

## Дайки, силлы, лакколиты и наклонные плиты в Исландии

(Gudmundsson A., Pasquarè F. A., Tibaldi A. Dykes, sills, laccoliths, and inclined sheets in Iceland// Physical Geology of Shallow Magmatic Systems. 2018, Pages 363-376)

### Резюме

Дайки и наклонные пластины чрезвычайно распространены в вулканических системах Исландии, как в ископаемых, так и в активных системах. До недавнего времени было известно сравнительно немного силлов и лакколитов, но недавние исследования показывают, что многие лакколиты встречаются в лавовых толщах и что силлы также очень распространены. Многие, а может быть, и большинство неглубоких магматических очагов в Исландии (включая лакколиты) развиваются из силлов, поэтому понимание условий образования силлов имеет большое вулканотектоническое значение. Некоторые из описанных здесь лакколитов являются кислыми, другие — основными, и их максимальная мощность достигает нескольких сотен метров. Они залегают на небольшой глубине (несколько сотен метров от поверхности) и предположительно действовали как недолговечные неглубокие магматические очаги. Большинство силлов в Исландии мафические. Самые крупные силлы достигают не менее 120 м в толщину и предположительно многокилометрового диаметра. Наклонные пластины и вертикальные дайки снабжают магмой практически все извержения в Исландии. Рои пластин приурочены к центральным вулканам (стратовулканам, кальдерам), тогда как региональные дайки встречаются за пределами центральных вулканов. Наиболее наклонные пластины инжектируются из неглубоких магматических очагов. Отдельные скопления наклонных пластин имеют форму круглой или слегка эллиптической формы в плане (с максимальным диаметром около 18 км), содержат до десятков тысяч пластин, вызванных растяжением земной коры до 80% (измерено в профиле, примерно перпендикулярном к среднему залеганию пласта), толщина пластин в основном <1 м и угол падения 30-60° в сторону неглубокого очага магмы. Напротив, рой региональных даек имеют сильно вытянутую (эллиптическую) форму в плане (с общей максимальной длиной 50 км и шириной 5-10 км), содержат сотни даек на уровне обнаженности, в основном субвертикальных и 2-6-метровой мощности. Недавние исследования показывают, что многие региональные дайки образовались в результате наклонного или вертикального течения магмы. Мы считаем, что, несмотря на значительный прогресс, у нас все еще нет надежных моделей для прогнозирования вероятных путей пластинчатых интрузий в периоды вулканической активности с прорывом магматических очагов.

### Введение

В Исландии много даек; десятки тысяч изучались более века, и их характеристики хорошо известны. Наклонные пластины были обнаружены позже, прежде всего в работах Уокера (Walker, 1974, 1975), и в настоящее время известно, что они очень распространены в центральных вулканах (стратовулканах и кальдерах). Однако до сравнительно недавнего времени в Исландии было известно немного лакколитов и силлов, и исследования показали, что эти интрузии встречаются гораздо чаще, чем предполагалось. Дайки встречаются в основном роями, тянущимися за пределы центральных вулканов, тогда как наклонные плиты в основном приурочены к центральным вулканам (рис. 1).

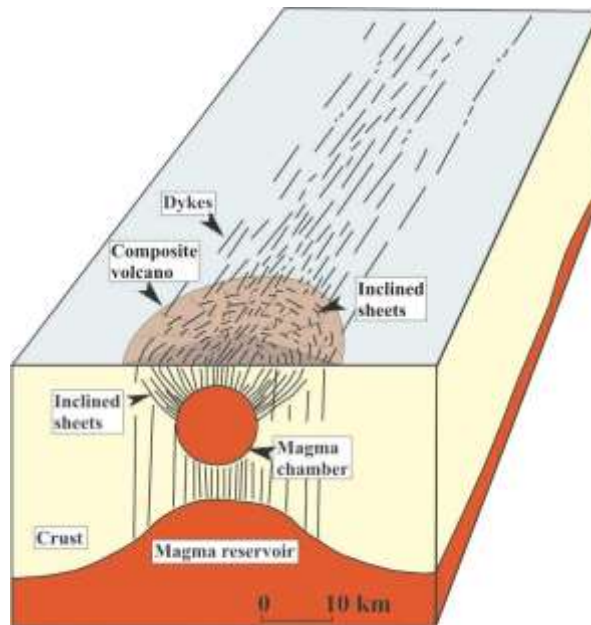


Рис. 1. Схематический вид внутренней структуры вулканических систем Исландии. С центральным вулканом (в данном случае составным вулканом) связан неглубокий магматический очаг, который, в свою очередь, питается магмой из глубинного магматического резервуара. Вполне вероятно, что многие, а возможно, и большинство региональных даек питаются из глубинных резервуаров, в то время как большинство или все наклонные пластины питаются магмой из неглубоких магматических очагов.

Дайки в основном контролируются региональным полем напряжений, связанным с расходящимися и распространяющимися границами плит, тогда как наклонные пластины в основном контролируются локальным полем напряжений, связанным с неглубокими магматическими очагами в земной коре, которые снабжают магмой в пластины и извержения вулканов. центральные вулканы. Силлы и лакколиты встречаются как внутри, так и снаружи центральных вулканов. Силлы и лакколиты являются потенциальными неглубокими магматическими очагами, и многие из них функционируют как таковые. Многие и, предположительно, большинство неглубоких магматических очагов (включая лакколиты) зарождаются из силлов (Gudmundsson, 2012a). Традиционно рои даек и пластов, в зависимости от возраста, называются третичными, плейстоценовыми и голоценовыми роями. Возраст самых старых пород в Исландии составляет около 15 млн лет, поэтому третичные рои в Исландии образовались в миоцене и плиоцене.

Основная цель данной статьи – обсудить и кратко описать все эти четыре типа интрузий, их структуру и механизм внедрения. Дайки в Исландии очень подробно рассматриваются в литературе (Walker, 1960, 1974; Gudmundsson, 1995; Paquet et al., 2007; Galindo and Gudmundsson, 2012), а также наклонные пласты, хотя и в меньшей степени (Walker, 1975; Gudmundsson, 1995; Klausen, 2004, 2006; Siler and Karson, 2009; Tibaldi et al., 2011). Напротив, лакколлитам и силлам в Исландии уделялось сравнительно мало внимания (Pasquarè and Tibaldi, 2007; Gudmundsson and Lotveit, 2012).

### Дайки

Региональные дайки расположены в роях, обычно около 50 км длины и 5-10 км ширины, вытянутых за пределы центральных вулканов (рис. 1). Региональные дайки в основном близки к вертикальным (рис. 2А) и в целом имеют одинаковое простирание (субпараллельное) в пределах каждого роя.

