СТРУКТУРА ВЕРХНЕЙ КОРЫ ПОД ВУЛКАНАМИ КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППЫ ПО ДАННЫМ ШУМОВОЙ ТОМОГРАФИИ

I. I. Egorushkin, Ivan Koulakov, Nikolai M Shapiro, Абкадыров И Ф Аннотация

► To cite this version:

I. I. Egorushkin, Ivan Koulakov, Nikolai M Shapiro, Абкадыров И Ф Аннотация. СТРУКТУРА ВЕРХНЕЙ КОРЫ ПОД ВУЛКАНАМИ КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППЫ ПО ДАННЫМ ШУМОВОЙ ТОМОГРАФИИ. Геология и геофизика / Russian Geology and Geophysics, 2020, 5, <10.15372/GiG2020184>. <hal-03088522>

HAL Id: hal-03088522

<https://hal.science/hal-03088522>

Submitted on 15 Jan 2021

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

СТРУКТУРА ВЕРХНЕЙ КОРЫ ПОД ВУЛКАНАМИ КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППЫ ПО ДАННЫМ ШУМОВОЙ ТОМОГРАФИИ

И. И. Егорушкин (1), И. Ю. Кулаков (1, 2, 3), Н. М. Шапиро (4, 5), Е. И. Гордеев (3),
А. В. Яковлев (1,2), И. Ф. Абкадыров (3)

1. Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН им. А.А. Трофимука,
Новосибирск

2. Новосибирский государственный университет

3. Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский

4. Institut des Sciences de la Terre (ISTERRE), UMR CNRS 5375, Université Grenoble-Alpes,
Grenoble, France

5. Институт физики Земли РАН им. О.Ю. Шмидта, Москва

ВВЕДЕНИЕ

Ключевская группа вулканов расположена на полуострове Камчатка и имеет площадь порядка 50х80 км. К Ключевской группе относят более десяти крупных вулканических построек, а также множество моногенных конусов и других вулканогенных структур. По разнообразию продуктов извержений, размерам вулканов и интенсивности эруптивной активности, Ключевская группа является уникальным вулканическим комплексом, не имеющим аналогов в мире [Лаверов и др., 2005; Пономарева и др., 2008; Федотов и др., 2010]. Три вулкана группы, Ключевской, Безымянный и Толбачик (включающий Острый и Плоский Толбачик, а также Толбачинский Дол), которые относятся к наиболее активным вулканам мира, имеют принципиально различные режимы эруптивной активности и составы изверженных пород, о чем более подробно будет изложено в следующем разделе.

Для изучения причин такого разнообразия и интенсивности протекающих в вулканах Ключевской группы процессов, было выполнено множество различных геолого-геофизических исследований. Обобщив существующий петрологический материал, Добрецов и др. [2012] показали, что особенности вулканизма Ключевской группы определяются наличием системы многоуровневых магматических источников в коре и мантии над погружающимся Тихоокеанским слэбом.

При определении строения глубинных источников магматической активности особую роль играют многомасштабные сейсмологические исследования, которые в

настоящем регионе проводятся достаточно активно. Ключевская группа относительно неплохо покрыта сетью телеметрических сейсмических станций Камчатского филиала федерального исследовательского центра единой геофизической службы РАН (КФ ФИЦ ЕГС РАН), количество которых в некоторые годы доходило до 25 [Чебров и др., 2013]. Эта сеть предоставляет непрерывные наблюдения за сейсмичностью в коре и мантии в течение нескольких последних десятилетий. Кроме этого, в последние годы в районе Ключевской группы были установлены несколько временных сейсмических сетей, которые позволили более детально исследовать отдельные вулканические структуры. Записи с постоянных и временных сетей, а также глобальные каталоги сейсмических данных, были использованы в ряде исследований для построения моделей строения коры и мантии под Ключевской группой.

Форма и структура погружающейся Тихоокеанской плиты были изучены в работах [Gorbatov et al., 2001; Jiang et al., 2009; Кулаков и др., 2011] при помощи региональных версий алгоритма сейсмической томографии с использованием глобальных каталогов сейсмологических данных. Структура мантийного клина исследовалась на базе использования данных КФ ФИЦ ЕГС РАН по региональной сейсмичности в работах [Gorbatov et al., 1999; Низкоус и др., 2006, Кулаков и др., 2016]. В работе Кулакова и др., [2016] была обнаружена вертикальная низкоскоростная аномалия под вулканом Кизимен, соединяющая его с погружающимся слэбом. Так же авторы данной статьи выявили под Ключевской группой вулканов серию наклонных скоростных аномалий и выдвинули предположение, что именно эти аномалии определяют многообразие магматических проявлений в данном районе.

Данные постоянных станций КФ ФИЦ ЕГС РАН были также использованы во множестве исследований для изучения структуры коры под вулканами Ключевской группы [Славина и др., 2001; Хубуная и др., 2007, Lees et al., 2007, Koulakov et al., 2011; 2013]. В этих работах была выявлена крупная аномалия с высоким значением отношения V_p/V_s на подошве коры непосредственно под Ключевским вулканом, которая совпадает с постоянно действующим кластером длиннопериодной сейсмичности на глубинах 25-30 км [Shapiro et al., 2017a]. В работе Koulakov et al. [2013] были выполнены повторные построения томографических моделей за несколько лет наблюдения, и данная аномалия оставалась практически неизменной во времени. В средней и верхней коре также наблюдались аномалии с высоким отношением V_p/V_s , которые связывались с промежуточной и малоглубинной магматическими камерами, свойства которых существенно менялись во времени синхронно с протекающей эруптивной активностью Ключевского и Безымянного вулканов. Такие быстрые изменения сейсмических свойств связывались авторами с

миграцией флюидов, которые способны кардинальным образом изменить степень плавления в магматическом резервуаре.

