

Дешифрирование источников тепла после изменений подледных геотермальных районов Исландии

(Reynolds H.I., Guðmundsson M.T., Högnadóttir H. and Axelsson G. Deciphering the Heat Sources Behind Time-Variant Subglacial Geothermal Areas in Iceland// Proceedings World Geothermal Congress 2020+1)

Аннотация

Термические аномалии на поверхности Земли наблюдаются у вулканов по всему миру, но их обычно трудно определить количественно. Однако, там, где под ледниками возникают термические сигналы, образуются ледяные котлы (впадины на поверхности льда) за счет таяния основания ледника; лед действует как калориметр, который позволяет делать оценки теплового потока со значительной точностью. В этом исследовании изучаются источники тепла, изменяющиеся во времени подледниковой геотермальной активности. Постепенное обрушение подледниковой кальдеры Бардарбунга в 2014–2015 гг. привело к серьезным изменениям в геотермальной активности вокруг края кальдеры. Через несколько недель после начала обрушения значительно рост происходил в трех котлах на краях кальдеры, при этом в 2015–2017 гг. образовались четыре котла меньшего размера. Через пять лет после событий на Бардарбунга, некоторые котлы продолжают расти, а другие нет. Котлы достигли объемов между $1,0 \pm 0,2$ и 27 ± 3 млн м³. Обнаружено сходство между активностью в Бардарбунге и быстрыми изменениями геотермальной активности в Гримсвётн, также связанной с извержениями вулкана. Напротив, гораздо более долгосрочная геотермальная активность также наблюдалась на Гримсвётн и Скафтаркатлар, где уже более 80 лет работают два котла. Программой HYDROTHERM было выполнено численное моделирование оценки переноса тепла и массы в геотермальных системах, чтобы исследовать возможные сценарии для объяснения изменений геотермальной активности, наблюдаемой в различных временных масштабах. Было обнаружено, что неглубокие интрузии, связанные с высокой проницаемостью, значительно усиливают поверхностные тепловые сигналы. Температура окружающих коренных пород перед внедрением оказывает большое влияние на теплопередачу. Поверхность, где температурный режим, близкий к температуре кипения воды, обеспечивает эффективный теплообмен за счет образования паровых струй. Эта работа улучшает понимание как быстрых, так и масштабных изменений геотермальной энергии от года до десятилетия.

1. Введение

Термальные аномалии наблюдаются во многих местах Исландии в результате геотермальной и магматической активности и обычно трудно поддаются количественной оценке, поскольку измерение тепловых потоков от земли в атмосферу сопряжено с большими неопределенностями. Однако, когда эти тепловые сигналы возникают под ледниками, используется особая ситуация, когда вышележащий лед действует как калориметр (Sigvaldason, 1965; Björnsson, 1983; Guðmundsson et al., 2004; Jarosch and Guðmundsson, 2007; Reynolds et al., 2017) Это позволяет оценить тепловыделения, исходя из объема таяния льда за определенный период времени, и дает возможность для расчета поверхностного теплового потока с гораздо большей точностью, поскольку вся тепловая энергия расходуется на таяние льда (Jarosch and Guðmundsson, 2007; Jarosch et al., 2008). Подледниковые геотермальные поля проявляются в виде ледяных котлов (впадин на поверхности ледника), которые наблюдались на нескольких вулканах в Исландии, например. Мирдальйокудль, Эйяфьатлайокудль, Бардарбунга, Гримсвётн и Скафтаркатлар. Тепловые сигналы также наблюдаются на многих покрытых льдом вулканах по всему Миру (Major and Newhall, 1989). Известные примеры за пределами Исландии включает ледяные пещеры, наблюдаемые на горе Сент-Хеленс и горе Рейнир в США (Kiver and Mumma, 1971; Anderson et al., 1998; Zimbelman et al., 2000) и на горе Эребус в Антарктиде (Giggenbach, 1976). Несколько тепловых проявлений образовались на вулкане Редут, Аляска, перед извержением 2009 г., включая впадины ледяной поверхности, широко распространенные опускания и проколы, созданные паром (Bleick et al., 2013). Мониторинг геотермальной активности вулканов дает необходимое представление о связанных с ними вулканических и фреатических опасностях, а также о гидротермальных системах. Фумаролы, горячие источники и бурлящие грязевые бассейны характеризуют поверхностные проявления многих геотермальных районов (Hochstein and Bromley, 2001; 2005). Эта работа улучшает наше понимание краткосрочных и долгосрочных изменений в гидротермальных системах и то, как они могут быть связаны с движением магмы и свойствами коренных пород. Быстрое

таяние льда в геотермальных зонах часто приводит к *jökulhlaups*, которые представляют угрозу для инфраструктуры и влияют на сообщества, и поэтому изучение покрытых льдом геотермальных полей используются для оценки опасности (Gudmundsson et al., 2008; Edwards et al., 2015). В этой статье мы исследуем возможные источники тепла геотермальных проявлений, наблюдаемых после трех извержений вулкана Гримсвётн (1998, 2004 и 2011 гг.) и извержение Холухрауна в 2014-2015 гг., когда магма проявилась из-под центральной части вулкана Бардарбунга., вызвав постепенное обрушение кальдеры (Sigmundsson et al., 2015; Gudmundsson et al., 2016). Далее сравниваем энергию, высвобождаемую в результате геотермальной активности этих двух вулканов после недавних извержений вместе с тепловой энергией извержений.

