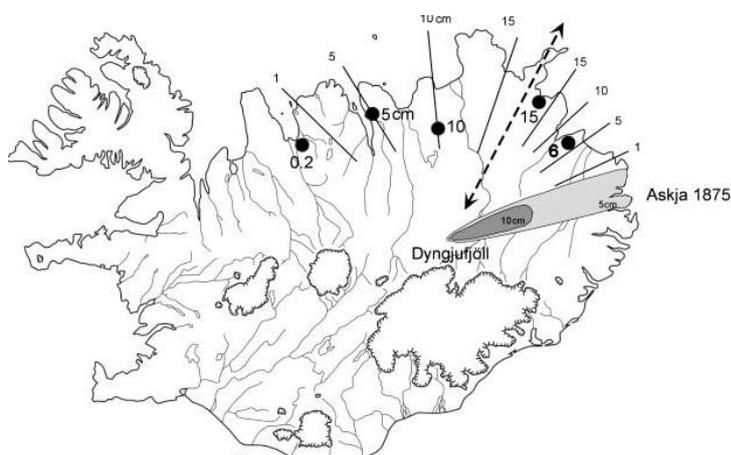


рис. 11 Распределение и мощность удаленных отложений тефры (сплошные кружки) 10 тысячелетнего Плинианского извержения риолитов. Пунктирные стрелки показывают предполагаемую ось рассеяния. Распределение тефры 1875 года Плинианского риолитового извержения в Дингюфьёлл (Sparks et al. 1981) показаны для сравнения.

Детальные описания тефры были получены по результатам бурения разреза озерных осадков на севере Исландии (Björck et al. 1992). Осадки представлены пятью разными слоями тефры и 10 дополнительными горизонтами, обогащенными тефрой. Среди разных слоев тефры находится тефра Z-1 (10,600 по ¹⁴C лет до н.э.) и Саскунарватнская базальтовая тефра (8,900 по ¹⁴C лет до н.э.). Тефра Саскунарватн, по-видимому, образованная в Ватнафьёкулл на юге Исландии, сопоставлялась с керном льда в Гренландии, где эта тефра образовалась в 10,180±60 году до н.э.(Grönvold et al. 1995). Почвенные профили в Ворнафьёрзур и Лауфас содержат тефру Саскунарватн,

залегающая выше тефры Дингюфьёлл. Соответственно, тефра Дингюфьёлл попадает между Z-1 и Саскунарватн, сопоставимые с возрастными 11,980±80 и 10,180±60 лет до н.э. в керне льда, или 10,600 и 8,900 по ^{14}C лет до н.э., соответственно. Тефра Дингюфьёлл не обнаружена в почвенных разрезах между побережьем и источником извержения в Дингюфьёлл. Слабая сохранность почв и покрытие из обширных лав возможно частично ответственны за это, но основная причина, вероятно, заключается в том, что извержение происходило в то время как большая часть высокогорья была ещё покрыта глечером, который отступил от побережья и низин.

Петрология.

Риолитовая тефра смешивается с литическими обломками измененных гиадокластитов и осколков свежее раздробленных базальтовых лав. Нет данных о смешивании базальтовой и риолитовой жидкостей. После очистки ближних пемзовых образцов под микроскопом, очень тонкозернистая темная обсидиановая пыль осталась тесно смешанной с тефрой. Чистые пробы этого вещества была выделена и определено, что оно имеет точно такой же состав, как и вспененная пемза. Кристаллитовые фазы не были обнаружены в пемзе и кристаллический концентрат из основной массы образца только содержал следы основного плагиоклаза из обломков пород. Пробы, взятые на большой площади и пробы, взятые из отдельных профилей в том же месте показали однородный химический состав без каких-либо признаков до эруптивных расслоенных по составу или зональных магматических тел (таблица 1). Заслуживает внимания характерные для риолитовой тефры очень низкие отношения изотопов кислорода ($\delta^{18}\text{O} = 0 - 1.5\%$), точно такие же, как $\delta^{18}\text{O}$ у риолитового расплава извергнутого 10 тысяч лет позже при извержении Аскья в 1875 году (Muehlenbachs et al. 1974; Sigvaldason 1979). Аргумент, объясняющий низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ отделением кислой жидкости рифтовых зон Исландии в результате плавления гидратированной базальтовой коры, широко обсуждался в литературе (Sigvaldason 1974; Óskarsson et al. 1982, 1985; Sigmarsson et al. 1991; Jónasson 1994; Gunnarsson et al. 1998).