Станции КФ ФИЦ ЕГС РАН, прежде всего, нацелены на мониторинг Ключевского и Безымянного вулканов. Они относительно плотно покрывают эти вулканы с разных сторон, что позволило получить достаточно детальные и достоверные томографические модели, упомянутые выше. Вместе с тем для других вулканов группы покрытие постоянными станциями не столь удачное. В связи с этим был организован ряд кампаний по установке временных сетей в отдельных частях Ключевской группы. Так, в районе Толбачинского вулканического комплекса в 2014-2015 годах функционировала сеть из 24 временных станций, данные с которой позволили существенно уточнить структуру коры под Толбачиком и всей Ключевской группой [Koulakov et al., 2017]. В частности, в этой работе были обнаружены следы нескольких подводящих каналов под Плоским Толбачиком и Толбачинским долом, которые доказали, что извержения там питаются из различных глубинных источников. Следует упомянуть также временную сеть из четырех станций, установленную на три месяца в районе вулкана Удина, с помощью которой удалось показать наличие активного магматического источника под этим вулканом, ранее рассматриваемым как полностью потухший [Koulakov et al., 2019].

В 2015-2016 годах был проведен международный эксперимент KISS, в рамках которого в районе Ключевской группы вулканов была развернута масштабная сеть сейсмических станций [Shapiro et al., 2017b] (рис. 1a). Вместе с 17 постоянными станциями КФ ФИЦ ЕГС РАН, объединенная сеть включала в себя более сотни одновременно работающих станций. Обработка такого объема информации потребовала достаточно длительного времени, поэтому только сейчас стали появляться первые результаты. Относительно равномерное расположение станций этой сети делает эффективным использование метода шумовой томографии для изучения структуры верхней коры. Это представляется особенно важным, принимая во внимание, что методики, основанные на объемных волнах [например, использованные в работах Koulakov et al., 2011, 2017] не могут обеспечить достаточного перекрытия лучей в верхней части коры (до глубин 3-5 км), вследствие чего получить там хорошее разрешение невозможно. Модели, рассчитанные на базе использования данных по поверхностным волнам, в этом смысле успешно дополняют результаты, полученные на основе объемных волн.

Первая сейсмическая модель, построенная с использованием данных сети KISS, была получена в работе Green et al. [2020] путем выполнения интерферометрии сейсмического шума и применения методов поверхностноволновой томографии. Для инверсии в этой модели был использован метод Монте-Карло, позволяющий перебирать

конфигурации нерегулярной сетки и скорости в ней в большом количестве моделей, из которых в конечном итоге выбирается модель, обеспечивающая наилучшее совпадение с данными. В этом случае, как утверждают авторы, рассчитанная модель не зависит от стартовой скорости и поэтому обеспечивает сходимость к решению с абсолютным минимумом функционала невязок данных. Вместе с тем модель, представленная в работе [Green et al. \[2020\]](#), выглядит излишне сглаженной, и создается впечатление, что предложенная авторами схема не самым оптимальным образом использует имеющиеся данные, из которых можно было бы извлечь более детальную информацию о строении изучаемой области. По этой причине мы решили повторить эту работу с использованием других методик. По ходу работы мы самостоятельно провели корреляцию шума, выделив тем самым из него поверхностные волны, построили на основе этих волн дисперсионные кривые и провели для них инверсию на основе собственного алгоритма поверхностноволновой томографии.

Кроме этого, данные KISS послужили основой для построения новой модели скоростей P- и S-волн в коре и мантии на основе использования объемных волн от локальных землетрясений [\[Koulakov et al., 2020\]](#). В верхней коре эта модель выявила явное соответствие между распределением сейсмических аномалий и основными вулканическими структурами Ключевской группы вулканов. Сравнение наших результатов с этой моделью, полученной на основе принципиально иного подхода, является важным шагом для проверки достоверности выявляемых структур.

КЛЮЧЕВСКАЯ ГРУППА ВУЛКАНОВ

Ключевская группа вулканов (КГВ) расположена в центральной части Камчатского полуострова внутри Центрально-Камчатской депрессии, которая сформировалась в результате рифтовых процессов [\[Alexeiev et al. 2006; Avdeiko et al., 2007; Певзнер и др., 2017\]](#). КГВ расположена западнее Восточного вулканического фронта, который представляет собой основную вулканическую дугу, связанную с субдукцией Тихоокеанской плиты. Субдуцирующая Тихоокеанская плита расположена под КГВ на глубине около 150 км, что несколько глубже, чем обычно наблюдается для вулканических дуг. КГВ находится вблизи края Тихоокеанской плиты, который четко отслеживается на результатах региональной томографии [\[Кулаков и др., 2011\]](#). Наличие «окна» между субдуцирующими плитами Алеутского и Камчатского сегментов называют одной из причин аномального прогрева мантийного клина, вызвавшего особый характер вулканизма в этом районе [\[Yogodzinski et al. 2001\]](#). Другой возможной причиной может быть субдукция симаунтов Императорского хребта, являющегося древним продолжением цепочки

Гавайских вулканов, что могло вызвать особый состав вещества и аномальное количество летучих в системе [Portnyagin et al., 2005; Dorendorf et al. 2000].

КГВ включает в себя 13 близко расположенных друг к другу действующих, спящих и потухших вулканов (рис. 1b). Вместе с отдельно стоящим вулканом Шевелуч и несколькими потухшими вулканическими постройками в Центрально-Камчатской депрессии, эту область называют Северной группой вулканов. Севернее Шевелуча на Камчатке активных вулканов нет. В течение последней сотни тысяч лет вулканы КГВ извергали в среднем 1 кубический метр пород в секунду [Федотов и др., 2010]. Общий объем изверженных вулканами группы пород превосходит суммарный объем пород, изверженных всеми остальными вулканами Камчатки.

Главный вулкан группы, Ключевской, имеет высоту 4750 метров и является наиболее высоким активным вулканом в Евразии. Его активность проявляется в виде относительно спокойных извержений с периодичностью 2-4 года, во время которых происходит излияние высокомагнезиальных базальтов из вершинного кратера и более чем 80 побочных конусов [Хренов и др., 1991; Ozerov et al., 2007]. Интересной особенностью активности Ключевского вулкана является то, что практически постоянно непосредственно под ним на глубине около 25-30 км происходит множество достаточно сильных длиннопериодных землетрясений [Shapiro et al., 2017b]. Предполагается, что эти землетрясения маркируют положение глубинного очага, расположенного у подошвы коры, который питает текущие извержения Ключевского вулкана [Koulakov et al., 2011, 2013, 2017].