2. Региональные позиции

2.1 Гримсвётн

Гримсвётн находится под центром Ватнайюкулла (рис. 1), недалеко от северной оконечности вулканической системы Гримсвётн, самой активной в Исландии в исторические времена (Larsen et al., 1998; Thordarson and Larsen 2007).

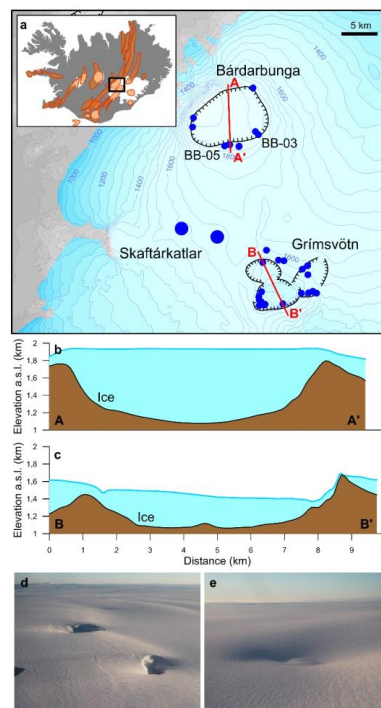


Рисунок 1: Ледяные котлы в Ватнайёкюдль. а) Карта северо-западной части Ватнайёкюдля с ледяными котлами, выделенными синим цветом круги. б) и с) – поперечные сечения кальдер Бардарбунга и Гримсвётн соответственно. Линии поперечных разрезов показано на а). Поверхность коренных пород из Бьорнссона и Эйнарссона (Vjörnsson and Einarsson, 1990). г) и д) и е) – фотографии ледяных котлов южного и западного края кальдеры Бардарбунга, соответственно, снято в ноябре 2018 г. Котлы в д) имеют ширину 100-150 м., а впадина на е) имеет диаметр 700-800 м.

Большинство извержений происходил из кальдеры в Гримсвётне, из которой за последние 100 лет произошли шесть извержений (Vjörnsson and Gudmundsson, 1993; Oddsson et al., 2012; Jude-Eton et al., 2012; Hreinsdóttir et al., 2014). Гримсвётн состоит из трех кальдер с частично подледным озером, расположенном в главной кальдере (Vjörnsson, Einarsson, 1990; Gudmundsson, Milsom, 1997). Талые воды из района Гримсвётн собирается в озере и периодически выпускается в виде йёкульхлаупа. Гримсвётн является одним из самых активных геотермальных кальдер в Мире с устойчивой тепловой мощностью на протяжении столетий в диапазоне гигаватта ($\sim 2,4 \cdot 10^5$ ккал/с) (Vjörnsson, 1988). Геотермальная активность хорошо видна: вокруг краев кальдеры образуются ледяные котлы, а в обнаженной коренной породе и вокруг края открытых

частей озера. Геотермальная активность в Гримсвётне была предметом многих исследований. Сигвальдасон (Sigvaldason, 1965) опубликовал первые оценки теплоотдачи в Гримсвётне, за которыми последовали исследования Бьорнссона в 1974 и 1988 годах, а также подробный отчет о тепловой мощности между 1922 и 1991 годами была опубликована Бьорнссоном и Гудмундсоном (Björnsson and Gudmundsson, 1993). Годовые изменения тепловых потерь за восемнадцать лет между 1998 и 2016 годами, период, в течение которого в кальдере Гримсвётн произошло три извержения, как сообщили Reynolds et al (2018).