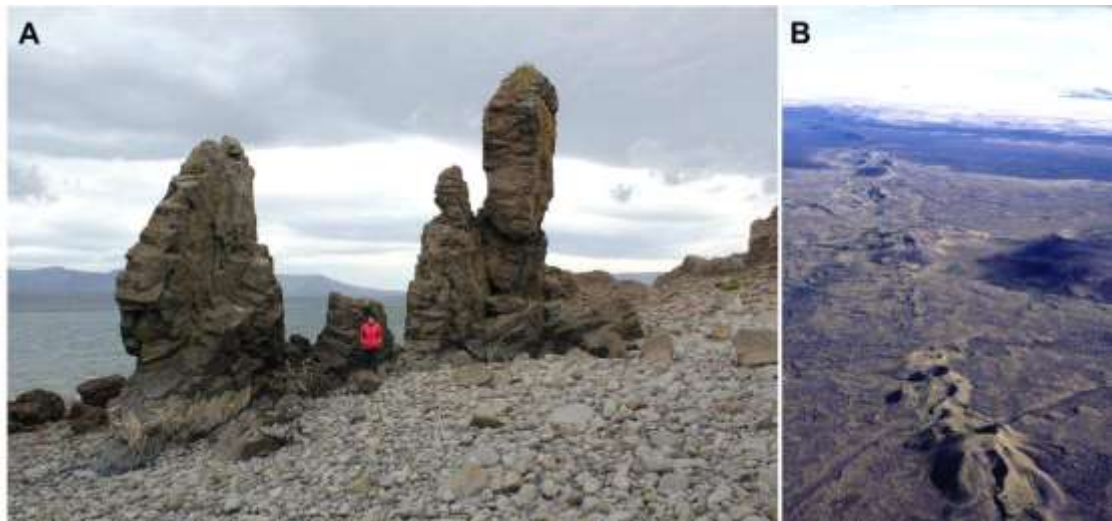


Рис. 2. Региональные дайки. А) Дайка на побережье на юго-западе Исландии, вид на северо-восток, простирание дамбы  $30^\circ$  северной широты, падение  $82^\circ$  западной долготы, мощность 3 м. В) Вид на северо-восток, часть 27-километрового (но сегментированного) ряда вулканических трещин/кратеров, образовавшегося во время извержения Лаки в 1783 г. н.э. на юге Исландии. Длина питающей дамбы должна была быть не менее 27 км.

В южной половине Исландии направление даек в основном северо-восточное, тогда как в северной половине страны направление даек в основном северо-северо-восточное, что аналогично общим направлениям активных вулканических систем (рис. 3). Изменение тектонической ориентации с севера на юг через Исландию отражает изменение направления океанских хребтов к северу и югу от острова; хребет Рейкьянес на юге имеет северо-восточное простирание, а хребет Колбейнси на севере простирается на северо-северо-восток (рис. 3).

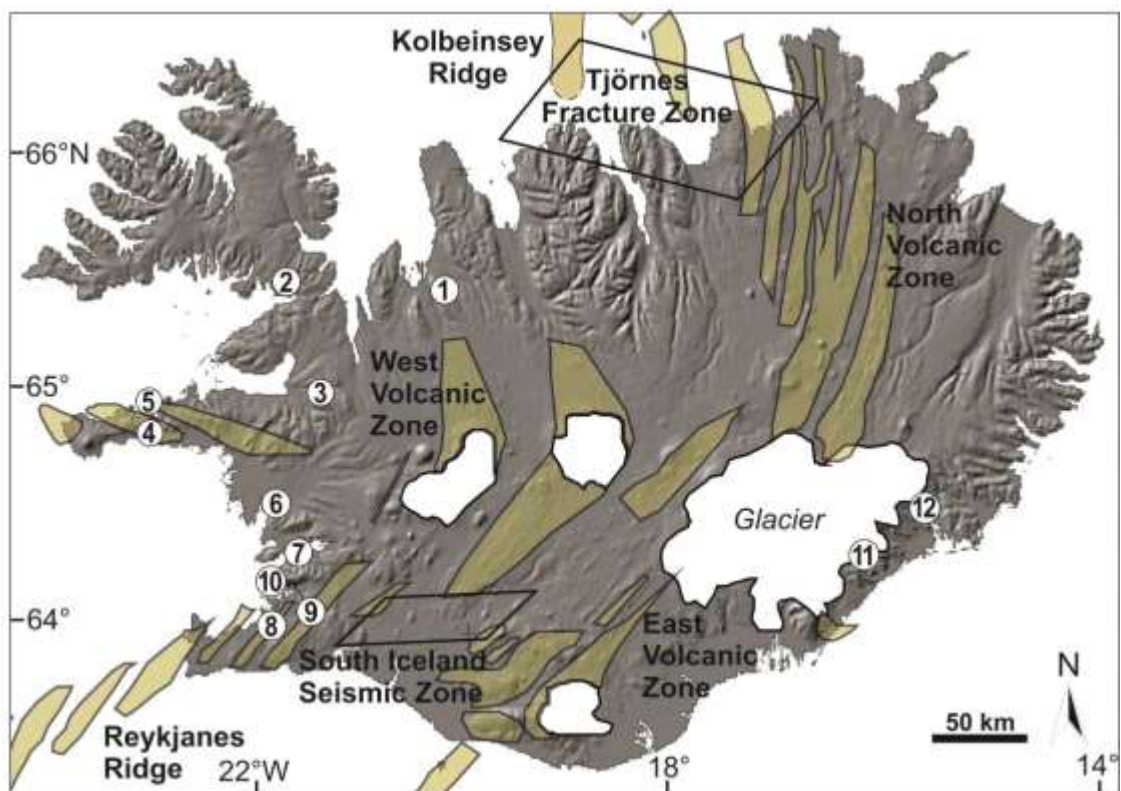


Рисунок 3. Вулканические зоны и системы, а также связанные с ними зоны трансформации (зона разлома Тьорнес и сейсмическая зона Южной Исландии) в Исландии. Простираение вулканических систем в северной части страны отражает простираение хребта Колбейнсей, тогда как в южной части страны — хребта Рейкьянес. Цифрами обозначены местоположения описанных в настоящей статье центрально-наклонных роев пластин и плутонов габбро: 1. Ватнсдалур, 2. Кроксфьордур, 3. Рейкьядалур, 4. Мидхирна-Люскард, 5. Колграффармули, 6. Тверфелл, 7. Стардалур, 8. Кьяларнес, 9. Хвальфьордур, 10. Хабнарфьялль, 11. Твэрартиндур, 12. Гейтафель.

Мощность даек варьируется от нескольких сантиметров до примерно 60 м. Мощные дайки в основном образуются в результате множественных инъекций магмы; отдельные инъекции часто можно распознать как «столбчатые ряды» (Gudmundsson, 1995). Наиболее распространенная (модовая) мощность даек в данном рое обычно составляет 1-2 м. Однако третичные (миоцен-плиоценовые) и плейстоценовые рои имеют разную среднюю мощность; третичные рои имеют среднюю мощность даек 4-6 м, тогда как плейстоценовые рои имеют среднюю мощность 1-2 м. Таким образом, в целом средняя мощность региональных даек в Исландии составляет 2-6 м. Некоторые третичные дайки прослеживаются по длине или размерам простираения до расстояний превышает 20 км, но общая длина неизвестна, поскольку один или оба латеральных конца обычно неопределены.

Вулканические трещины являются поверхностными проявлениями питающих даек (рис. 2В). Самая длинная (сегментированная) голоценовая вулканическая трещина в Исландии имеет длину около 65 км, а некоторые достигают десятков километров (Gudmundsson, 1995). Связанные питающие дамбы должны достигать, по крайней мере, одинаковой длины. Сообщается, что относительно небольшое количество питающих даек напрямую связано с их эруптивным материалом – это относится не только к Исландии, но и по всему Миру (Galindo and Gudmundsson, 2012). Одной из причин редкости сообщений о связях такого рода является отсутствие систематических исследований. Например, когда обнажение активных вулканов исключительно хорошее, как, например, в Миякедзима в Японии, тщательные исследования выявляют множество питающих даек, связанных с их эруптивным материалом (Geshi et al., 2010).

Большое внимание уделялось направлению распространения даек. Имеются убедительные доказательства того, что многие дайки распространяются по существу в латеральном направлении от неглубоких магматических очагов или каналов во многих крупных вулканических постройках, таких как Этна и Стромболи (Acocella and Neri, 2003; Acocella and Tibaldi, 2005). На самом деле, простые аналитические модели (Gudmundsson, 2011) предполагают, что при определенных условиях латеральное распространение даек может быть предпочтительнее (по сравнению с вертикальным распространением) на расстояния многих километров от центра источника или магматического очага.