Безымянный вулкан, расположенный на расстоянии всего 10 км от Ключевского, имеет дацит-андезитовый состав [Ozerov et al., 1997]. После длительного периода молчания, в 1956 году произошло катастрофическое взрывное извержение, которое наполовину разрушило конус этого вулкана [Богоявленская и др., 1991]. После этого извержения вулкан Безымянный эпизодически, примерно раз в год, производит взрывные извержения, которые длятся всего несколько десятков минут и выбрасывают в атмосферу пепел и газы на высоту до двух десятков километров [Girina, 2013]. Внутри кальдеры, образовавшейся после катастрофического извержения 1956 года, в течение последних десятилетий растет активный конус, размеры которого постепенно доходят до размера уничтоженной во время взрыва части вулканической постройки Безымянного [Van Manen et al., 2010].

Третий действующий вулкан группы, Толбачик, представляет собой комплекс из двух крупных вулканических построек, Плоского и Острого Толбачика высотой 3085 и 3682 метров соответственно, и обширной территории на юге, называемой Толбачинским долом. Последнее трещинное извержение вулкана Толбачик случилось в 2011-2012 годах.

Во время него происходило излияние больших объемов маловязких базальтовых лав, которые растекались по большой площади на расстояния в десятки километров [Belousov et al., 2015]. Аналогичные по размерам трещинные извержения в Толбачинском долу имели место в 1975-1976 годах, в 1941 году и ранее [Федотов, 1984]. Несколько исторических извержений аналогичного типа было зарегистрировано в районе Плоского Толбачика, например, в 1939 и в 1975 году. Последнее извержение примечательно обрушением кратера и тем, что оно произошло одновременно с трещинным извержением в Толбачинском долу [Федотов, 1984]. Имеются свидетельства, полученные с помощью геохимии [Churikova et al., 2015], что извержения различных сегментов Толбачинского дола (Южный и Северный прорывы) и Плоского Толбачика питаются из различных источников, что также подтверждается результатами томографии [Koulakov et al., 2017]. Одним из источников магмы толбачинских извержений называют глубинную магматическую камеру под Ключевским вулканом, другим – зону Толуд на юго-востоке от Плоского Толбачика, где регистрируется значительное количество землетрясений в нижней и средней коре [Салтыков и др., 2018].

Помимо указанных трех действующих вулканов следует упомянуть гигантский вулканический массив на западе от Ключевской сопки, который объединяет в себе два сросшихся вулкана: Ушковский высотой 3943 м и Крестовский высотой 4108 м. Этот массив образовался 50-60 тысяч лет назад и на начальной стадии представлял собой крупный щитовой базальтовый вулкан [Флеров, Овсянников, 1991; Флеров и др., 2017]. В настоящее время вулкан Крестовский представляется полностью потухшим, а Ушковский проявляет небольшую фумарольную и сейсмическую активность и рассматривается как спящий [Овсянников и др., 1985].

Другим интересным объектом в Ключевской группе является вулкан Удина, который до 2017 считался полностью потухшим. Однако начиная с декабря 2017 года, в районе этого вулкана стали регистрировать постепенно нарастающую сейсмическую активность [Салтыков и др., 2018; Кугаенко и др., 2020]. Благодаря установке четырех сейсмических станций на вулкане в период кризиса, были определены точные положения гипоцентров более 300 событий, а также построена модель распределения скоростей сейсмических волн под вулканом [Koulakov et al., 2019]. Эти результаты указали на признаки активизации магматической камеры под Удиной на глубине около 6 км.

ДАННЫЕ

Сеть KISS была развернута в рамках международного объединения исследователей из России, Франции и Германии [Shapiro et al., 2017b]. Сейсмические станции были

установлены на площади 120x70 км, включающей в себя Ключевскую группу вулканов с окружающей её частью Центрально-Камчатской депрессии и доходящей до вулкана Кизимен на юге. Станции были установлены в августе-сентябре 2015 года и сняты в июле 2016 года. Некоторое количество станций было транспортировано до точек наблюдения автомобильным транспортом, однако большая часть из них была установлена в труднодоступных местах, куда была доставлена легким вертолетом Робинсон. Временные станции устанавливались с учетом расположения 17 перманентных станций КФ ФИЦ ЕГС РАН. Временная сеть включала в себя 30 сенсоров 30 Trillium Compact (с максимальным периодом колебаний до 120 с), 6 сенсоров Guralp CMG-6T (30 с), 8 сенсоров Guralp CMG-6TD (30 с), 9 R-Sensors CME-4111 и 30 Mark L-4C-3D с номинальным максимальным периодом 1 с. Следует отметить, что для сенсоров Mark L-4C-3D ранее было показано, что несмотря на указанную границу частотного диапазона, они стабильно регистрируют сигнал с периодом до 20 секунд, что позволяет также использовать их для выполнения шумовой томографии. В сумме, в рамках сети KISS одновременно функционировали 50 широкополосных станций, 27 станций с промежуточными частотными характеристиками и 28 короткопериодных прибора. В работе [Green et al. \[2020\]](#) были использованы данные по всем станциям широкого и промежуточного диапазона. В нашем исследовании, поскольку основной интерес представляли вулканические структуры, мы ограничились только станциями, расположенными на территории КГВ ([рис. 1a](#)). Всего в данной работе были использованы записи 37 станций, что теоретически дает 666 пар приемников, соответствующих лучам в шумовой томографии. Однако после отбора кондиционных данных количество лучей, выбранных для томографии, было существенно меньше.