2.2 Бардарбунга

Бардарбунга — подледниковый центральный вулкан, расположенный на северо-западе Ватнайёкютля (рис. 1). Он является частью Бардарбунга-Вейдивётнской вулканической системы, на которой произошло более 20 известных извержений за последние 1200 лет (Larsen et al., 1998; Óladottir et al., 2011). Он имеет большую кальдеру площадью около 65 км² покрытую льдом мощностью 700–800 м в самом глубоком месте (Björnsson and Einarsson, 1990). Последнее трещинное извержение Бардарбунга произошло в 2014–2015 годах, которое длилось 6 месяцев и излило около 1,5 км³ лавы из эруптивного канала Холухраун (Sigmundsson et al., 2015; Pedersen et al., 2017; Gudmundsson, Reynolds et al. 3 и др., 2016). Извержению Бардарбунга-Холухраун в 2014–2015 годах предшествовала повышенная сейсмическая активность в пределах кальдеры Бардарбунга, начиная с 16 августа 2014 г. Во время извержения в кальдере Бардарбунга наблюдалось проседание льда, без каких-либо данных о таянии подошвы, представляющего медленное обрушение кальдеры (Gudmundsson et al., 2016). Тепловая мощность ранее существовавших второстепенных подледниковые геотермальные площадок на краю кальдеры увеличилась после начала сейсмической активности, и годы спустя. Эти котлы были активны как минимум 6 месяцев, а некоторые остаются активными. Ледяные котлы были замечены на кромках кальдеры Бардарбунга до события 2014–2015 гг., как в западной, так и в юго-восточной частях кромки кальдеры. Западный котел поддерживается в течение десятилетий и генерирует геотермальную энергию (Eiríksdóttir, 2012). Юго-восточные котлы образовались после извержения Гьяльп в 1996 г. (Gudmundsson et al., 2004). Они могли образоваться из-за незначительной подледниковой эруптивной активности (Kristmannsdóttir et al., 1999). За 18 лет между извержением Гьяльпа в 1996 г. и активностью в Холухрауне в 2014 году, геотермальная активность в этом месте была прерывистой, в неглубоком котле, наблюдавшаяся несколько лет, и отсутствовала в других.

3. Методы

Ледяные котлы представляют собой неглубокие впадины, образующиеся на поверхности ледника в результате таяния подошвы ледника, как проявление теплового потока снизу (Björnsson 1976; Jarosch and Gudmundsson, 2007); тающий лед действует как калориметр, позволяющий оценивать величину теплового потока. Источником тепла может быть либо подледниковое извержение, либо геотермальная активность. Наблюдается несколько видов термальных проявлений, причем важными факторами являются время возникновения, продолжительность и расположение образующихся котлов. Геотермально генерируемые котлы, как правило, действуют устойчиво в течение месяцев, лет или десятилетий. Поверхность льда в Гримсвётне картировалась ежегодно, в июне, преимущественно с использованием данных GPS (Reynolds et al., 2018). Ледяные котлы Бардарбунга картировались с помощью аэробортового радара. альтиметрического профилирования (Reynolds et al., 2019) и по спутниковым снимкам. Карты высот ледяной поверхности используются для расчета ледяного котла, объемы которых можно использовать для оценки тепловой энергии (Q), требуемой для образования, наблюдаемого котла, используя:

$$Q = (U + 1)\rho_i V_i L_i + \rho_i A b L_i$$

где U — коэффициент 23 % (Jarosch and Gudmundsson, 2007), используемый для поправки на приток льда в котлы, что приводит к недооценке таяния льда, если учитывается только видимое изменение объема; ρ_i — плотность льда, для которой используется 917 кг м⁻³; V_i — объем впадины (ледяного котла); а L_i — скрытая теплота плавления льда, для которого используется $3,34 \times 10^5$ Дж кг⁻¹. Второй член учитывает накопление льда на поверхности, где A — площадь вокруг ледяного котла, из которой ожидается, что лед будет течь в котел, b - накопление на поверхности в год (эквивалент воды) и составляет ~ 2 м/год для Бардарбунга. и в

среднем составляла ~1,35 м/год для Гримсвётна в период исследования (Björnsson and Pálsson, 2008; Pálsson et al., 2016). Предполагается, что лёд находится в точке таяния у основания ледника, и поэтому для повышения температуры льда до его таяния не требуется тепла в точке таяния. Возможный запас тепла, как в водоеме под ледником при температуре выше 0°C, также не рассматривается, но может быть показано, что такое тепло незначительно по сравнению с общей тепловой энергией, необходимой для таяния льда. Энергия, высвобождаемая в единицу времени у основания ледника в результате геотермальной активности, в этой статье называется геотермальной энергией. Следующее извержение вулкана, общая высвобождаемая энергия определяется путем интегрирования во времени вкладов отдельных котлов. Для вулканических извержений максимальная тепловая мощность продуктов извержения определяется по формуле:

$$E_e = M_e [L + C(T_i - T_f)]$$

Здесь M_e – общая изверженная масса, C – усредненная по температуре удельная теплоемкость извергнутого материала, T_i – магматическая температура (принимается равной 1130°C), а T_f – температура окружающей среды, в которой отлагается извергнутый материал. Используемое здесь значение $T_f = 0^\circ\text{C}$. Во время извержения Холухраун-Бардарбунга в 2014–2015 годах извергнутый материал представляет собой лаву, а скрытая теплота кристаллизации, также высвобождаемая, принята как $L = 4 \times 10^5$ Дж кг⁻¹ для базальта (Sphera et al., 2000). Для рассматриваемых здесь извержений в Гримсвётне продукты представляют собой тефру, поэтому кристаллизация не происходит, и L считается равным нулю.