Но такие дайки, как правило, маломощные, довольно эволюционированного состава и входят в состав общего пластового роя вулкана. В Исландии рои наклонных пластов имеют диаметр до 18 км. И даже если многие дайки могут в некоторой степени распространяться в латеральном направлении внутри пластового роя, все питающие каналы должны достичь поверхности и таким образом, распространяются по крайней мере частично вертикально.

На самом деле трещины в твердых телах обычно распространяются в разных направлениях (Pook, 2002; Sun and Jin, 2012), и то же самое должно относиться к дайкам и другим трещинам горных пород. Подробные исследования роев пластин также показывают, что многие из них можно проследить до ископаемых магматических очагов (плутонов), так что, как правило, не возникает сомнений относительно их источника и направления распространения (Gudmundsson, 2002; Klausen, 2004; Burchardt and Gudmundsson, 2009).

В то время как источники и направления распространения местных даек и наклонных пластов, таким образом, хорошо известны, это не относится к мощным, длинным и субвертикальным региональным дайкам. В связи с этим обсуждались две основные идеи: (1) дайки в основном инжектируются вертикально из резервуаров в нижней части коры или на границе коры и мантии; (2) дайки преимущественно внедряются латерально из неглубоких магматических очагов на глубине нескольких километров (Sigurdsson and Sparks, 1978; Paquet et al., 2007). Здесь предполагается, что боковое распространение относится к дайкам, которые в Исландии достигают десятков километров в длину, а в других районах (например, в Канаде) — сотен километров (например, Ernst et al., 2001).

Что касается Исландии, общие различия в химическом составе и объеме между типичными эруптивными материалами, связанными с питающими дайками внутри и снаружи центральных вулканов (извергнутые материалы за пределами вулканов, как правило, гораздо более примитивны по составу и имеют большие объемы) часто воспринимаются как показатель того, что региональные питающие дайки формируются не в результате бокового распространения из неглубоких магматических очагов (которые обычно содержат довольно развитые магмы), а скорее в результате преимущественно вертикального потока из глубинных резервуаров (Gudmundsson, 1990; Hartley and Thordarson, 2012, 2013). В последнее время в Исландии было проведено много исследований магнитной анизотропии, в которых основное внимание уделялось направлению течения магмы в региональных дайках. Все кинематические индикаторы для даек допускают несколько различную интерпретацию, при этом следует также отметить, что **направление течения магмы не обязательно отражает основное направление распространения трещин**. Последнее хорошо известно из образования вулканических трещин. Таким образом, вблизи поверхности поток магмы преимущественно вертикальный. Это следует из того, что поток должен достигать обычно плоской поверхности и образовывать вулканические трещины, конусы кратеров и другие структуры. В то же время вулкано-трещинное распространение обязательно преимущественно латеральное у поверхности. Таким образом, обычно латерально-распространяющиеся вулканические трещины направляют вертикально текущую магму на поверхность. Однако эти недавние результаты магнитной анизотропии указывают в первую очередь на наклон под углом 30-60° (Eriksson et al., 2011) или вертикальное течение магмы (Kissel et al., 2010). Что касается этих результатов, то они, как правило, подтверждают наклонное или вертикальное течение магмы, а не латеральный для региональных даек Исландии.

## **Силлы**

До недавнего времени о силлах редко сообщалось из Исландии. Однако исследования, проведенные авторами настоящей статьи за последнее десятилетие, показывают, что силлы распространены в Исландии. Они встречаются в третичных и плейстоценовых лавовых толщах, а также в зонах активного вулканизма (рис. 4). Силлы особенно распространены в плейстоценовых породах, отчасти из-за общих резких изменений механических свойств между слоями — изменений, которые способствуют изгибу даек в силлы (Gudmundsson, 2011; Gudmundsson and Lotveit, 2012). Резкие изменения такого типа происходят, например, там, где лавовые потоки или более ранние силлы чередуются с базальтовыми брекчиями, гиалокластитами.

Поскольку активные вулканические системы и центральные вулканы содержат многочисленные потоки лавы и слои гиалокластитов, образование силлов очень распространено во многих действующих вулканах. Примерами являются множество силлов вулкана Эйяфьятлайокудль в Южной Исландии (рис. 4А). Считается, что формирование подобных силлов произошло до извержений Эйяфьятлайокудль в 2010 г. (Sigmundsson et al., 2010; Gudmundsson et al., 2012; Tarasewicz et al., 2012). В некоторых из этих интерпретаций за десятилетие до извержений 2010 г. в Эйяфьядлайёкудль произошло много инъекций силлов, и предполагается, что некоторые силлы достигают латеральных размеров (диаметров) до 17 км (Sigmundsson et al., 2010).



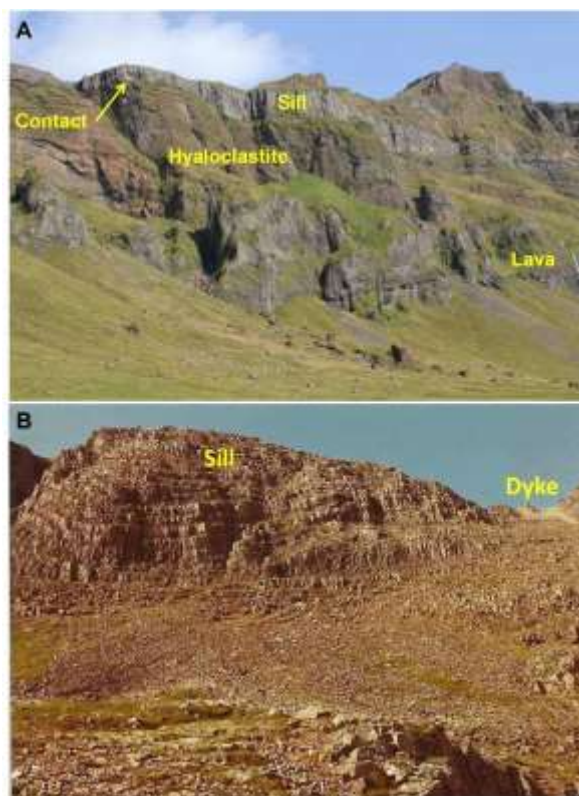


Рис. 4. Силлы. А) Базальтовые силлы, потоки лав, слои гиалокластитов и контакты на южных склонах вулкана Эйяфьятлайокудль. В) Вид на север, часть базальтового силла мощностью 120 м в Восточной Исландии. силл формировался путем многочисленных инъекций.

Внедрение силлов и направление распространения достаточно хорошо изучены в общих чертах. Силлы имеют тенденцию образовываться, когда дайки или наклонные пластины изгибаются вдоль неоднородностей, таких как контакты между разнородными слоями горных пород (Gudmundsson, 1990, 2011; Kavanagh et al., 2011). Однако детали формирования и распространения силлов изучены плохо. В частности, условия, при которых дайки изгибаются в силлы, все еще являются предметом интенсивных исследований. Кроме того, некоторые дайки двукратно изогнуты вдоль контактов при образовании силла, в то время как другие дайки изгибаются однократно; причины этих различий в распространении не совсем понятны. Кроме того, силлы демонстрируют множество различных конфигураций (Gudmundsson and Lotveit, 2012), происхождение которых все еще изучается и анализируется.

Наблюдённые силлы в Исландии имеют толщину от сантиметров до не менее 120 м (рис. 4Б). Было проделано немного систематической работы, чтобы проследить силлы латерально. Некоторые простираются на несколько километров (Gudmundsson, Lotveit, 2012), но их концы часто размыты, так что истинные размеры плохо известны. Обычное аспектное отношение сторон (латеральный размер/мощность) силлов на Фарерских островах составляет примерно от 167 до 500 (Hansen et al., 2011), что хорошо согласуется с прогнозами, основанными на простых аналитических трещинно-механических моделях (Gudmundsson and Lotveit, 2012). Исходя из этих соотношений, которые, вероятно, будут похожи с Исландией, многие из более мощных силлов в Исландии могут иметь диаметр в несколько километров.