При обработке данных мы использовали обычный набор процедур, применяемых другими авторами для выполнения шумовой томографии [[Shapiro et al., 2005](#); [Campillo et al., 2011](#)]. Прежде всего, данные по каждой станции были скорректированы с помощью файлов отклика (response files), имеющихся для каждой станции. Эта процедура позволяет привести станции с различными свойствами к одинаковому отклику на одно и то же событие. Записи на станциях производились с частотой 50 или 100 измерений в секунду. В нашем случае для всех записей частота дискретизации была понижена до 10 Гц (downsampling). После этого была проведена процедура спектрального отбеливания (spectral whitening), позволяющая убрать некоторые доминирующие частоты и усилить части спектра, которые в исходной записи имеют низкую амплитуду, но являются важными для дальнейшего анализа. Для того, чтобы убрать высокоамплитудные сигналы, связанные с землетрясениями, реализуется процедура однобитной нормализации (one-bit normalization), согласно которой исходная гладкая сейсмограмма заменяется на дискретную

запись со значениями 1 и -1 в соответствии со знаком исходного сигнала. Далее проводится кросс-корреляция сигналов, соответствующих паре станций. Полученная в результате этой процедуры коррелограмма соответствует сейсмическому сигналу, генерируемого одной из станций в качестве виртуального источника и регистрируемого другой. Наиболее четкими на этой записи проявляются поверхностные волны, которые можно использовать для дальнейшей томографической процедуры. В нашем случае мы реализовали корреляцию только для вертикальных колебаний приемника (Z-канала), в результате чего мы получили записи волн Рэлея. Корреляция производилась для участков сейсмограмм продолжительностью 24 часа. Все полученные коррелограммы затем суммировались по всему времени одновременной работы соответствующих пар станций. Итоговые суммарные коррелограммы для всех пар используемых в работе станций приведены на (рис. 2).

Далее выполняется анализ полученных на суммарных коррелограммах записей поверхностных волн и построение на их основе дисперсионных кривых групповых скоростей. Для этого используется алгоритм частотно-временного анализа (Frequency-time analysis, FTAN), разработанный [Levshin et al., 1989; Ritzwoller and Levshin 1998]. На первом этапе производится осреднение положительной и отрицательной частей коррелограммы, соответствующих волнам, идущих от одной станции к другой и обратно. После этого проводится фильтрация полученной коррелограммы серией узкополосных фильтров с периодами от 1 до 10 секунд. Полученные спектры выстраиваются на едином графике с координатами кажущаяся скорость – период. Максимум амплитуды спектра на каждом периоде показывает значение групповой скорости на данной частоте. Для всех пар станций строились такие зависимости и делались попытки провести дисперсионные кривые по максимумам объединенного спектра. Для пикирования дисперсионных кривых использовался алгоритм, разработанный [Mordret A., Landès M., 2013] (рис. 3). Для некоторых пар станций однозначно определить точки максимумов спектра было невозможно в силу низкого уровня сигнал/шум, и такие данные отбрасывались. Даже там, где дисперсионная кривая относительно неплохо прослеживалась, на малых периодах определение положения кривой было затруднено наличием множества мод, а на высоких периодах – слишком плоской формой спектра. По этой причине, подавляющее большинство дисперсионных кривых было снято для диапазона периодов 2-7 секунд. Входными данными для нашего томографического алгоритма являются файлы, содержащие значения групповых скоростей волн Рэлея для фиксированного периода и координаты отвечающих им пар станций. Таким образом, всего в работе было использовано 6 файлов. Количество и конфигурация лучей для каждого периода приведены в (табл. 1) и

на (рис. 4) соответственно. Цвет каждого луча на (рис. 4) отвечает величине отклонения от среднего значения групповой скорости для данного периода. Можно выделить некоторые регулярные особенности, которые показывают наличие высоко- и низкоскоростных областей в изучаемой области.

АЛГОРИТМ ШУМОВОЙ ТОМОГРАФИИ И РЕЗУЛЬТАТЫ

В настоящем исследовании томографическая инверсия осуществляется с помощью алгоритма, описанного в статье [Koulakov et al., 2016] с некоторыми модификациями. Процедура состоит из двух этапов: построения двумерных карт групповых скоростей для отдельных частот и инверсии на их основе для получения трехмерного распределения скорости поперечных волн (V_s).

Карты групповых скоростей.

Построение карт групповых скоростей основано на итеративном повторении процедур лучевого трассирования и инверсии. Для каждой отдельной частоты (периода) для всех пар станций строятся лучи поверхностных волн с учетом рельефа и распределения групповой скорости. С этой целью разработан специальный алгоритм лучевого трассирования методом изгиба, подробно описанный в работе [Koulakov et al., 2017], который подразумевает постепенный изгиб луча и поиск траектории с минимальным временем пробега. Примеры построения лучей для первой и пятой итерации для одной из частот показаны на (рис. 5a, b). Отметим, что даже в стартовой модели лучи не являются прямыми линиями из-за влияния рельефа (см., например, луч, отмеченный синим, на рис. 5a, b). При наличии высоких резких гор, как в нашем случае, поверхностная волна имеет меньшее время пробега, если проходит вокруг горы, а не по ее поверхности.

Скоростная модель параметризуется с помощью узлов, которые располагаются по регулярной сетке на расстоянии 2 км друг от друга в местах, где плотность лучей превосходит некоторый порог - 10% от среднего значения (рис. 5c). Между узлами скорость аппроксимируется с помощью билинейной интерполяции. Чтобы минимизировать влияние геометрии сетки на результат, производится серия независимых инверсий по сеткам с различными базовыми ориентациями (0, 22, 45 и 66 градусов), результаты которых затем усредняются и сводятся в одну модель.

Стартовая модель при расчете невязок – постоянная скорость, которая определяется для каждой частоты таким образом, чтобы суммарные невязки времен по лучам были равны нулю. При этом, если максимальная невязка превосходит заданный порог (2 секунды в нашем случае), то этот луч отбрасывается, и средняя скорость вычисляется заново. Процедура повторяется до тех пор, пока все невязки не оказываются ниже порогового значения. Значения средних скоростей для каждого периода приведены в (табл. 1).

Инверсия осуществляется путем решения системы линейных уравнений методом LSQR [Paige and Saunders, 1982; Nolet, 1987]. Сглаживание модели и амплитуда аномалий контролируется путем добавления дополнительных уравнений, которые позволяют минимизировать либо разницу значений аномалий в соседних узлах, либо амплитуду решения в каждом узле.