4 Тепловые проявления

4.1 Бардарбунга

ВВ-03 расположен в районе известной предыдущей геотермальной активности и начал расти в течение месяца после начала повышенной сейсмической активности в Бардарбунге в августе 2014 г. (рис. 1). Он продолжал расти в течение нескольких лет после извержения, со спорадической и геотермальной активизацией. Котлы наблюдались на южном крае кальдеры в июле 2015 г. (включая ВВ-05; рис. 1), через пять месяцев после извержения. Максимальная геотермальная мощность 700-800 МВт, наблюдаемая в 2014 г. во время извержения, со вторым пиком в 2017 году

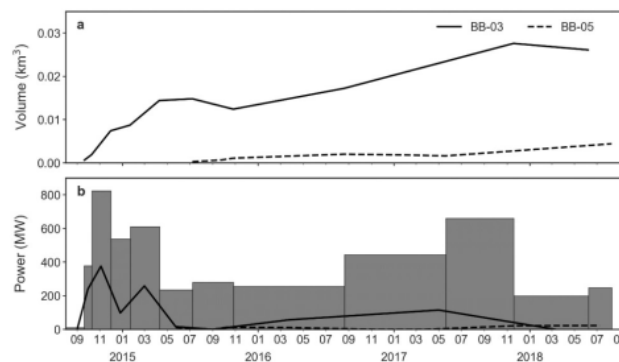


Рисунок 2: Формирование и рост ледяных котлов Бардарбунга с 2014 г. а) Объемы котлов Бардарбунга ВВ-03 и ВВ-05. б) Прямоугольники показывают общую геотермальную энергию котлов Бардарбунга сплошными и пунктирными линиями, показывающими геотермальную мощность на ВВ-03 и ВВ-05, соответственно. Изменено после Reynolds et al., 2019.

4.2 Гримсвётн

Геотермальные проявления после извержений вулкана Гримсвётн в 1998, 2004 и 2011 годах показан на рис. 3 (см. Reynolds et al. 2018, подробнее о данных). В извержения 1998 и 2011 гг. наблюдается увеличение геотермальной мощности в течение года и в следующем году, прежде чем она уменьшилась. Однако в годы, последовавшие за извержением 2004 г., наблюдался неуклонный рост геотермальной энергии.

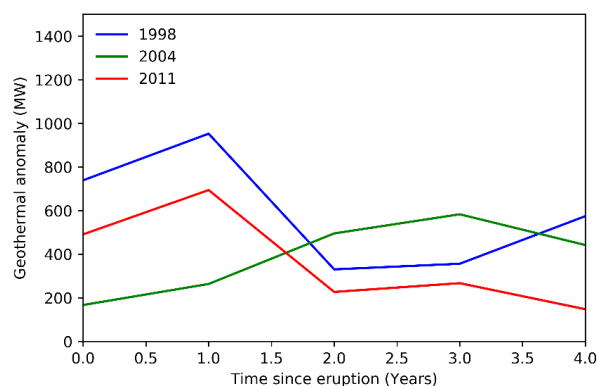


Рисунок 3: Изменения геотермальной энергии в Гримсвётне после извержений 1998, 2004 и 2011 годов.

4.3 Связь между размером извержения и геотермальной активностью

Максимальное тепловыделение изверженного материала сопоставимо с наблюдаемой геотермальной аномалией после извержения (рис. 4). Масса, извергающаяся при каждом извержении, соответствует Рейнольдсу и др. (Reynolds et al. 2018) и ссылки в нем. Используемые значения:

G1998: $8 \times 10^7 \text{ м}^3$ тefры или $1,0 \times 10^{11} \text{ кг}$ при плотности тefры 1190 кг м^{-3} тefры Гримсвётн (Oddsson et al., 2012).

G2004: $5,6 \times 10^{10} \text{ кг}$ (Oddsson et al., 2012)

G0211: $\sim 7 \times 10^8 \text{ м}^3$ тefры, или $\sim 8 \times 10^{11} \text{ кг}$.

Бардарбунга-Холухраун 2014-2015: $1,44 \times 10^9 \text{ м}^3$ лавы (Pedersen et al., 2017), $\sim 3,7 \times 10^{12} \text{ кг}$ при плотности лавы 2600 кг м^{-3} . График на рисунке 4 показывает, что, хотя энергия изверженной магмы варьируется в пределах двух порядков, диапазон в высвобождаемой геотермальной энергии изменяется только в 5 раз. Извержения Гримсвётна в 1998 и 2004 гг. ассоциировались с геотермальными аномалиями около половины тепла, излучаемого продуктами извержения, 55% и 44% соответственно, если принять верхнее значение геотермальной аномалия. Принимая во внимание, что гораздо более крупное извержение Гримсвётн в 2011 году имеет связанную с ним аномалию в 5% от излучаемого тепла. Извержение Бардарбунга-Холухраун произвело гораздо меньшие геотермальные проявления по сравнению с теплом, излучаемым продуктами извержения, всего лишь 0,3%.