Силлы важны сами по себе как один из трех основных типов пластовых интрузий. Но они также часто рассматриваются как первичные структуры, из которых развиваются неглубокие магматические очаги центральных вулканах (Gudmundsson, 1990, 2012a). Некоторые очаги развиваются в результате однократных инъекций силла, тогда как другие формируются постепенно в результате многих инъекций. Многие магматические очаги сохраняют свою силловую конфигурацию в течение всего времени существования связанного с ними центрального вулкана. Силлового типа очаги могут генерировать поля напряжений, которые способствуют образованию кальдер обрушения. Другие магматические очаги меняют свою форму по мере расширения и развития начального силла. К таким магматическим очагам относятся лакколиты.

#### Лакколиты

В Исландии много лакколитов, большая часть которых сложена кислыми породами. Самый известный

лакколит находится в Сандфелле в Восточной Исландии. Этот лакколит исключительно хорошо сохранился, часть кровли – нагромождение базальтовой лавы – все еще сохранилась (рис. 5А).

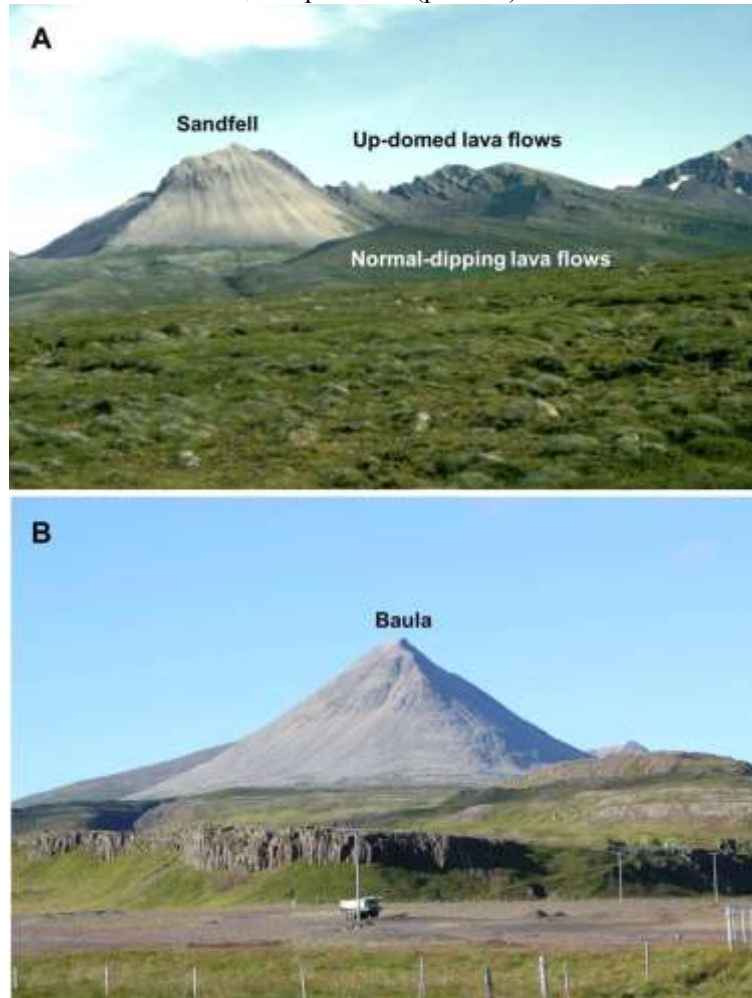


Рис. 5. Фельзитовые лакколиты в третичной лаве. А) Лакколит Сандфелл в Восточной Исландии. В Лакколит Баула в Западной Исландии.

Пики Сандфелл на высоте 743 м над уровнем моря. и во время размещения кровля лакколита находилась примерно в 500 м от поверхности вулканической системы, в которой он сформировался (Hawkes et al., 1933). Вероятно, какое-то время он действовал как неглубокий магматический очаг, как, по-видимому, и большинство неглубоких интрузий в Исландии.

Другой кислый лакколит – Баула в Западной Исландии (рис. 5В). Пик Баула находится на высоте около 934 м над уровнем моря и имеет оценочный возраст 3,5 млн лет (Johannesson, 1974). Груда лавы рядом с лакколитом имеет признаки изгиба вверх, но крыша не так хорошо сохранилась, как в лакколите Сандфелла. Баула и Сандфелл имеют толщину в несколько сотен метров и состоят из кислых пород.

В Исландии также есть некоторые основные (базальтовые) лакколиты. Возможно, лучше всего изучен основной лакколит в Стардалуре на юго-западе Исландии. Этот лакколит образовался в результате многократного внедрения пластов, достигает общей мощности около 200 м и расположен в середине роя наклонных пластов, связанные с вулканом Стардалур возрастом 1,8 млн лет (Pasquarè and Tibaldi, 2007). Таким образом, этот лакколит образуется примерно так же, как и мощные многоактные силлы (рис. 4В).

Основная концептуальная модель образования лакколита была предложена давно и механически проанализирована Поллардом и Джонсоном (Pollard and Johnson, 1973). Впоследствии было проведено много подобных анализов (McCaffrey and Petford, 1997; Rocchi et al., 2002; Bungler and Cruden, 2011; Michaut, 2011). Однако базовая модель остается прежней; изгиб упругой плиты земной коры, перезагрузка в результате магматического избыточного давления. Общая идея заключается в том, что лакколиты, как и многие другие плутоны (и магматические очаги), развиваются из силлов, а именно, когда силлы начинают наклонять покрывающую породу. Хотя эта общая

модель до сих пор используется в качестве основы для понимания образования лакколлитов, ясно, что упругий изгиб не может объяснить форму многих лакколлитов, в том числе в Исландии (рис. 5). Изгиб и подъем просто слишком велики, чтобы упругая деформация была правдоподобной. Образование разломов и пластическая деформация, вероятно, сыграли важную роль в формировании лакколлитов в Исландии.

### Наклонные пластины

Большинство наклонных пластов в Исландии организованы в рои с центральным падением, отходящие от области фокуса (Pasquarè and Tibaldi, 2007; Tibaldi et al., 2008). Центральное-падающая конфигурация пласта и симметричное расположение указывают на местоположение и глубину магматического очага (Tibaldi et al., 2011), хотя остаются неопределенности в отношении возможности реконструкции точной формы и размера неглубокого магматического очага (рис. 1 и 6).

Обнажения наклонных в центре роев пластин под эродированными вулканами обычно ограничены в поперечном/вертикальном простирании, при этом обнаруживаются различные конфигурации наклонных пластин, а также различные модели, предлагаемые для их объяснения. Эти модели включают: i) Изогнутые вниз (трубчатые) пластины с увеличивающимся падением ближе к магматическому источнику (рис. 6А) (Phillips, 1974); пластины отсутствуют в центральной части. ii) Изогнутые вверх (чашеобразные) пласты с уменьшающимся падением листа с глубиной под давлением магматического очага (рис. 6В) (Phillips, 1974); пласты отсутствуют в центральной части. iii) Радиальные плоские пласты от сферического магматического очага (рис. 6С) (Chadwick and Dieterich, 1995; Gudmundsson, 1998). iv) Плоско-параллельные пласты возникли из лопастного (силлоподобного) магматического очага (рис. 6D) (Gudmundsson, 1998; Tibaldi et al., 2011; Bistacchi et al., 2012). Здесь мы рассмотрим данные о наклонных пластах, собранные по всей Исландии (рис. 3) разными авторами, чтобы выделить общие черты и возможные факторы, контролирующие их размещение.