После выполнения инверсии производится трассирование лучей в новой двумерной модели, считаются новые невязки, рассчитывается матрица чувствительности и проводится инверсия. Общее количество итераций в нашем случае равнялось пяти. Результаты инверсии групповых скоростей для различных периодов показаны на (рис. 6). Наблюдаются существенные изменения структур аномалий в зависимости от периода. Принимая во внимание, что с ростом частоты максимальная чувствительность групповых скоростей волн Рэлея достигается на больших глубинах, можно сказать, что скоростная структура в изучаемой области существенно меняется как в латеральном направлении, так и по глубине. Интерпретация этой модели с точки зрения геологического строения представлена в разделе «Обсуждение результатов».

Оптимизация одномерной модели V_s .

Двумерные модели групповых скоростей, построенные на предыдущем этапе, служат основой для построения трехмерной модели скорости поперечных волн (V_s). Перед реализацией трехмерной инверсии, производится оптимизация референтной одномерной модели $V_s(z)$. Для этого строится осредненная дисперсионная кривая, состоящая из средних значений групповой скорости на каждой из частот, указанных в (табл. 1). Оптимизация одномерной модели выполняется с помощью итеративной процедуры инверсии. Для заданной стартовой скоростной модели $V_s(z)$ рассчитывается модельная дисперсионная кривая с помощью алгоритма прямого моделирования, разработанного [Herrmann, 1987]. Разница между модельными и наблюдаемыми групповыми скоростями на дисперсионной кривой формирует вектор данных. Для данной референтной модели путем применения расчетов по схеме Herrmann [1987] рассчитывается матрица чувствительности A_{ij} , показывающая, насколько вариация скорости на i -м уровне dV_{si} влияет на изменение групповой скорости на j -й частоте, dU_j .

$$A_{ij} = dU_j / dV_{si}$$

Графическое представление этой матрицы в виде кривых чувствительности показано на (рис. 7). Можно видеть, например, что на первой итерации для волны с периодом 2 с максимальная чувствительность достигается на глубине 0.5 км, для 3 с – 1.5 км, для 4 с – 2 км, для 5 с – 3 км; для 6 с – 4 км и для 7 с – 6 км. Максимальная глубина, на которой имеется чувствительность на низких частотах оценивается около 8 км.

Решение системы линейных уравнений производится с помощью алгоритма LSQR [Paige and Saunders, 1982; Nolet, 1987] с включением дополнительных блоков для сглаживания модели и амплитудного демпинга. В нашем случае коэффициенты сглаживания и амплитудного демпинга составляли 5 и 5 соответственно. Полученные после инверсии аномалии добавлялись к референтной модели (тонкая черная линия на рис. 8), в которой рассчитывается новая дисперсионная кривая и новые значения матрицы чувствительности. После этого производилась инверсия и расчет новой модели. В нашем случае в общей сложности производилось пять итераций. Финальная скоростная модель и соответствующая ей дисперсионная кривая показаны на (рис. 8) красной линией. Как видно, полученная дисперсионная кривая не совсем идеально ложится на наблюдаемую кривую. Мы пробовали разные значения параметров сглаживания и обнаружили, что при их меньших значениях (например, 1) восстановление дисперсионной кривой производилось почти идеально. Однако полученная при этом скоростная модель имела резкие вариации скорости, которые привели бы к нереалистичным структурам в финальной модели; поэтому мы выбрали более консервативную оценку для стартовой скорости.

Важным этапом является проверка вертикального разрешения, обеспечиваемого данной системой наблюдения. Изначально мы не ожидали высокого вертикального разрешения, поскольку использовали дисперсионные кривые только на шести периодах с относительно небольшим диапазоном. Это не дает достаточного количества уравнений для восстановления детальных структур по глубине. На (рис. 9) приведен пример синтетического моделирования, направленного на оценку вертикального разрешения в рассматриваемом случае. В качестве референтной модели мы выбрали распределение, полученное для реальных данных. На эту скоростную модель мы накладывали слои толщиной 2 км с чередующимися положительными и отрицательными аномалиями с амплитудой $\pm 7\%$. В этой модели была рассчитана дисперсионная кривая (синяя линия на рис. 9с). Дисперсионная кривая в стартовой модели существенно отличается от кривой в истинной модели. После нескольких итераций процедура привела к решению, показанному красной линией на (рис. 9с), которое достаточно точно накладывается на «наблюдаемые» значения. При этом исходные и восстановленные скорости и аномалии показаны на (рис. 9а и b) соответствующими цветами. Как и ожидалось, идеального восстановления слоев не получилось, однако основные вариации до глубины 5-6 км определяются корректно. Ограничения вертикального разрешения, продемонстрированные данным тестом, должны приниматься во внимание при интерпретации результатов инверсии реальных данных.

Построение трехмерных моделей Vs.

Для построения трехмерной модели V_s , в каждой точке области (x, y) строится локальная дисперсионная кривая по значениям групповых скоростей в двумерных моделях, соответствующих различным частотам. Согласно алгоритму оптимизации, описанному в предыдущем разделе, можно построить одномерную модель $V_s(z)$ в текущей точке области. Выполнив аналогичную процедуру для всех точек области, можно построить трехмерную модель $V_s(x, y, z)$. В настоящей работе инверсия проводится одновременно для всех точек области. При этом накладываются дополнительные условия не только на сглаживание скорости в вертикальном, но и в горизонтальном направлении. Для этого добавляются дополнительные уравнения, обеспечивающие минимизацию разницы значений скорости в соседних узлах, расположенных на одной глубине. При одновременной инверсии коэффициент сглаживания в вертикальном направлении составлял 0.2, а в горизонтальном – 0.3. Регуляризация по амплитуде не производилась.

После расчета трехмерной скоростной модели, осуществлялся расчет невязок между модельными и наблюдаемыми групповыми скоростями в каждой точке, и строилась новая матрица чувствительности с учетом обновленных значений $V_s(z)$ в каждой точке области (x, y) . Далее производилась инверсия и строилась новая скоростная модель. Всего было выполнено пять итераций.