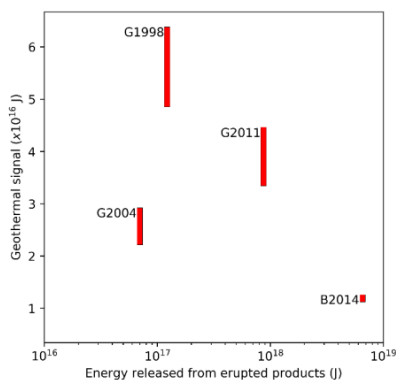


Рисунок 4: Геотермальная энергия, высвобождаемая в течение первых трех лет после извержения, по сравнению с общим количеством тепла, выделяемого изверженным материалом (тefра извержений Гримсвётн 1998, 2004 и 2011 годов, лава в случае Холухраун Бардарбунга 2014). Изолировать геотермальные сигналы, связанные с извержениями, непросто, поэтому это значение дается в виде диапазона, обозначенного прямоугольниками.

6. Обсуждение

Соотношение между теплом, выделяемым изверженным материалом, и связанными с ним геотермальными аномалиями значительно различается для меньших извержений Гримсвётн (1998 и 2004 гг.), извержения Гримсвётн 2011 г. и извержения Бардарбунга-Холухраун 2014–2015 гг. Меньшие извержения Гримсвотн имеют гораздо более мощную связанную геотермальную аномалию по сравнению с размером извержения. Это может указывать, что объем неглубоких интрузий, которые предположительно являются основным источником тепла для наблюдаемых аномалий в геотермальной энергии, изменяется значительно меньше, чем объем изверженного материала. С точки зрения изменения активности события в Бардарбунге гораздо более мощные, чем в Гримсвётне. Гримсвётн является очень активной геотермальной зоной, даже в периоды затишья извержений. Наоборот, только слабая геотермальная активность наблюдалась в Бардарбунге до события 2014–2015 гг. (Eiríksdóttir, 2012; Reynolds et al., 2019). Таким образом, активность Бардарбунга в первые годы после обрушения кальдеры напоминает деятельность Гримсвётна. Однако еще предстоит выяснить, насколько долгоживущей будет наблюдаемая в настоящее время геотермальная мощность Бардарбунга. Reynolds et al., 2019, используют HYDROTHERM, чтобы получить представление о поверхностных тепловых проявлениях, генерируемых неглубокими магматическими интрузиями. HYDROTHERM — это программа численного моделирования, доступная в USGS, которая моделирует многофазный поток грунтовых вод и перенос тепловой энергии при температурах до 1200°C (Hayba and Ingebritsen, 1997; Kipp et al., 2008). Они моделируют тепловой поток из неглубокой магматической интрузии в окружающую коренную породу, фокусируясь на поверхностном тепловом потоке. Мелкоглубинные внедрения в высоко проницаемые зоны было обнаружены, что вскоре генерировало поверхностное проявление. Температура кружающих коренных пород перед внедрением оказывала значительное влияние на теплопередачу на поверхность, при этом холодная порода оказывала буферный эффект, тогда как температурные условия, близкие к температуры кипения воды, обеспечивают гораздо более эффективную теплопередачу за счет образования паровых шлейфов (рис.5)

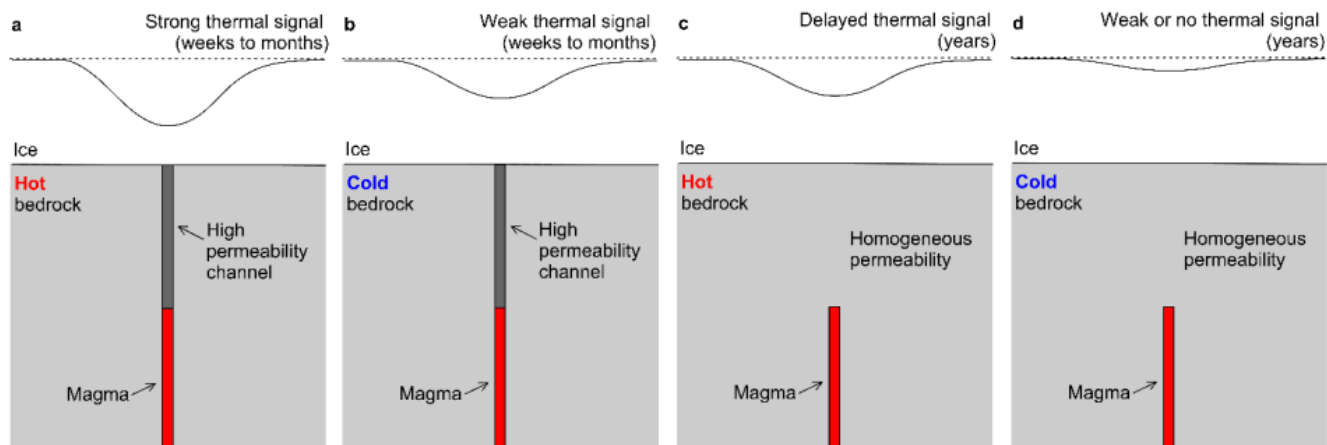


Рисунок 5: Схематические диаграммы формирования котлов при различных условиях, основанные на результатах Reynolds et al. (2019).