Дискуссия.

Расположение эруптивных каналов и объём тефры.

Распределение удаленных отложений 10 тысячелетнего Плинианского извержения показывает, что главная ось рассеяния была направлена на ССв и самые большие обломки из небольших, сохраненных ближних отложений пемзы были найдены к северу от кальдеры Аскья. Соответственно, наиболее вероятное место локализации эруптивного канала раннего голоценового риолитового извержения находится в кальдере Аскья. Распределение и мощность удаленных отложений тефры приводит к возможности оценить объём выброшенного материала, а также к определению главной оси рассеяния тефры. Исследование мест расположения тефры, однако, дало слишком малую информации для реконструкции надежных карт изопакит. На рисунке 11 распределение тефры извержения Аскья в 1875 году сравнивается с распределением 10 тысячелетней тефры извержения Дингюфьёлл (Sparks et al. 1981), как предполагаемое по небольшому количеству удаленных залежей. Оценка мощности непосредственно не сопоставима, поскольку тефра 1875 года не уплотнена и оценки мощности более ранней тефры должны быть увеличены для компенсации уплотненности. Наземный покров в площади, протягивающейся от Аскья через определенные точки на 5 см изопаките на берегу (рис. 11), составила 13 800 км² сопоставляется с 2 900 км² для тефры 1875 Аскья. Общая оценка объёма тефры 1875 года составила 0.8 км³ (0.2 км³ DRE; Sparks et al. 1981). Допуская равномерное распределение массы на единицу площади и 20% уплотнение, то при пятикратной разнице площади покрова предполагается минимальный объём 10 тысячелетней тефры 1.15 км³.

Другим индикатором объёма является продолжительность Плинианской фазы извержения, как, например, выражается это в рассеянии тефрового сектора. Направление ветра во время извержения было с ЮЮЗ, обычно вызванного циклоном, расположен к югу между Гренландией и Исландией. Такие циклоны следуют с запада на восток в настоящее время, являясь причиной ветров, изменяющих направление с ЮЮЗ на В в пределах 24 часов. Тефровый сектор позволяет предполагать слабое смещение на восток пониженного атмосферного давления в Плинианскую фазу извержения, создававшего западную асимметрию в рассеянии тефры. Продолжительность Плинианской фазы, таким образом, возможно была менее 24 часов. Другие Плинианские риолитовые извержения в Исландии, такие как доисторические извержения Геклы, которые образовали слои тефры Н4 (4 500 лет до н.э.) и Н3 (2 900 лет до н.э.), продолжались достаточно долго, чтобы покрыть 2/3 страны, благодаря изменяющимся направлениям ветров, контролировавшимся проходящим циклонам. Удаление от вулкана Геклы (рис. 1) до границы 15 см изопакиты вдоль оси рассеяния составило 100 км в обоих извержениях Геклы (для сравнения тефра извержения Дингюфьёлл удалась на 200 км), но латеральное рассеяние тефры Геклы было значительно больше. Объёмы двух извержений Геклы оценивались до 1.8 и 2.2 км³ (плотного вещества), соответственно (Larsen and Thórarinnsson 1977), и объём Плинианского извержения Дингюфьёлл вероятно был меньше, чем обоих извержений Геклы. Предполагается, что объём Дингюфьёлл составил 1.5 км³ с предполагаемой

ошибкой 0.5 км³. Кальдера Аскья и проход Ёскьюоп являются обычными структурами, связанными с кальдерным обрушением, происходящим при извержении кислой тefры, предполагая нахождение на малой глубине магмы и обрушение хрупкой кровли магматического очага в освободившееся пространство очага. Lirman (1997), описывая большие пеплово-потоковые кальдеры, различает «структурные» кальдеры, которые являются синхронным опусканием по разломам, достигающим опустошенного магматического очага и «топографические» кальдеры, образовавшиеся в результате истечения масс вдоль стенок структурной депрессии. Эта терминология может полезно применяться при общем описании кальдер. Риолитовые пемзовые отложения, образованные 10 тысячелетним Плинианским извержением, были найдены в стенках ограничивающих разломов кальдеры Аскья. Следовательно, естественно, необходимо связать образование кальдеры Аскья с 10 тысячелетним риолитовым извержением. Однако, четыре особенности кальдеры Аскья предполагают более сложную историю её формирования.