Горизонтальные и вертикальные сечения трехмерной модели, полученной в результате инверсии, показаны на (рис. 10, 11 и 12). Следует отметить, что горизонтальные сечения не являются в строгом смысле таковыми, поскольку глубина для них отсчитывается от дневной поверхности и следует вдоль рельефа. При этом, чем больше глубина сечения, тем более сглаженным для него представляется референтный рельеф, что обусловлено тем, что информацию о больших глубинах дают низкочастотные поверхностные волны, которые менее чувствительны к резким изменениям рельефа. На (рис. 10 и 11) показаны аномалии dV_s относительно одномерной референтной модели на горизонтальных и вертикальных сечениях соответственно, а на (рис. 12) – абсолютные скорости на вертикальных сечениях. Ранее было отмечено, что при оптимизации $V_s(z)$ мы приняли решение использовать более сглаженную модель скорости, которая при этом не обеспечивала идеальное совпадение с дисперсионной кривой. В связи с этим при инверсии на некоторых глубинах скоростные аномалии оказывались не идеально сбалансированными и сдвинутыми в положительную или отрицательную сторону. Поэтому для каждой глубины мы представляем отдельную цветовую шкалу, в которой переход от «синего» до «красного» цвета не всегда совпадает с нулем аномалии. На всех сечениях результаты показаны только там, где суммарная величина чувствительности является не менее 1% от средней суммарной чувствительности

по всей области. Таким образом, в местах, где нет данных или плотность лучей слишком маленькая, результаты не отображаются.

При сравнении карт групповых скоростей волн Рэлея на (рис. 6) и горизонтальных сечений финальной трехмерной модели Vs на (рис. 10) можно видеть, что групповые скорости на малых периодах соответствуют малым глубинам, а большие периоды – большим глубинам. Так, структура на глубине 1 км практически полностью определяется групповой скоростью на периоде 2 с, на глубине 2 км – периодом 3 с, на глубине 6 км – периодом 7 с. Исключением является глубина 4 км, на которой происходит смещение влияния групповых скоростей на периодах от 5 до 7 с, претерпевающих существенные изменения.

На четырех вертикальных сечениях на (рис. 11 и 12) показаны аномалии относительно референтной модели и абсолютные скорости. Как уже было указано выше, глубины в полученной скоростной модели считаются относительно рельефа. По этой причине, на малых глубинах слои с положительными и отрицательными аномалиями следуют линии рельефа, хотя, фактически, эти слои соответствуют постоянной глубине в полученной трехмерной модели. На больших глубинах влияние рельефа постепенно уменьшается таким образом, что на нижней границе сечений скорости считаются относительно плоской границы. Интерпретация полученной трехмерной модели Vs приведена в разделе «Обсуждение результатов».

Синтетическое тестирование.

Для того, чтобы проверить пространственное разрешение полученных моделей и найти оптимальные значения параметров инверсии, мы провели серию синтетических тестов. Пример такого теста приведен на (рис.13). Стратегия тестирования состоит в выполнении нескольких последовательных шагов:

1. Синтетическая модель задается как сумма одномерной референтной модели и трехмерного распределения синтетических аномалий. В приведенном на (рис. 13) примере синтетическая модель представляла собой «шахматную доску», то есть чередующиеся квадратные аномалии размером 15 км и амплитудой $\pm 9\%$. В данном случае мы исследуем горизонтальное разрешение; поэтому значения аномалий остаются неизменными на всех глубинах. Проблемы вертикального разрешения обсуждались при представлении алгоритма одномерной инверсии и демонстрировались на рис. 9.

2. Для данной синтетической скоростной модели строятся карты групповых скоростей для всех частот, используя алгоритм прямого моделирования [Herrmann, 1987].

3. Производится трассирование лучей поверхностных волн, соответствующих параметрам станций для каждой из частот в реальном наборе данных. На этом шаге используется

алгоритм изгиба, тот же самый, что и при выполнении итеративной инверсии. Для этих лучей рассчитываются времена пробега, которые преобразуются в кажущиеся групповые скорости.

4. Восстановление начинается с расчета двумерных карт групповых скоростей для всего имеющегося набора частот.

5. Полученные карты групповых скоростей преобразуются в трехмерное распределение скорости V_s , используя точно такую же процедуру, как в случае инверсии реальных данных.

Результат восстановления синтетической модели, представленный на (рис. 13) в виде четырех горизонтальных сечений, показывает, что данная система наблюдения позволяет нам надежно восстанавливать аномалии на всех интервалах глубин. Вместе с тем амплитуда аномалий на глубоких сечениях существенно ниже величины, заданной в синтетической модели, что связано с понижением чувствительности поверхностных волн к глубинным неоднородностям.

Как отмечалось в параграфе «Оптимизация одномерной модели V_s », вертикальное разрешение в данном случае имеет определенные ограничения, главным образом связанные с малым количеством уравнений (шесть, по количеству задействованных периодов), участвующих в восстановлении скорости по глубине. На (рис. 14) показан результат синтетического тестирования, нацеленного на изучение вертикального разрешения. В этом случае синтетическая модель типа «шахматная доска» с аномалиями скорости размером 15x2 км была задана вдоль сечения A1B1, положение которого обозначено на (рис. 13). Можно видеть, что томографическая инверсия обеспечивает восстановление аномалий в верхних трех слоях до глубины около 5 км. В четвертом слое аномалии размазываются вниз, что говорит об ограниченном разрешении модели ниже глубины 6 км.

Таким образом, эти выявленные по результатам синтетического тестирования эффекты, связанные с ограничениями разрешающей способности метода, должны учитываться при интерпретации результатов инверсии реальных данных.

ОБСУЖДЕНИЕ

Сравнение с предыдущими моделями.