- Горячая порода с интрузией, встречающейся с высокопроницаемым каналом.
- Холодная коренная порода с интрузией, встречающейся с высоко проницаемым каналом.
- Горячая порода с внедрившейся в породу магмой с однородной проницаемостью.
- Холодная коренная порода с магмой, внедрившейся в породу с однородной проницаемостью. Тип проявления и время начала от вторжение до формирования котлов отмечено в верхней части диаграмм.

Геотермальные аномалии, установившиеся очень быстро после начала извержений (например, ВВ-01, ВВ-02, ВВ-03 и некоторые из котлов Гримсвётн; Reynolds et al., 2018; 2019) может быть результатом неглубоких интрузий в сочетании с высокой проницаемостью. Другие проявления, которые, по-видимому, связаны с эруптивной активностью, но с задержкой, могут также быть связаны с повышенной проницаемостью, но не непосредственно с поверхностью. Спорадические геотермальные проявления,

наблюдаемые на некоторых котлах, например, ВВ-03, возможно, связанных с «паровыми струями», которые могут образовываться в гидротермальных системах около интрузий (Reynolds et al., 2019). В отличие от геотермальных проявлений продолжительностью от нескольких месяцев до нескольких лет, наблюдаемых в Бардарбунге после извержения Холухрауна и Гримсвётна после недавних извержений, более длительные геотермальные проявления (десятилетия) также наблюдаются в Гримсвётне (Vjörnsson, 1988; Vjörnsson and Gudmundsson, 1993). Другим примером долгосрочной активности является Скафттаркатлар, два геотермально генерированных ледяных котла, расположенные в западной части ледяной покрова Ватнайёкюдль вне границ известных центральных вулканов (рис. 1). Они в настоящее время входят в число самых мощных геотермальных районов Исландии с их совокупной мощностью более 1 ГВт (240 000 ккал/с), увеличившихся на порядок величины за последние 80 лет (Gudmundsson et al., 2018). Извержений вулканов в этот период не наблюдалось, хотя их рост мог быть связан с усилением сейсмичности, наблюдавшимся после 1950 г. в этой части Ватнайёкулла (Brandsdóttir, 1984).

7. Заключение

Мы представляем серию термальных проявлений вулкана Бардарбунги после извержения 2014-2015 гг. и Гримсвётна после извержений 1998, 2004 и 2011 годов. Основные выводы:

- Увеличение геотермальной мощности наблюдается в год извержения и в последующие годы для извержения Гримсвётна 1998 и 2011 гг, прежде чем он уменьшится. В годы после извержения 2004 г. наблюдался неуклонный рост геотермальной энергии.
- После извержений Гримсвётна в 1998 и 2004 гг следовали геотермальные проявления примерно 50% тепла выделенного извергнутым материалом, а извержения Гримсвётна 2011 г. и Бардарбунга-Холухраун 2014 г. привели к соответствующим геотермальным проявлениям 5% и 0,3% тепла, излучаемого извергнутым материалом.
- Быстро формирующиеся ледяные котлы наблюдаются как в Бардарбунге, так и в Гримсвётне, связанные с извержениями вулканов. Вероятно, они образовались неглубокими интрузиями.

Ссылки

- Anderson CH, Behrens CJ, Floyd GA, Vining MR (1998) Crater Fim Caves of Mount St. Helens, Washington. *J Caves and Karst Stud* 60:44–50.
- Vjörnsson, H. (1976). Marginal and supraglacial lakes in Iceland. *Jökull*, 26, 40
- Vjörnsson, H. (1983). A natural calorimeter at Grímsvötn. *Jökull*, 33, 13-18.
- Vjörnsson, H. (1988). Hydrological characteristics of the drainage system beneath a surging glacier. *Nature*, 395(6704), 771.
- Vjörnsson, H., Einarsson, P. (1990). Volcanoes beneath Vatnajökull, Iceland: evidence from radio-echo sounding, earthquakes and jökulhlaups. *Jökull* 40:147–148.
- Vjörnsson, H., Gudmundsson, M.T. (1993). Variations in the thermal output of the subglacial Grímsvötn caldera, Iceland. *Geophys. Res. Lett.* 20, 2127–2130.
- Vjörnsson, H., & Pálsson, F. (2008). Icelandic glaciers. *Jökull*, 58(58), 365-386.
- Bleick, H.A., Coombs, M.L., Cervelli, P.F., Bull, K.F., Wessels, R.L., 2013. Volcano-ice interactions precursory to the 2009 eruption of redoubt volcano, Alaska. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 259, 373–388.
- Brandsdóttir, B., (1984). Seismic activity in Vatnajökull 1900-1982 with special reference to Skeiðarárhlaups, Skaftárhlaups and Vatnajökull eruptions. *Jökull*, 34, 141-150.
- Edwards, B.R., Gudmundsson, M.T., and Russell, J.K. (2015). Glaciovolcanism. In Sigurðsson H, Houghton B, McNutt S, Rymer H, Stix J, editors, *Encyclopedia of Volcanoes*, pp. 377– 393. Elsevier, Boston.
- Eiríksdóttir VS (2012) Þróun sigkatla í Bárðarbungu (Bachelor's thesis). Retrieved from <http://skemman.is/stream/get/1946/11961/30211/1/BS.pdf>.
- Giggenbach, W.F. (1976). Geothermal ice caves on Mt Erebus, Ross Island, Antarctica. *New Zeal J Geol Geophys* 19:365–372, doi:10.1080/00288306.1976.10423566.
- Gudmundsson, M.T., and Milsom, J. (1997). Gravity and magnetic studies of the subglacial Grímsvötn volcano, Iceland. Implications for crustal and thermal structure. *J Geophys Res* 102: 7691–7704.
- Gudmundsson, M.T., Sigmundsson, F., Vjörnsson, H., and Högnadóttir, Th. (2004). The 1996 eruption at Gjálp, Vatnajökull ice cap, Iceland: efficiency of heat transfer, ice deformation and subglacial water pressure. *Bull.*