1. ЮВ угол кальдеры представляет собой заливообразное вторжение в блок Торвалдсфьялл, который пересекает главный центр активности этого вулкана (рис. 2). Этот параболической формы изгиб недавно был занят вложенной кальдерой Ёскюватн. До образования этой структуры гиалокластитовые хребты с простирием 20° протягивались через заливообразную структуру и содержали большую часть этих образований и, следовательно, были самой возвышенной частью вулканического центра Дингюфьёлл. Следовательно, заливообразная структура является опусканием, которое, оказалось связанным с современной кальдерой Ёскюватн, которая образовалась после Плинианского извержения Аскья в 1875 году. Не существует топографических карт, которые описывают кальдеру Аскья и её окружение перед извержением 1875 года. Однако, ясно из детальных описаний ландшафтов, что заливообразная структура существовала до извержения 1875 года. (Anonymous 1875). Соответственно, кальдера Ёскюватн должна была образоваться в ранее существовавшей кальдере, которая была заполнена лавами до уровня дна кальдеры Аскья. Истечение масс после опускания 1875 года увеличило новые заметные обрывы особенно на юге и юго-востоке. Однако, к югу современное опускание Ёскюватн врезается в обрывы (рис. 12), которые значительно больше деградируют в результате истечения масс и, следовательно, древнее, чем крутые обрывы, образующие западный (рис. 9) и северный (рис. 5А) ограничительные разломы кальдеры Аскья.
2. Плейстоценовая кальдера в боке Норзурфьёлл заполнена лавами, которые должны были протягиваться на юг в пространство сейчас занятое кальдерой Аскья и проходом Ёскьюоп, где они подпруживали гиалокластиты блока Торвалдсфьялл (рис. 3, 4 5А). 40-50метровый обрыв северного ограничительного разлома кальдеры Аскья и прохода Ёскьюоп пересекает лавовоезаполнение. Эшелонированные разломы с простирием 300° не отвечают какой-нибудь простой модели кальдеры. По первому впечатлению предполагается, что относительное движение по разлому представляет собой опускание кальдеры Аскья и прохода Ёскьюоп. Однако, тектоника блока Норзурфьёлл с современными разломами и эруптивными трещинами по всему периметру (рис. 4, 5А, 6, 7) чётко свидетельствует о подъёме блока, как единого целого. Следовательно, по крайней мере, северный ограничительный разлом кальдеры Аскья по-видимому, мог образоваться в результате подъёма, который активизировал трансформный разлом с простирием 300°, протягивающийся через плейстоценовую кальдеру. Относительное движение по разлому, ограничивающий кальдеру Аскья, должно сопровождаться опусканием, но только одним подъёмом объясняется формирование прохода Ёскьюоп.



Рис. 12. Восточная граница кальдеры Аскья, вид с севера от дна заливообразной структуры в юго-восточном углу кальдеры. Ёскюватн слева. Вложенное кальдерное опускание Ёскюватн пересекает разрушенную границу предыдущего кальдерного опускания, образовавшегося после 10 тысячелетнего риолитового извержения.

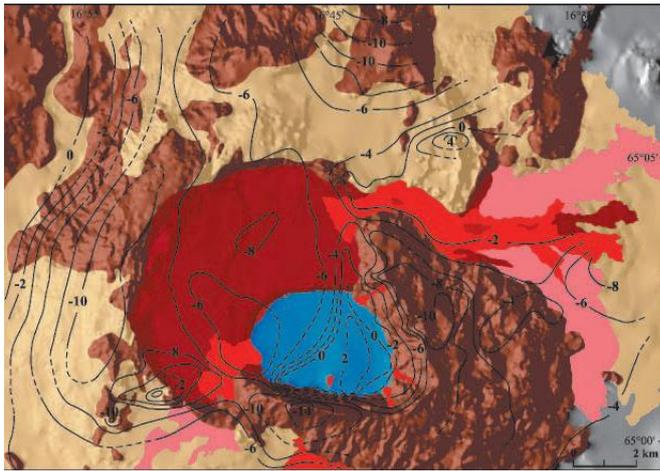


Рис. 13. гравитационные изолинии (в миллигалах) по Brown et al. (1991) спроектированные на цифровую карту рельефа вулканического центра Дингюфьёлл. Отмечается высокие положительные гравитационные значения над параболической заливообразной структурой в болке Торвалдсфьялл. Это интерпретируется как место 10 тысячетелного Плинианского извержения.