Прежде всего важно сравнить полученные в данной работе карты групповых скоростей и трехмерное распределение V_s с моделями из работы Green et al. [2020], построенными на основе тех же данных, но с использованием другого алгоритма томографии. Сразу следует напомнить, что в нашей работе использовались только станции, расположенные в непосредственной близости к Ключевской группе (рис. 1a), в то время как

Green et al. [2020] задействовали все станции сети KISS, что объясняет большие размеры исследованной области в их случае. В их статье приведены карты групповых скоростей волн Рэлея для периодов 4, 5, 7 и 10 секунд. Следовательно, первые три карты можно сравнить с нашими, построенными для тех же периодов. На периодах 4 и 5 секунд модели показывают, в целом, те же особенности: низкоскоростные аномалии на западе и востоке от КГВ и линейная высокоскоростная аномалия, протягивающаяся с юга на север по основным вулканам группы. Вместе с тем в работе Green et al. [2020] эти особенности выглядят существенно более сглаженными. В нашей модели выявляется гораздо больше деталей, которые приурочены к конкретным вулканическим системам. На периоде 7 секунд в модели Green et al. [2020] наблюдается крупная низкоскоростная аномалия на западе от КГВ и меньшая по размеру отрицательная аномалия на востоке. В районе вулканов у них наблюдается некоторое повышение скорости. В нашей модели наблюдается схожее строение, однако внутри КГВ вместо одной сильно сглаженной аномалии мы выделяем более сложную структуру. Из этого сравнения можно сделать вывод, что обе модели групповых скоростей, в целом, показывают непротиворечивые конфигурации крупных структур. Основные отличия заключаются в представлении более мелких структур, которые в модели Green et al. [2020] фактически не выделяются. Те же общие особенности и различия проявляются в финальных трехмерных моделях Vs.

Определенное соответствие наблюдается между моделью из работы Koulakov et al. [2020], полученной на основе инверсии данных по объемным волнам, с картами групповых скоростей на малых периодах и близповерхностными аномалиями dVs, рассчитанными в результате настоящего исследования (рис. 15). Можно видеть, что во всех случаях крупные аномалии, отвечающие вулканическим структурам КГВ, выделяются одинаково. Некоторое различие наблюдается на периферии изучаемой области, что может быть связано с тем, что там разрешение обеих моделей падает, и увеличивается влияние случайного фактора. Тем не менее, из наличия явного соответствия основных аномалий, полученных независимо на основе принципиально различных типов данных, можно сделать вывод о достоверности выявленных структур.

Проявления вулканических структур КГВ в томографических моделях.

В полученных моделях групповых скоростей и Vs отчетливо выделяются аномалии, связанные с крупнейшими вулканическими постройками внутри КГВ. Наиболее яркая высокоскоростная аномалия на всех интервалах глубин расположена под сросшимися вулканами Ушковский и Крестовский. Можно определенно сказать, что на малых глубинах (1 км) и малых периодах (2 с) высокоскоростная аномалия показывает основание крупного базальтового щитового вулкана, начиная с которого здесь началось развитие вулканической

системы 50-60 тысяч лет назад [Флеров, Овсянников, 1991; Флеров и др., 2017]. Данный массив содержит в себе объем пород больший, чем в остальных вулканических постройках КГВ вместе взятых. Вследствие своей большой массы, при накоплении часть материала данного массива могла постепенно погружаться вниз, чем можно объяснить наличие данной аномалии на больших глубинах. Тем не менее, маловероятно, что за время существования этой системы ее опускание в кору произошло до глубин 6 км и ниже, на которых прослеживается связанная с ней аномалия. По-видимому, начиная с определенного уровня, высокие скорости сейсмических волн обусловлены наличием большой концентрации застывших базальтовых даек, питавших этот вулкан по ходу его образования. Представляется естественным, что для создания такого объемного вулканического тела система питания в верхней коре должна быть достаточно мощной, чтобы обеспечить приток большого количества базальтового материала, и ее наличие должно проявляться в сейсмических скоростях.

Другим крупным вулканическим объектом, который на малых глубинах связан с высокоскоростной аномалией, является сросшийся вулканический комплекс Плоского и Острого Толбачика. Как и в случае вулкана Ушковский, Толбачинский массив состоит из пород преимущественно базальтового состава [Churikova et al., 2015] и имеет чрезвычайно большой объем. Именно это объясняет то, что высокоскоростная аномалия, точно совпадающая с контурами массива, прослеживается до глубины 2 км от поверхности, то есть примерно до уровня моря, с которого начиналась постройка этих вулканов. Ниже этого уровня (сечения на глубине 4 и 6 км) высокоскоростная аномалия под Толбачиком сменяется на низкоскоростную, что, вероятно, отражает наличие активной системы подводящих каналов с высоким содержанием расплавов и флюидов. На западе от Толбачика наблюдается яркая низкоскоростная аномалия, которая особенно четко прослеживается на глубине 2 км. Она совпадает с аналогичной аномалией, полученной в работе Green et al. [2020], в которой она интерпретируется как толстый слой осадков, большей частью вулканогенных, который накопился на западной окраине КГВ вследствие эруптивной активности вулканов группы.

Под потухшим вулканом Зимина обнаружена структура, аналогичная наблюдаемой под Толбачиком. На малых глубинах контур вулкана точно совпадает с яркой высокоскоростной аномалией, отражающей наличие консолидированных изверженных пород, из которых построен вулканический массив. Вместе с тем неожиданным является то, что эта аномалия имеет схожие свойства с аномалией под Толбачиком, хотя породы вулкана Зимина состоят по большей части из дацитов и андезитов [Флеров и др., 2019], и, соответственно, должны проявляться в более низких скоростях, чем в случае базальтового

вулкана Толбачик. На глубинах 4 и 6 км под вулканом Зими́на наблюдаются низкоскоростные аномалии, которые могли бы свидетельствовать о наличии активной магматической системы. Однако отсутствие какой-либо сейсмичности и фумарольной активности в районе вулкана Зими́на, а также каких-либо следов магматической активности в течение недавнего геологического прошлого, противоречат этому предположению. Таким образом, вопрос о природе аномалий под вулканом Зими́на на данный момент остается открытым.