### Западная Исландия

На северо-западе Исландии рои наклонных пластин присутствуют в трех местах в районе Ватнсдалур (рис. 3) (Siler and Karson, 2009). Эти рои состоят из базальтовых пластин толщиной обычно <1,0 м, которые радиально падают внутрь под углом от 20 до 60°. Диаметр самого большого роя пластин составляет 16 км. Пластины имеют плоскую конфигурацию, и 3D-реконструкции на лучшем участке (Видидальсфьялль) показывают здесь два конусных пласта, фокусирующихся на высоте 1,0 км над уровнем моря и 5,0 км над уровнем моря соответственно. «Горячие линии скольжения», образовавшиеся во время внедрения, погружаются исключительно вниз в плоскости пластины, указывая на то, что приток магмы в них был снизу. Эти центрально наклоненные пластины связаны с крупными габброидными интрузиями и эродированными вулканами.

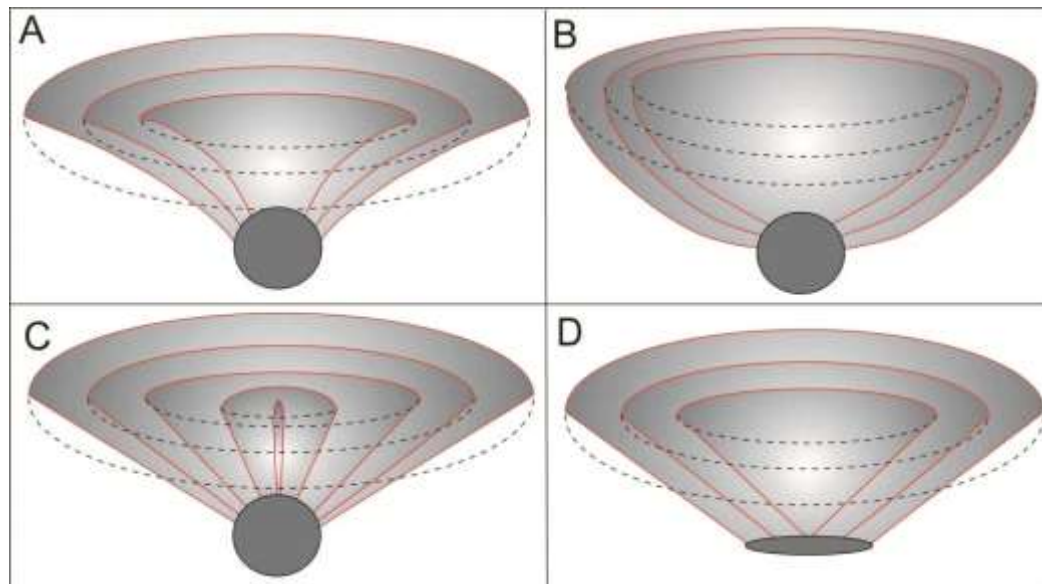


Рис. 6. Предполагаемая конфигурация роев центрально-наклонных пластов, образующихся в результате внутреннего избыточного магматического давления: А) радиальные плоские пласты от сферического магматического очага (по Chadwick and Dieterich, 1995; Gudmundsson, 1998); В) изогнутые вверх (чашеобразные) пласты сферического магматического очага (по Chadwick, Dieterich, 1995; Gudmundsson, 1998); С) изогнутые вниз (трубчатые) пластины силло-подобного магматического очага (по Phillips, 1974; Chadwick, Dieterich, 1995); D) плоскопараллельные пластины



от лакколит-подобного очага (по Bistacchi et al., 2012).

К юго-западу, в районе Кроксфьордура, расположен комплекс центрально-наклоненных пластин, приуроченных к депрессии (Hald et al., 1971) (рис. 3). Эти пласты прорывают базальные потоки лавы, брекчию и серию базальтовых пробок. Выше центра комплекса диаметром около 10 км конусообразные пластины почти отсутствуют. Отдельные пластины обычно имеют толщину <3 м, чаще всего 0,5-1,0 м. Покровный комплекс имеет постепенно уменьшающееся падение по мере удаления от центра. В этом районе тело габбро обнажается на площади около 1 км<sup>2</sup>, но наклонными пластинами оно не рассекается.

Южнее, в третичном вулкане Рейкьядалур, имеется рой центрально-наклонных пластин общим диаметром около 18 км (Gautneb, Gudmundsson, 1992) (рис. 3). Пластины имеют средний угол падения 45° и толщину 1,0 м. Местами пластины составляют почти 90% породы, а на профилях протяженностью 1—1,5 км — 5,8—7,9 %. Одна треть пластин порфиоровые, содержит до 50% вкрапленников плагиоклаза. Локальное поле магматических напряжений, связанное с неглубоким магматическим очагом, контролировало геометрию и, частично, мощность пластин на расстоянии 9 км от центра вулкана.

В самой западной части Исландии, на полуострове Снайфедльснес, который в основном состоит из третичных-четвертичных базальтов, есть три крупных интрузии, каждая из которых окружена роем пластин, наклонных в центре (рис. 3). Вдоль южного борта расположены интрузии габброидная Мидхырна и гранофировая Лисускард (Upton, Wright, 1961), а на северном берегу – интрузия габбро Колграфармули. Все они прорывают третичные базальтовые лавовые потоки. Интрузии Мидгирны и Лисускарда окружены и пронизаны двумя центрально падающими роями пластин (рис. 7) (Tibaldi et al., 2013); эти пластины не показывают постепенного изменения угла наклона по мере удаления от области фокуса, они прямолинейны в видимом разрезе, и с той же геометрией внедряются в основные интрузивные тела, а также в слоистые третичные лавы.

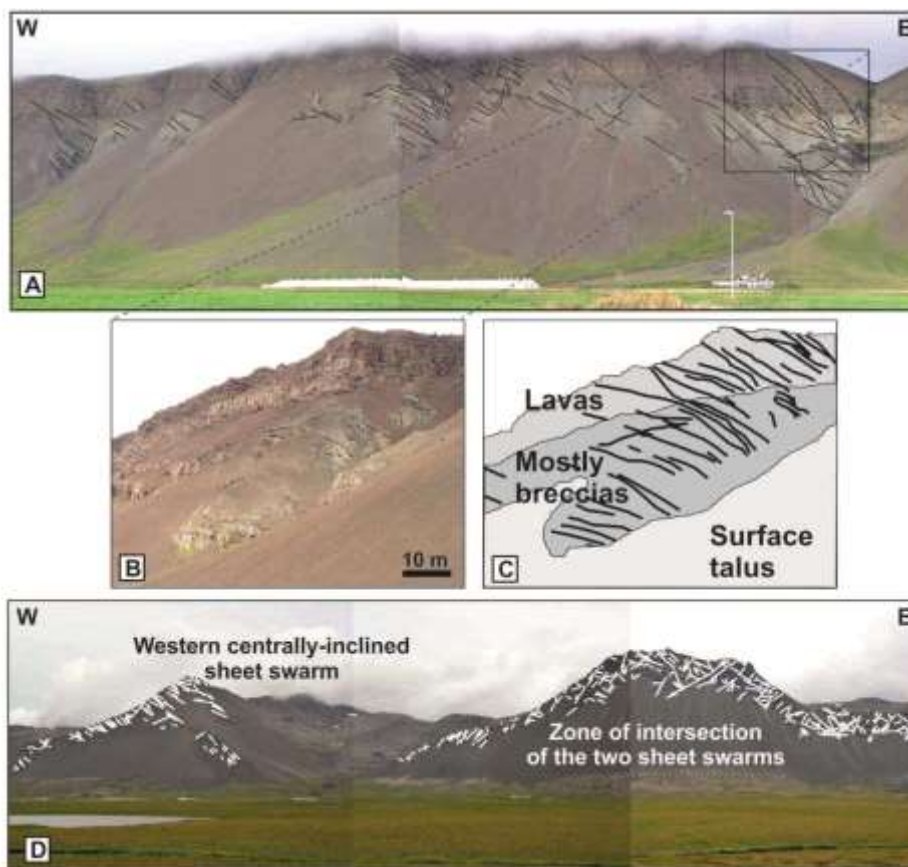


Рис. 7. Примеры роев пластин с наклоном в центре в двух разных местах в Западной Исландии. **А.** В Тверфелле, на юго-западе Исландии, пластины падают в сторону центра фокусной области. **В.** Детальное изображение пластин, вклинившихся в более раннюю эффузивную толщу. **С.** Интерпретация предыдущего изображения, показывающая лавы и брекчии, прорванные наклонными пластинами. **Д.** На полуострове Снафелльснес два разных роя сходятся к двум разным фокусным зонам. Отчетливо видны падающий на восток рой и область, где два роя



пересекаются друг с другом.