Volcanol. 66 (1), 46–65.

- Gudmundsson, M.T., Högnadóttir, Þ., Kristinsson, A.D. and Guðbjörnsson, S. (2007). Geothermal activity in the subglacial Katla caldera, Iceland, 1999–2005, studied with radar altimetry. *Annals of Glaciology* 45: 66-72.
- Gudmundsson, M.T., Larsen, G., Höskuldsson, Á., and Gylfason, Á.G. (2008). Volcanic hazards in Iceland. *Jökull* 58:251–268.
- Gudmundsson, M.T., Jónsdóttir, K., Hooper, A. et al (2016). Gradual caldera collapse at Bárðarbunga volcano, Iceland, regulated by lateral magma outflow. *Science* 353:aaf8988. doi:10.1126/science.aaf8988
- Gudmundsson, M.T., Magnússon, E., Högnadóttir, Þ., Pálsson, F. and Rossi, C. (2018). Hættumat vegna jökulhlaupa í Skaftá.Skaftárkatlar – saga og þróun 1938-2018. (Hazard assessment due to jökulhlaups in river Skaftá, Skaftárkatlar, evolution history 1938-2018). Veðurstofa Íslands og Jarðvísindastofnun Háskólans, VÍ 2018-17, RH-16-2018. 62 pp.
- Hayba, D.O., and Ingebritsen, S.E. (1997). Multiphase groundwater flow near cooling plutons. *J Geophys Res* 102(B6): 12,235-12,252.
- Hochstein, M.P., and Bromley, C.J. (2001). Steam cloud characteristics and heat output of fumaroles. *Geothermics* 0:547–559
- Hochstein, M.P., and Bromley, C.J. (2005). Measurement of heat flux from steaming ground. *Geothermics* 34:133–160.
- Hreinsdóttir, S., Sigmundsson, F., Roberts, M.J., Björnsson, H., Grapenthin, R., Arason, P., Árnadóttir, T., Hólmjárn, J., Geirsson, H., Bennett, R.A., Gudmundsson, M.T., Oddsson, B., Ófeigsson, B.G., Villemin, T., Jónsson, T., Sturkell, E., Höskuldsson, Á., Larsen, G., Thordarson, T., and Óladóttir, B.A. (2014). Volcanic plume height correlated with magma pressure change at Grímsvötn Volcano, Iceland. *Nature Geoscience* 7:214–218, doi:10.1038/ngeo2044
- Jarosch, A.H., Gudmundsson, M.T. (2007). Numerical studies of ice flow over subglacial geothermal heat sources at Grímsvötn, Iceland, using full stokes equations. *J. Geophys. Res.* 112, F02008. <https://doi.org/10.1029/2006JF000540>.
- Jarosch, A.H., Gudmundsson, M.T., Högnadóttir, T., and Axelsson, G., (2008). Progressive cooling of the hyaloclastite ridge at Gjálp, Iceland, 1996–2005. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 170, 218–229.
- Jude-Eton, T.C., Thordarson, T., Gudmundsson, M.T., and Oddsson, B. (2012). Dynamics, stratigraphy and proximal dispersal of supraglacial tephra during the ice-confined 2004 eruption at Grímsvötn Volcano, Iceland. *Bull Volcanol* 74(5):1057–1082.
- Kipp, K.L., Hsieh, P.A., and Charlton, S.R. (2008). Guide to the revised ground-water flow and heat transport simulator: HYDROTHERM — Version 3: U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6–A25, 160 p.
- Kiver, E., and Mumma, M. (1971). Summit firn caves, Mount Rainier, Washington. *Science* 173:320–322.
- Kristmannsdóttir H, Björnsson A, Pálsson, S, Sveinbjörnsdóttir ÁE (1999) The Impact of the 1996 Subglacial Volcanic Eruption in Vatnajökull on the River Jökulsá Á Fjöllum, North Iceland. *J Volcanol Geotherm Res* 92(3–4): 359–72. doi:10.1016/S0377- 0273(99)00056-6.
- Larsen, G., Gudmundsson, M.T., and Björnsson, H. (1998). Eight centuries of periodic volcanism at the center of the Iceland hotspot revealed by glacier tephrostratigraphy. *Geology* 26:943– 946.
- Major, J.J., and Newhall, C.G. (1989). Snow and ice perturbation during historical volcanic-eruptions and the formation of lahars and floods – a global review. *Bull Volcanol* 52:1–27.
- Óladóttir BA, Larsen G Sigmarrsson O (2011) Holocene volcanic activity at Grímsvötn, Bárðarbunga and Kverkfjöll subglacial centres beneath Vatnajökull, Iceland. *Bull Volcanol* 73(9):1187–1208.
- Oddsson, B., Gudmundsson, M.T., Larsen, G., and Karlsdóttir, S. (2012). Monitoring of the plume from the basaltic phreatomagmatic 2004 Grímsvötn eruption—Application of weather radar and comparison with plume models. *Bull Volcanol* 74(6):1395–1407.
- Pálsson, F., Gunnarsson, A., Jónsson, Þ., Steinþórsson, S., Pálsson, H.S., 2016. Vatnajökull: Mass Balance, Meltwater Drainage and Surface Velocity of the Glacial Year 2014–15 (Landsvirkjun report).
- Pedersen GBM, Höskuldsson A, Dürig T, Thordarson T, Jónsdóttir I, Riishuus MS, Óskarsson BV, Dumont S, Magnusson E, Gudmundsson MT, Sigmundsson F, Drouin VJPB, Gallagher C, Askew R, Guðnason J, Moreland WM, Nikkola P, Reynolds HI, Schmith J (2017) Lava field evolution and emplacement dynamics of the 2014–2015 basaltic fissure eruption at Holuhraun, Iceland. *J Volcanol Geotherm Res.*