3. Строго линейный разлом, ограничивающий с запада кальдеру Аскья, вытянут вдоль высоко продуктивного эруптивного роя трещин с изменяющимся простирием примерно на 5° до 10° на полпути вдоль кальдерной границы (рис. 4, 5B). Рой трещин простирается за пределы кальдерной границы в обе стороны. Лава из трещин вдоль вершины кальдерного края растекалась вниз по западному склону блока Вестурфьёлл. Лавы из трещин, простиравшиеся вдоль кальдерного края внутри кальдеры Аскья, покрывали кальдерное дно и вытекали через проход Ёскьюоп (рис. 2). Продуктивный рой линейных трещин является обычной структурой на границе плиты, но они обычно не связаны с образованием кальдер. Образование ступенчатых разломов блока Вестерфьёлл и сравнение с данными подъёма болка Норзурфьёлл позволяют предполагать, что западный ограничительный разлом кальдеры может, в основном, являться следствием подъёма или сочетания подъёма и возможно некоторого прогиба опускания.

4. Гравиметрическая карта центра Дингюфьёлл Brown et al. (1991) не достаточна, чтобы идентифицировать аномалии обычно связанные с кислыми или базальтовыми кальдерами (рис. 13). Относительно окружающей равнины базальтовых лав (принятых за нолевую изолинию) доминирующие гиалокластиты центра Дингюфьёлл образуют отрицательную гравитационную аномалию. Сила тяжести внутри соответствующих блоков коры составляет 10 мгал для блоков Норзурфьёлл и вестурфьёлл, но достигает -14 мгал над блоком Торвалдсфьялл. Над дном кальдеры Аскья, сила тяжести составляет -6 до -8 мгал. Brown et al. (1991) интерпретирует гравиметрические результаты и указывает, что кальдера Аскья представляет собой лавовое заполнение между реконструируемыми хребтами гиалокластитов, образующим кальдерообразную структуру. Предполагается, что небольшие различия силы тяжести между краями кальдеры и дном кальдеры требуют некоторого опускающегося прогиба. Подъём блоков коры вокруг кальдеры Аскья является возможной альтернативой. Заслуживает внимание особенность гравиметрической карты, представленная положительной аномалией силы тяжести $+2$ мгала над вложенной кальдерой Ёскюватн, которая окружена со всех сторон отрицательными значениями силы тяжести. Эта положительная гравитационная аномалия совпадает точно с параболической заливообразной структурой в блоке Торвалдсфьялл. Brown et al. (1991) предполагали, что положительная гравитационная аномалия над заливообразной структурой отражает интрузии даек по линии региональной системы трещин. Однако, для аномалия не характерны линейность и протяженность, которые можно было бы ожидать от протяженной субповерхностной системы даек. Наоборот, аномалия могла бы выражать мощную лавовую толщу, заполняющую кальдеру, которая образовалась в некоторых местах, как, например в 1875 году в кальдере Ёскюватн.

Выше приведенные данные, сочетаемые с интенсивностью тектонических и вулканических процессов, связанные с удалением ледников можно суммировать в модель формирования кальдеры Аскья. Разрушенная восточная граница (рис. 12) является видимым обрывом, ассоциируемым с опусканием, следовавшим после 10 тысячетелного риолитового извержения. Параболическая заливоподобная структура в болке Торвалдсфьялл, по-видимому, является местом локализации эруптивного канала. 10 тысячетелное извержение происходил, в то время как центр Дингюфьёлл был ещё покрыт маломощным глечером, где возникающие извержения формировали открытые районы. После полного удаления льда западная и северная границы кальдеры поднялись по линейным разломам, простирающимся в сторону трещинной системы и почти перпендикулярно трансформным разломам. На пересечении тектонических линеаментов на северо-западе и юго-западе (рис. 2), искривленные структуры создают почти кольцевую внешнюю границу кальдеры Аскья. Эта морфология свидетельствует, что происходит проседание, хотя гравиметрические исследования Brown et al. (1991) исключают какое-либо значительное опускание. Свидетельство подъёма можно наблюдать, как вовлечение в образование купола всего вулканического центра обусловленное высоким магматическим давлением во время периода изостатической отдачи земной коры. Прогибание могло быть связано с крупным оттоком базальтовых расплавов во время, в основном, последующего

подъёма. Если это справедливо, то базальтовый магматический резервуар был более обширным и поднялся на меньшие глубины, чем относительно малый магматический очаг, диагностируемый на 3 км глубине под центром кальдеры Аскья (Tryggvason 1989; Sturkell and Sigmundsson 2000).