Диаметр обоих роев пластин составляет около 12 км, средняя толщина пластин составляет 0,63 м, а средний угол падения составляет 28° (Tibaldi et al., 2013), что меньше, чем у других роев в Исландии, средний угол падения которых составляет 34°. Габбро Колграфармули расположено рядом с центрально наклонным роем пластин (рис. 3), который соответствует вулканическому центру Сетберг (Sigurdsson, 1966). Эти пластины наклонены под углом 25-40° к очагу, глубина которого около 3 км под кальдерой, заполненной кислой брекчией и интрузией габбро. Судя по карте Сигурдссона (Sigurdsson, 1966), пластины прорезают и тело габбро. Диаметр роя пластин 11 км.

К югу гора Эсья имеет три центрально наклоненных роя пластин, которые внедрились в основном в почти изотропные отложения гиалокластитов (Pasquarè and Tibaldi, 2007; Tibaldi et al., 2008) (рис. 3). Эти пластовые рои внедрились во время образования поперечного разлома и в плане наблюдается их удлинение с востока на запад параллельно сдвигам и небольшое, но постепенное уменьшение наклона в стороны. Все они приурочены к диоритовым лакколлитам (Tibaldi, Pasquarè, 2008). На рое Тверфелл диаметром 8 км средняя мощность покрова 1,1 м, с углом падения 32°. В рое Стардалур диаметром 12 км пластины приурочены к кальдере, и имеют среднюю мощность 1,7 м и падение 35°. В Кьяларнесе диаметр роя пластин составляет 5 км.

У потухшего вулкана Хвальфьордур третичного возраста на юго-западе Исландии (рис. 3) простирание пластов распространяется по всему кругу с небольшим пиком в северо-восточном секторе, параллельно простиранию рифтовой зоны на юго-западе Исландии, в пределах которой сформировался рой (Gudmundsson, 1995). Падение пластин колеблется в пределах 5-90°. Распределение частоты падения имеет два пика при 70-90° и при 10-40°. Пластины имеют толщину от нескольких сантиметров до 14 м, наиболее распространенная толщина <0,5 м.

На юго-западе Исландии вулкан Хафнарфьялл возрастом 4–6 млн лет был изучен Gautneb et al. (1989), которые задокументировали центрально-наклонный рой пластин, который отклоняется от кругового распределения больше, чем другие рои в Исландии: в частности, пластины имеют преимущественно северо-восточное простирание, то есть параллельные Западной Вулканической Зоне северо-восточного простирания и частично контролируются соответствующим региональным полем напряжений.

### **Восточная Исландия**

Обнаженная внутренняя часть магматического центра Тверартиндур (рис. 3; Klausen, 2004) характеризуется плотным кольцевым роем центрально наклонных пластин. Изучение ориентации и мощности 745 мафических пластин позволяет предполагать чашеобразную и слегка веерообразную геометрию роя, расположенного над слегка уплощенным магматическим источником мощностью 4 км и объемом около 140 км<sup>3</sup>. Резкое уменьшение плотности пластин вдоль внутренней и внешней границ роя предполагает, что большинство пластин внедрились из более узкой области источника, чем расчетная мощность роя на поверхности - 2–3 км. Рой пластов маркируется соответствующим уменьшением (17°/км) от источника, что также отмечено для нескольких других подвергшихся эрозии центральных вулканов в Исландии, таких как Рейкьядалур (Gautneb and Gudmundsson, 1992) и Стардалур (Pasquarè and Tibaldi, 2007). Уменьшение средней мощности листа в рое на 0,1 м/км отражает сужение пластин вверх, в то время как относительно небольшое количество пластин толщиной менее 0,5 м в самой верхней части роя интерпретируется как отражение около поверхностными тепловыми потерями роя. более чем на треть всех пластин, внедрившихся из источника.

Вулкан Гейтафель возрастом 5-6 млн лет на юго-востоке Исландии (рис. 3) расположен в районе, отмеченном самой глубокой ледниковой эрозией в Исландии (2 км). Ледниковые долины прорезают центр вулкана и обнажают участки, доходящие до кровли нескольких массивов габбро, которые, в свою очередь, окружены густыми скоплениями наклонных пластов и остатков высокотемпературной геотермальной системы (Fridleifsson, 1983, 1984). 10 000 наклонных пластин базальтов обнажены в нескольких глубоких каньонах вблизи габбро. Бурхардт и Гудмундссон (Burchardt and Gudmundsson, 2009) предполагают, что рой пластин Гейтафетля, скорее всего, имеет чашеобразную форму (вогнутую вверх) и полевые исследования подтвердили, что большая часть пластин связана с габбро в регионе, предполагаемой верхней частью неглубоко расположенного магматического очага вулкана Гейтафель. Второй рой более молодых и более крутых наклонных пластин может представлять собой более поздний и более глубокий источник магмы, расположенный в нескольких сотнях метров к востоку, что может указывать на независимый импульс активности.

### **Обсуждение**

Полевые исследования даек, силлов, лакколлитов и наклонных плит улучшают наше понимание механизма их внедрения и общего переноса магмы в земной коре. В частности, поскольку почти все извержения питаются дайками или наклонными плитами, понимание того, как они распространяются к поверхности или, наоборот, останавливаются в некоторых слоях земной коры на глубине, имеет фундаментальное значение для интерпретации периодов вулканической активности и опасности в действующих вулканах и, в частности, геофизические и геохимические данные, полученные в результате мониторинга вулканов.

Как показано выше, детали механики распространения и пути формирования пластовых интрузий все еще плохо изучены и являются предметом интенсивных исследований. Для исландских интрузий достаточно ясно, что большинство наклонных пластов (включая связанные с ними локальные дайки) можно проследить до неглубоких магматических очагов, расположенных на глубине 1-5 км ниже поверхности вулкана во время формирования пласта. Из этих неглубоких магматических очагов пласты распространяются во всех направлениях, но те, что расположены над магматическими очагами, должны в значительной степени распространяться вверх и параллельно падению, эруптивных каналов. Для региональных даек результаты не столь ясны; некоторые данные позволяют предполагать в первую очередь латеральное течение магмы из неглубоких магматических очагов, тогда как другие данные указывают в основном на наклонное или вертикальное течение магмы из глубинных резервуаров.

Детали самих путей распространения, будь то латеральное течение, вертикальный поток или их сочетание, имеют фундаментальное значение для оценки опасности. Когда магматический очаг открывается и выбрасывает пластовую интрузию в период активизации, путь распространения и окончательная геометрия этой интрузии зависят от различных факторов. К ним относятся энергию пластичности, доступную для образования трещины (поверхностная энергия) и продвижение интрузии, локальные напряжения во вмещающей породе и реологические свойства магмы (Gudmundsson, 2012b; Tait and Taisne, 2013; Gonnermann and Manga, 2013). Когда вмещающая порода моделируется как однородное изотропное пластичное полупространство, как это часто бывает в некоторых исследованиях деформаций, основным ограничением скорости распространения интрузий является вязкость магмы (Spence and Turcotte, 1985; Lister and Kerr, 1991).