doi:10.1016/j.jvolgeores.2017.02.027

- Reynolds, H.I., Gudmundsson, M.T., Högnadóttir, Th., Magnússon, E., and Pálsson, F. (2017). Subglacial volcanic activity above a lateral dyke path during the 2014–2015 Bárðarbunga-Holuhraun rifting episode, Iceland. *Bull Volcanol* 79 (6), 38.
- Reynolds, H.I., Guðmundsson, M.T., Högnadóttir, Th., and Pálsson, F. (2018). Thermal power of Grímsvötn, Iceland, from 1998 to 2016: Quantifying the effects of volcanic activity and geothermal anomalies. *J Volcanol Geotherm Res.* 354: 184-193
- Reynolds, H.I., Gudmundsson, M.T., Högnadóttir, Þ., and Axelsson, G. (2019). Changes in geothermal activity at Bárðarbunga, Iceland, following the 2014–15 caldera collapse, investigated using geothermal system modelling. *J Geotherm Res: SR*. doi.org/10.1029/2018JB017290
- Sigmundsson F, Hooper A, Hreinsdóttir S, Vogfjörð KS, Ofeigsson BG, Heimisson ER, Dumont S, Parks M, Spaans K, Gudmundsson GB, Drouin V, Arnadóttir T, Jónsdóttir K, Gudmundsson MT, Högnadóttir Th, Fridriksdóttir HM, Hensch M, Einarsson P, Magnússon E, Samsonov S, Brandsdóttir B, White RS, Agustsdóttir Th, Greenfield T, Green RG, Hjartadóttir AR, Pedersen R, Bennett RA, Geirsson H, La Femina PC, Björnsson H, Pálsson F, Sturkell E, Bean CJ, Mollhoff M, Braiden AK, Eibl EPS (2015) Segmented lateral dyke growth in a rifting event at Bardarbunga volcanic system, Iceland. *Nature* 517(7533):191–195.
- Sigvaldason, G. (1965). The Grímsvötn thermal area. *Jökull*, 15, 125-128.
- Spera, F.J. (2000) Physical properties of magmas. In: Sigurdsson, H. (ed.) *Encyclopaedia of volcanoes*, Academic Press, 171-190.
- Thordarson, T., and Larsen, G. (2007). Volcanism in Iceland in historical time: Volcano types, eruption styles and eruptive history. *Journal of Geodynamics* 43(1):118–152.
- Zimbelman, D.R., Rye, R.O., and Landis, G.P. (2000). Fumaroles in ice caves on the summit of Mount Rainier—preliminary stable isotope, gas, and geochemical studies. *J Volcanol Geotherm Res* 97:457–473, doi: 10.1016/S0377-0273(99)00180-8.