Ход событий.

Пемзовые отложения 10 тысячелетнего риолитового извержения играли важную роль в качестве маркирующего горизонта во время главных тектонических и вулканических процессов, связанных с быстрой подъёмом коры после последнего оледенения. Извержение оказало относительно небольшое воздействие на процессы, которые сильно влияли на вулканическую топографию рифтовой зоны в Исландии, что проявилось в максимальной вулканической производительности на границе плейстоцена-голоцена (рис. 2) Ход событий, приведших к риолитовому извержению. Начался с изменения климата от полного оледенения до голоценовых температур. Историю можно разделить на два главных периода. Первый период времени таяния льда и быстрого подъёма земной коры. Второй период охватывает процесс, когда ледники исчезли, но подъём коры был ещё энергичный, хотя постепенно уменьшался. 10 тысячелетнее риолитовое извержение попадает в последнюю часть первого периода, когда ледники отступали от прибрежной зоны Исландии, но центральная часть страны ещё была покрыта тонким ледником. Риолитовая тефра легла между мощными слоями фреатомагматического базальтового пепла. Характерные черты базальтовых отложений свидетельствуют, что извержения происходили в водообильных условиях, когда вероятно, сами извержения создавали большую часть озёр, заполненных тальми водами. Форма и размеры озёр неясны, но пятнистое распределение фреатомагматических отложений позволяет предполагать наличие обширных ледников чередующихся с районами, на которых лед отсутствовал, там, где первичные отложения «in-situ» отлагались на земную поверхность. Между базальтовыми фазами активности риолитовая пемза извергалась из эруптивных каналов (канала) в центре блока Торвалдсфьялл. Полное стратиграфическое согласное залегание между фреатомагматической базальтовой тефрой и слоем риолитовой пемзы, возможно, свидетельствует, что риолитовое извержение было спровоцировано инъекцией высокотемпературного магматического расплава (Sparks et al. 1977). Однако, этот сценарий кажется маловероятным в отсутствие доказательства смешения двух расплавов. Высокая пористость, обычно характерная черта продуктов Плинианских риолитовых извержений, свидетельствует о высокой концентрации летучих компонентов, которые могли или не могли быть близки к насыщению в магматическом резервуаре. Триджеринговая модель предполагает, что риолитовое магматическое тело доводится до стадии обширного кипения в результате прохождения им точки пересыщения летучими компонентами. Это может происходить или в результате кристаллизации, или непосредственного увеличения концентрации летучих компонентов в остающемся расплаве или при непосредственно разогреве от внешнего источника, каким может быть внедряющаяся базальтовая магна. Третий вариант, наиболее подходящий для данного случая, обусловлен пересыщением летучими компонентами, по мере того, как таяние ледника уменьшает литостатическое давление над риолитовым магматическим очагом. Хотя доказательства, в основном, уничтожены лавами, заполнившими кальдеру Аскья и современной кальдеры Ёскюватн, параболическая заливоподобная структура в болке Торвалдсфьялл рассматривается в качестве наиболее вероятным районом размещения эруптивного канала 10 тысячелетнего риолитового извержения. Гравиметрическая карта Brown et al. (1991) свидетельствует, что район опускания, обусловленный извержением, был позже заполнен базальтовой лавой. Мощная толща лавового заполнения создает положительную аномалию силы тяжести, которая абсолютно контрастирует с отрицательной аномалией над остатком кальдеры Аскья. Первые судаяральные лавы стратиграфически тождественны затопленному блоку Норзурфьёлл из кратеров или трещин, которые сейчас погребены под лавами, покрывающими дно кальдеры Аскья. Тонкий прерывистый слой риолитовой пемзы (участок 6) находится под этими лавами. Это показывает, что трансформный разлом с простиранием 300°, формирующий северную границу кальдеры Аскья, не существовал до тех пор пока блоке Норзурфьёлл не освободился от льда.