Вулканические зоны и, в частности, центральные вулканы (стратовулканы, кальдеры) характеризуются слоями, обычно имеющими самые разные свойства (рис. 4; Apani et al., 2005; Geshi et al., 2010). Таким образом, они аналогичны композиционным материалам, механические свойства которых обычно резко различаются между слоями. Основным фактором, определяющим распространение и остановку разрушения в композитных материалах, является изменение их механических свойств, особенно резкие изменения модуля Юнга между слоями, а также свойства контактов слоев или поверхностей раздела по отношению к свойствам соседних слоев (He and Hutchinson, 1989; Pook, 2002; Sun and Jin, 2011). На самом деле композитные материалы делаются прочными, то есть устойчивыми к распространению разрушения, за счет чередующихся слоев и контактов с самыми разными механическими свойствами.

Большинство остановившихся даек останавливаются на контактах между слоями (Gudmundsson, 2002). Точно так же большинство отклоненных даек изгибаются (обычно в силлы) в местах контактов (Gudmundsson, 2011a). Таким образом, ясно, что слоистость в вулканах оказывает большое влияние на пути распространения наклонных пластовых интрузий. Это хорошо известно из полевых исследований (Geshi et al., 2010), а также подразумевается при интерпретации геодезических и сейсмических исследований в периоды активности вулканов. Например, в 1990-х годах и еще раз в 2009 году, прежде чем произошли извержения по дайкам в 2010 году, было несколько эпизодов инъекций даек вулкана Эйяфьятлайокудль (Jakobsdottir, 2008; Sigmundsson et al., 2010). Более ранние дайки, по-видимому, остановились, предположительно, на контактах между механически разнородными породами (рис. 4А), и считается, что некоторые дайки изогнулись в силлы (Sigmundsson et al., 2010; Gudmundsson et al., 2012; Tarasewicz et al., 2012).

Хотя до извержений 2010 года Эйяфьятлайокудль очень хорошо мониторился, детали миграции даек, силлов и наклонных пластин, которые в конечном итоге привели к извержениям, плохо известны и изучены. Механическое расслоение является основным фактором, который в значительной степени контролирует пути интрузии пластов, включая их положение (и, следовательно, распространение в виде дайки, наклонной пластины или силла) и задержку (и, таким образом, они становятся питающими каналами извержений). Другим фактором является пластичная энергия, необходимая для распространения разрыва пластом (Gudmundsson, 2012b). **Хотя в последние годы обоим этим аспектам распространения покровных интрузий и движения магмы уделялось значительное внимание, механическая сложность многих вулканических зон и центральных вулканов означает, что необходимо провести много исследований, прежде чем будут созданы достаточно точные модели.**

## Ссылки

Acocella V, Neri M (2003) What makes flank eruptions? The 2001 Etna eruption and its possible triggering mechanism. *Bull Volcanol* 65: 517-529.

Acocella V, Tibaldi A (2005) [Dike propagation driven by volcano collapse: a general model tested at Stromboli, Italy](#). *Geophys Res Lett* 32, :L08308 doi:[10.1029/2004GL022248](#).

Apani T, Corazzato C, Cancelli A, Tibaldi A (2005) [Physical and mechanical properties of rock masses at Stromboli: a dataset for volcano instability evaluation](#). *B Eng Geol Environ* 64: 419-431.

Bistacchi A, Tibaldi A, Pasquare F.A, Rust D (2012) The association of cone-sheets and radial dykes: Data from the Isle of Skye (UK), numerical modelling, and implications for shallow magma chambers. *Earth Planet Sci Lett* 339-340: 46-56.

Bunger AP, Cruden AR (2011) Modeling the growth of laccoliths and large mafic sills: Role of magma body

forces. *J Geophys Res* 116: B02203.

Burchardt S, Gudmundsson A (2009) The infrastructure of Geitafell Volcano, Southeast Iceland, in *Studies in Volcanology: The Legacy of George Walker*, Spec. Publ. of IAVCEI, vol. 2, edited by T. Thordarson et al., pp. 349–370, Geol Soc, London.

Chadwick WW Jr, Dieterich JH (1995) Mechanical modelling of circumferential and radial dike intrusion on Galapagos volcanoes. *J Volcanol Geoth Res* 66: 37–52.

Ernst RE, Grosfils EB, Mege D (2001) Giant dike swarms: Earth, Venus and Mars. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 29: 489–534.

Eriksson PI, Riishuus MS, Sigmundsson F, Elming SA (2011) Magma flow directions inferred from field evidence and magnetic fabric studies of the Streitishvarf composite dike in east Iceland. *J Volcanol Geoth Res* 206: 30–45.

Fridleifsson GO (1983) Mineralogical evolution of a hydrothermal system, *GRC Trans* 7: 147–152.

Fridleifsson GO (1984) Mineralogical evolution of a hydrothermal system II. Heat sources-fluid interactions, *GRC Trans* 8: 1–5.

Galindo I, Gudmundsson A (2012) [Basaltic feeder dykes in rift zones: geometry, emplacement, and effusion rates.](#) *Nat Hazard Earth Sys* 12: 3683–3700.

Galland O, Planke S, Neumann ER, Malthe-Sorensen A (2009) Experimental modelling of shallow magma emplacement: Application to saucer-shaped intrusions: *Earth Planet Sci Lett* 277: 373–383.

Gautneb H, Gudmundsson A (1992) Effect of local and regional stress fields on sheet emplacement in West Iceland. *J Volcanol Geoth Res* 51: 339–356.

Gautneb H, Gudmundsson A, Oskarsson N (1989) Structure, petrochemistry, and evolution of a sheet swarm in an Icelandic central volcano. *Geol Mag* 126: 659–673.

Geshi N, Kusumoto S, Gudmundsson A (2010) [Geometric difference between non-feeder and feeder dikes.](#) *Geology* 38: 195–198.

Gonnermann HM, Manga M (2013) Dynamics of magma ascent in the volcanic conduit. In: Fagents, S.A., Gregg, T. K. P., Lopes, R.M.C. (Editors), *Modeling Volcanic Processes*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 55–84.

Gudmundsson A (1990) Emplacement of dykes, sills and crustal magma chambers at divergent plate boundaries. *Tectonophysics* 176: 257–275.

Gudmundsson A (1995) Infrastructure and mechanics of volcanic systems in Iceland. *J Volcanol Geoth Res* 64: 1–22.

Gudmundsson A (1998) Magma chambers modeled as cavities explain the formation of rift zone central volcanoes and their eruption and intrusion statistics. *J Geophys Res* 103 (B4): 7401–7412.

Gudmundsson A (2002) Emplacement and arrest of sheets and dikes in central volcanoes. *J Volcanol Geoth Res* 116: 279–298.

Gudmundsson A (2011a) [Deflection of dykes into sills at discontinuities and magma-chamber formation.](#) *Tectonophysics* 500: 50–64.

Gudmundsson A (2011b) *Rock Fractures in Geological Processes*. Cambridge University Press, Cambridge.

Gudmundsson A (2012a) Magma chambers: formation, local stresses, excess pressures, and compartments. *J Volcanol Geoth Res* 237: 19–41.

Gudmundsson A (2012b) [Strengths and strain energies of volcanic edifices: implications for eruptions, collapse calderas, and landslides.](#) *Nat Hazard Earth Sys* 12: 2241–2258.