Нет ясного стратиграфического аргумента, чтобы датировать образование западного пограничного разлома кальдеры. Цементация фреатомагматической базальтовой тефры ниже и выше риолитовой пемзы (участок 4) свидетельствует, что прошло некоторое время, перед тем как образовался пограничный разлом. Высокий тепловой поток по трещинной системе может объяснить цементацию в этом месте, тогда как фреатомагматическая тефра в других местах нецементирована. Литификация (цементация) фреатомагматической тефры Сюртсея 1963-67гг произошла в течение нескольких лет (Jakobsson and Mooge 1986). Процесс литификации зависит от силы теплового потока, а также от степени насыщенности водой и он не требует большого времени. Ещё другой индикатор временной разницы между 10 тысячелетним извержением и полным удалением ледника был найден во включениях риолитовой пемзы в пиллоу лавах, образованных на 1000 метровой абсолютной отметке на южных склонах блока Торвалдсфьялл (участок 7). Наиболее вероятным процессом приведшим к образованию хребта пиллоу является подледное, но внезапное извержение образование открытого озера талой воды. Это указывает на наличие мощного ледяного покрова некоторое время спустя после 10 тысячелетнего извержения. Эти наблюдения свидетельствуют, что некоторое значительное время прошло после риолитового извержения, пока была образована западная граница кальдеры. С подъёмом, который явился главной причиной формирования северной границы,

кажется вероятным, что он повлиял на западную границу примерно в то же время. С удалением ледника и обусловленного этим процессом продолжающегося интенсивного подъема коры большие лавовые потоки изливались из трещин на площади всего центра Дингюфьёлл. Вертикальные движения коры вызванные изостатическим всплыванием, очень усилились высоким магматическим давлением, оказывавшим влияние на струйную систему вулкана. Магма вытекала через разломы и трещины, формируя лавовые потоки, а также эксплозивные кратеры и эксплозивные трещины. Это избыточное давление, вероятно, было главной причиной подъема (куполообразования) центра в виде единого целого процесса и формирования прохода Ёскюоп. Огромные объемы изливающейся базальтовой магмы из резервуара под центром вулкана привели к прогибанию, обусловленному ранее существовавшей тектоникой и формированием искривленных структур в ЮЗ и СЗ частях, где пересекались поперечные линеаменты. Самая высокая продуктивность давал рой трещин блока Вестурфьёлл, лавы из которого втекали в долину Дингюфьялладалур, а также через проход Джонскард и в направлении на север центра Дингюфьёлл. Большая часть лав этого извержения вытекала из трещин в кальдере Аскья вдоль западной границы кальдеры. Эти лавы заполнили депрессию, образованную после 10 тысячелетнего извержения и изливались поверх кальдерообразного района сейчас ограниченного поднятыми границами с запада и севера, и, в конце концов, выходили через проход Ёскюоп. Первоначально эти лавы протягивались на расстояние, по меньшей мере, на 30 км, со значительным латеральным растеком (рис.2). Последующий основной импульс продуктивности проявился в продолжающемся истечении лав в проход Ёскюоп со снижением расхода в течение голоцена и постепенным снижением вулканической активности после максимального излияния магм.

Обобщение и выводы.

1. Центр Дингюфьёлл является плейстоценовым вулканом, где преимущественно продукты базальтовой магмы отлагались в виде гиалокластитов. Это тектонически сложная структура образована на двух рядах трещин с немного отличающимися простираниями. Система трансформных трещин пересекает два ряда трещин почти под прямыми углами. Тектоническая система делит центр на блоки с разной литологией. В результате подледных и подводных извержений базальтовых гиалокластитов образовалась высокая вулканическая структура и превышение её в дальнейшем было увеличено тектоническим поднятием.

2. Ледники достигали 1500-2000м мощности над центральной частью Исландии, обусловив 400-500 метровое опускание коры рифтовой зоны. Быстрое изменение климата явилось причиной таяния льда и изостатического подъема, который завершился примерно в течение 1000 лет после главного эпизода таяния ледника. Интенсивная вулканическая деятельность, совпадающая с тектоническим движением, положившему начало коровому подъёму, привело к отчетливому максимуму вулканической продуктивности достигающего 30 кратного превышения современной скорости продуктивности вулканов.

3. Снижение давления, связанное с таянием ледника, обусловило пересыщение летучими и Плинианское извержение риолитовой магмы под вулканическим центром Дингюфьёлл. Распределение риолитовой пемзы в удаленных местах вдоль северного и восточного побережья Исландии дает примерный возраст 10 тысяч лет при сравнении датированных слоев тефры из других центров. Этот возраст совпадает с периодом быстрого подъема коры и интенсивной вулканической деятельностью в рифтовых зонах всей Исландии.

4. Эруптивный канал риолитового извержения находился в блоке Торвалдсфьялл. Извержение образовало структурообрушение, которая сформировало заливообразную структуру в гористом блоке к юго-востоку от кальдеры Аскья. Поледующее заполнение лавами и обновленной кальдерное обрушение в том же месте уничтожили свидетельства наличия 10 тысячелетней кальдеры, за исключением восточной границы кальдеры Аскья, которая представляет собой остаток опускания, образованного 10 тысяч лет тому назад.

5. Кальдера Аскья является кальдероподобным бассейном (Brown et al. 1991), образовавшимся между тектонически ограниченным блоком коры, который был поднят совместно с образованием купола вулкана, формирование которого было обусловлено высоким магматическим давлением после последнего оледенения. Крупное извержение, сопровождавшееся излиянием базальтовой магмы из резервуаров под центром вулкана, привело к проседанию по ранее существовавшим тектоническим элементам, и образованию изогнутых структур (дуговых разломов) на пересечении линеаментов.

Ссылки

Anonymous (1875) Eldgospip, Ísafold 2: 35–37

Bemmelen RN van, Rutten MG (1955) Tablemountains of northern Iceland. EJ Brill, Leiden, pp 1–217