Gudmundsson A, Lotveit IF (2012) Sills as fractured hydrocarbon reservoirs: examples and models. In: Spence, G. H., Redfern, J., Aguilera, R., Bevan, T. G., Cosgrove, J. W., Couples, G. D. & Daniel, J.-M. (eds). *Advances in the Study of Fractured Reservoirs*. Geol Soc London Spec Publ 374, doi.org/10.1144/SP374.5.

Gudmundsson MT, Thordarson T, Höskuldsson A, Larsen G, Björnsson H, Prata FJ, Oddsson B, Magnússon E, Högnadóttir T, Petersen GN, Hayward CL, Stevenson JA, Jonsdóttir I (2012) [Ash generation and distribution from the April–May 2010 eruption of Eyjafjallajökull, Iceland.](#) *Sci Rep* 2: 572, doi: [10.1038/srep00572](#).

Hald N, Noe-Nygaard A, Pedersen A (1971) The Krokksfjordur central volcano in North-West Iceland. *Acta Naturalia Islandica*: 10, 29 pages.

Hartley ME, Thordarson T (2012) [Formation of Oskjuvatn caldera at Askja, North Iceland: mechanism of caldera collapse and implications for the lateral flow hypothesis.](#) *J Volcanol Geoth Res* 227–228: 85–101.

Hartley ME, Thordarson T (2013) The 1874–1876 volcano-tectonic episode at Askja, North Iceland: Lateral flow revisited. *Geochem Geophys Geosy* DOI: 10.1002/ggge.20151.

Hawkes L, Hawkes HK (1933) [The Sandfell Laccolith and 'Dome of Elevation'](#). *Q J Geol Soc London* 89: 379–400.

He MY, Hutchison JW (1989) Crack deflection at an interface between dissimilar elastic materials. *Int J Solid Struct* 25: 1053–1067.

Jakobsdóttir S (2008) Seismicity in Iceland: 1994–2007. *Jökull* 58: 75–100.

Johannesson H (1974) Structure and Petrochemistry of the Reykjadalur Central Volcano and Surrounding Areas,



- Midwest Iceland. PhD thesis, University of Durham, 273 pp.
- Kavanagh JL, Menand T, Sparks RSJ (2006) An experimental investigation of sill formation and propagation in layered elastic media. *Earth Planet Sci Lett* 245: 799-813.
- Kissel C, Laj C, Sigurdsson H, Guillou H (2010) Emplacement of magma in Eastern Iceland dikes: Insights from magnetic fabric and rock magnetic analyses. *J Volcanol Geoth Res* 191: 79-92.
- Klausen MB (2004) Geometry and mode of emplacement of the Thverartindur cone sheet swarm, SE Iceland. *J Volcanol Geoth Res* 138: 185-204.
- Klausen MB (2006) Geometry and mode of emplacement of dike swarms around the Birnudalstindur igneous centre, SE Iceland. *J Volcanol Geoth Res* 151 (4): 340-356.
- Lister JR, Kerr RC (1991) Fluid-mechanical models of crack propagation and their application to magma transport in dykes. *J Geophys Res* 96: 10,049-10,077.
- McCaffrey KJW, Petford N (1997) Are granitic intrusion scale invariant? *J Geol Soc, London* 154: 1-4.
- Michaut C (2011) Dynamics of magmatic intrusions in the upper crust: Theory and applications to laccoliths on Earth and the Moon. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 116: B05205.
- Paquet F, Dauteuil O, Hallot E, Moreau F (2007) Tectonics and magma dynamics coupling in a dyke swarm of Iceland. *J Struct Geol* 29: 1477-1493.
- Pasquarè F, Tibaldi A (2007) Structure of a sheet-laccolith system revealing the interplay between tectonic and magma stresses at Stardalur Volcano, Iceland. *J Volcanol Geoth Res* 161 (1-2): 131-150.
- Phillips WJ (1974) The dynamic emplacement of cone sheets. *Tectonophysics* 24: 69-84.
- Pollard DD, Johnson AM (1973) Mechanics of growth of some laccolithic intrusions in Henry Mountains, Utah: 2. Bending and failure of overburden layers and sill formation. *Tectonophysics* 18: 311-354.
- Pook LP (2002) *Crack Paths*. WIT Press, Ashurst (New Forest, UK).
- Rocchi S, Westerman DS, Dini A, Innocenti F, Tonarini S (2002) Two-stage laccolith growth at Elba Island (Italy). *Geology* 30: 983-986.
- [Sigmondsson F](#), [Hreinsdóttir S](#), [Hooper A](#), [Árnadóttir T](#), [Pedersen R](#), [Roberts MJ](#), [Óskarsson N](#), [Auriac A](#), [Decriem J](#), [Einarsson P](#), [Geirsson H](#), Hensch M, [Ófeigsson BG](#), [Sturkell E](#), [Sveinbjörnsson H](#), [Feigl KL](#) (2010) Intrusion triggering of the 2010 Eyjafjallajökull explosive eruption. *Nature* 468: 426-430.
- Sigurdsson H (1966) Geology of the Setberg area, Snaefellsnes, western Iceland. *Societas Sci. Islandica, Greinar* 4 (2): 53- 122.
- Sigurdsson H, Sparks RSJ (1978) Lateral magma flow within rifted Icelandic crust. *Nature* 274: 126 – 130.
- Siler DL, Karson JA (2009) Three-dimensional structure of inclined sheet swarms: Implications for crustal thickening and subsidence in the volcanic rift zones of Iceland. *J Volcanol Geoth Res* 18 (8): 333-346.
- Spence DA, Turcotte DL (1985) Magma-driven propagation of cracks. *J Geophys Res* 90: 575-580. Sun CT, Jin ZH (2012) *Fracture Mechanics*. Elsevier, Amsterdam, 432 pp.
- Tait S, Taisne B (2013) The dynamics of dike propagation. In: Fagents, S.A., Gregg, T. K. P., Lopes, R.M.C. (Editors), *Modeling Volcanic Processes*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 32-54.
- Tarasiewicz J, White RS, Woods AW, Brandsdóttir B, Gudmundsson MT (2012) Magma mobilization by downward-propagating decompression of the Eyjafjallajökull volcanic plumbing system. *Geophys Res Lett* 39, doi:10.1029/2012GL053518.
- Tibaldi A, Pasquarè F (2008) A new mode of inner volcano growth: The “flower intrusive structure”. *Earth Planet Sci Lett* 271: 202-208.
- Tibaldi A, Vezzoli L, Pasquarè FA, Rust D (2008) Strike-slip fault tectonics and the emplacement of sheet-laccolith systems: The Thverfell case study (SW Iceland). *J Struct Geol* 30: 274-290.
- Tibaldi A, Pasquarè FA, Rust D (2011) New insights into the cone sheet structure of the Cuillin Complex, Isle of Skye, Scotland. *J Geol Soc* 168: 689-704.
- Tibaldi A, Bonali F, Pasquarè FA, Rust D, Cavallo A, D’Urso A (2013) Structure of regional dykes and local cone sheets in the Midhyrna-Lysuskard area, Snaefellsnes Peninsula (NW Iceland). *Bull Volcanol* 75: 764, DOI 10.1007/s00445-013- 0764-8.
- Upton BGJ, Wright JB (1961) Intrusions of gabbro and granophyre in the Snaefellsnes, western Iceland. *Geol Mag* 98 (6): 488-492.
- Walker GPL (1960) Zeolite zones and dike distribution in relation to the structure of the basalts of eastern Iceland. *J Geol* 68: 515-528.
- Walker GPL (1974) The structure of Eastern Iceland. In: Kristjánsson, L. (Ed.), *Geodynamics of Iceland and the North Atlantic Area*. Reidel, Dordrecht, 177-188.
- Walker GPL (1975) Intrusive sheet swarms and the identity of Crustal Layer 3 in Iceland. *J Geol Soc London* 131: 143-161.