- Björck S, Ingólfsson Ó, Haflidason H, Hallsdóttir M, Anderson NJ (1992) Lake Torfadalsvatn: a high resolution record of the North Atlantic ash zone 1 and the last glacial-interglacial environmental changes in Iceland. *Boreas* 21:15–22
- Brown GC, Everett SP, Rymer H, McGarvie DW, Foster I (1991) New light on caldera evolution – Askja, Iceland. *Geology* 19:352–355
- Dansgaard W, Clausen HB, Gundestrup NS, Johnsen SJ, Rygner C (1985) Dating and climatic interpretation of two deep Greenland ice cores. *Geophys Monogr* 33:71–76
- Grönvold K, Óskarsson N, Johnsen SJ, Clausen HB, Hammer CU, Bond G, Bard E (1995) Ash layers in the Greenland GRIP core correlated with oceanic and land sediments. *EPSL* 135:149–155
- Gunnarsson B, Marsh BD, Taylor HP Jr (1998) Generation of Icelandic rhyolites: silicic lavas from the Torfajökull central volcano. *J. Volcanol Geotherm Res* 83:1–45
- Sigmundsson F (1991) Post-glacial rebound and asthenosphere viscosity in Iceland. *Geophys Res Lett* 18:1131–1134
- Sigurðsson H, Sparks SRJ (1978) Rifting episode in North Iceland in 1874–1875 and the eruptions of Askja and Sveinagjá. *Bull Volcanol* 41:149–167
- Sigurðsson H, Sparks SRJ (1981) Petrology of rhyolitic and mixed magma ejecta from the 1875 eruption of Askja, Iceland. *J Petrol* 22:41–84
- Sigvaldason GE (1968) Structure and products of subaquatic volcanoes in Iceland. *Contrib Mineral Petrol* 18:1–16
- Sigvaldason GE (1974) The petrology of Hekla and the origin of silicic rocks in Iceland. In: *The Eruption of Hekla 1947–1948*. *Soc Sci Islandica* 5(1):1–44
- Sigvaldason GE (1979) Rifting magmatic activity and interaction between acid and basic liquids. *Nord Volcanol Inst Rep* 7903
- Sigvaldason GE, Annertz K, Nilsson M (1992) Effect of glacier loading/deloading on volcanism: postglacial volcanic production rate of the Dyngjujökull area, central Iceland. *Bull Volcanol* 54:385–392
- Sparks SRJ, Sigurðsson H, Wilson L (1977) Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions. *Nature* 267:315–318
- Sparks SRJ, Wilson L, Sigurðsson H (1981) The pyroclastic deposit of the 1875 eruption of Askja, Iceland. *Philos Trans R Soc Lond* 299(1447):241–273
- Spethman H (1913) Islands grösster Vulkan. *Die Dyngjujökull mit der Askja*. Veit and Comp, Leipzig
- Sturkell E, Sigmundsson F (2000) Continuous deflation of the Askja caldera, Iceland, during the 1983–1998 noneruptive period. *J Geophys Res* 105:25671–25684
- Thórarinnson S (1944) Tefrokronologiska studier på Island. *Geogr Ann* 26:1–217
- Thoroddsen Th (1925) Die Geschichte der Isländischen Vulkane. *Kgl Danske Vidensk Selsk Skrifter* 8(9):1–458
- Thors K, Boulton GS (1991) Deltas, spits and littoral terraces associated with rising sea level: Late Quaternary examples from northern Iceland. *Mar Geol* 98:99–112
- Tryggvason E (1989) Ground deformation in Askja, Iceland: Its source and possible relation to the flow of the mantle plume. *J Volcanol Geotherm Res* 39:61–71
- Werner R, Schmincke H-U (1999) Englacial vs lacustrine origin of volcanic table mountains: evidence from Iceland. *Bull Volcanol* 60:335–354
- Werner R, Schmincke H-U, Sigvaldason GE (1996) A new model for the evolution of table mountains: volcanological and petrological evidence from Herpubreið and Herpubreiðartögl volcanoes (Iceland) *Geol Rundsch* 85:390–397
- Jakobsson SP, Moore JG (1986) Hydrothermal minerals and alteration rates at Surtsey Volcano, Iceland. *Geol Soc Am Bull* 97:648–659
- Johnstrup (1877) Om de i Aaret 1875 forefaldne vulkanske Udbrud paa Island. *Geogr Tidsskr* 1:50–66
- Jónasson K (1994) Rhyolite volcanism in the Krafla central volcano, north-east Iceland. *Bull Volcanol* 56:516–528
- Jónsson Ó (1945) Ódápahraun 1–3. In: *Icelandic*, Akureyri Lacasse C, Sigurðsson H, Johannesson H, Paterne M, Carey S (1995) Source of Ash Zone 1 in the North Atlantic. *Bull Volcanol* 57:18–32
- Larsen G, Thórarinnson S (1977) H4 and other acid Hekla tephra layers. *Jökull* 27:28–46
- Lipman PW (1997) Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bull Volcanol* 59:198–218
- Macdonald R, Sparks SRJ, Sigurðsson H, Matney DP, McGarvie DW, Smith RL (1987) The 1875 eruption of Askja volcano, Iceland: combined fractional crystallization and selective contamination in the generation of rhyolitic magma. *Mineral Mag* 51:183–20
- Muehlenbachs K, Anderson AT, Sigvaldason GE (1974) Low-TM180 basalts from Iceland. *Geochim Cosmochim Acta* 38:577–588
- Norrdahl H, Hjort C (1993) Lateglacial raised beaches and glacier recession in the Thistilfjörður-Bakkaflói area, Northeast Iceland. *Jökull* 43:33–44
- Óskarsson N, Sigvaldason GE, Steinthórsson S (1982) A dynamic model of rift zone petrogenesis and the regional petrology of Iceland. *J Petrol* 23:28–74

- Óskarsson N, Steinthórsson S, Sigvaldason GE (1985) Iceland geochemical anomaly: origin, volcanotectonics, chemical fractionation and isotope evolution of the crust. *J Geophys Res* 90:10011–10025
- Reck H (1910) Das vulkanische Horstgebirge Dyngjufjöll mit den Einbruchskalderen der Askja und des Knebelsees sowie dem Rudloffkrater in Zentralisland. Anhang Abh Kgl Preuss Akad Wissensch Berlin
- Sæmundsson K (1986) Subaerial volcanism in the western North Atlantic In: Vogt PR, Tucholke BE (eds) *The geology of North America, vol M. The western North Atlantic region*. Geol Soc Am
- Sæmundsson K (1991) The geology of the Krafla system (Jarþfraeði Kröflukerfisins). In: Garðarsson A, Einarsson A (eds) *Náttúra Mývatns. Hip íslenska náttúrufræðifélag, Reykjavík*, pp 25–95
- Sigmarsson O, Hemond C, Condomines M, Fourcade S, Óskarsson N (1991) Origin of silicic magma in Iceland revealed by Th isotopes. *Geology* 19:621–624