Под кластером из трех сросшихся друг с другом вулканов Ключевской, Камень и Безымянный наблюдается достаточно сложная структура. На малых глубинах (1 км) Ключевской вулкан и потухший Камень тяготеют к высокоскоростной аномалии, которая, впрочем, существенно менее четко выражена, чем в случаях Ушковского и Толбачинских вулканов. Это можно объяснить тем, что в настоящее время активный и быстро растущий вулкан Ключевской, хоть и состоит преимущественно из базальтовых пород, имеет в своей постройке достаточно высокое содержание рыхлой пирокластики, не успевшей консолидироваться в высокоскоростной материал. Вулкан Камень на глубине 1 км (около 2 км выше уровня моря) связан с небольшой высокоскоростной аномалией, которая является следствием того, что Камень давно является потухшим и состоит из консолидированных изверженных пород. Вместе с тем, относительно малая амплитуда этой аномалии может быть объяснена с тем, что по составу этот вулкан тяготеет к андезитам, имеющим более низкие скорости, чем базальты. Третий вулкан кластера, Безымянный, на глубине 1 км (и особенно на карте групповых скоростей для периода 2 с) находится в районе локального понижения скорости, что можно связать с большим количеством рыхлой пирокластики, образовавшейся вследствие взрывного характера извержений этого вулкана. Также нужно учитывать андезит-дацитовый состав продуктов Безымянного, проявляющийся в пониженных сейсмических скоростях по сравнению с более основными породами у других вулканов кластера.

На глубине 2 км кластер Ключевской-Камень-Безымянный оказывается внутри низкоскоростной аномалии. На вертикальных сечениях через данный кластер видно, что эта аномалия возникает для того, чтобы «уплостить» изолинии абсолютных скоростей около уровня моря. Если бы этой аномалии не было, тогда изолиния скорости 2 км/с, расположенная примерно на уровне моря (на глубине 0), следовала бы по контуру рельефа и под кластером высоких вулканов оказалась бы на уровне 2-3 км выше уровня моря. Полученный результат показывает, что данный вулканический кластер является постройкой с относительно низкими абсолютными скоростями, стоящей на горизонтальном высокоскоростном фундаменте. На глубине 4 км под этими тремя

вулканами наблюдается высокоскоростная аномалия, которая может отражать наличие относительного повышения уровня фундамента на данной глубине (0-2 км под уровнем моря). На глубине 6 км под вулканами Безымянный и Камень наблюдается яркая низкоскоростная аномалия, которая, вероятно, указывает на малоглубинный магматический очаг в верхней коре, питающий современные извержения вулкана Безымянный. Аналогичная аномалия в средней и верхней коре под вулканом Безымянный была выявлена в сейсмической модели, построенной на базе объемных волн [Koulakov et al., 2017].

Неожиданным является расположение вулкана Удина внутри низкоскоростной аномалии, доминирующей на всех глубинах (за исключением 4 км), хотя по свойствам эта, как предполагалось ранее, потухшая вулканическая постройка должна проявляться аналогичным вулкану Зимина образом. Подобная низкоскоростная аномалия прослеживается в модели, построенной на базе данных по объемным волнам [Koulakov et al., 2020]. В какой-то степени наличие здесь пониженных скоростей можно объяснить андезит-дацитовым составом этого вулкана, аналогичным вулкану Безымянный. В момент проведения эксперимента KISS не было никаких свидетельств какой-либо активности вулкана Удина, и он причислялся во всех базах данных к полностью потухшим. Поэтому яркая низкоскоростная аномалия V_s на глубине 6 км под этим вулканом (фактически, на глубине 3-4 км) не находила объяснения с учетом имевшейся к тому времени информации. Однако в декабре 2017 года на этом вулкане началась сейсмическая активизация, которая продолжалась больше двух лет и вызвала определенные беспокойства по поводу возможности его извержения [Кугаенко и др., 2020]. Для точной локализации сейсмичности под этим вулканом были установлены на срок три месяца четыре станции, которые выявили более 300 вулканотектонических событий непосредственно под Удиной [Koulakov et al., 2019]. Также на базе этих данных была проведена томографическая инверсия, которая выявила под вулканом Удина аномальную зону с повышенными скоростями продольных волн (V_p) и пониженными V_s . По интенсивности и расположению эта аномалия dV_s соответствует тому, что мы наблюдаем в независимо рассчитанной модели по поверхностным волнам. На основании полученной в этих исследованиях информации можно сделать предположение, что под вулканом Удина на глубине 4-6 км под уровнем моря существует магматический очаг, который в течение многих тысяч лет находился в пассивном состоянии, однако в последние годы стал проявлять признаки активности. Вероятно, наблюдаемая в последние годы активизация вулкана Удина постепенно затихнет, как происходило во множестве других подобных случаев. Вместе с тем нельзя исключать

возможность извержения этого вулкана, которое может оказаться таким же катастрофичным, как и взрыв Безымянного в 1956 году.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данное исследование является по сути повторением другой работы [Green et al., 2020], выполненной недавно и посвященной изучению строения верхней коры Ключевской группы вулканов на основе данных по поверхностным волнам. Базовые методические подходы и источник исходных данных (сеть KISS) в этих двух исследованиях были одними и теми же. Однако конкретные алгоритмы томографической инверсии были существенно различны. Green et al. [2020] использовали подход случайного поиска решения на основе метода Монте-Карло, в то время как в настоящей работе мы использовали итеративные схемы с линеаризованной матричной инверсией. При том, что обе работы предоставили, в целом, непротиворечивые результаты для крупных форм, наша модель является более детализированной, что позволяет выявить важную новую информацию о строении вулканических комплексов в КГВ.

Можно видеть, что крупные базальтовые постройки Ушковский-Крестовский и Толбачик приурочены к ярким высокоскоростным аномалиям на малых глубинах. Однако на больших глубинах структура под спящим Ушковским вулканом остается высокоскоростной, а под Толбачиком мы наблюдаем аномалию с пониженными скоростями. Это отражает состояние системы подводящих каналов, которые принципиально отличаются под спящим и действующим вулканами.

В районе кластера вулканов Ключевской-Камень-Безымянный наблюдается сложная структура, которая значительно варьируется как по латерали, так и по глубине. Сечение с абсолютными скоростями показывает, что постройки этих вулканов представляют собой относительно низкоскоростные тела, которые расположены на плоском высокоскоростном фундаменте, что, возможно, связано с достаточно быстрым процессом их формирования и слабой консолидированностью изверженных пород. Низкоскоростная аномалия под вулканом Безымянный на глубине 6 км, вероятно, приурочена к малоглубинному магматическому очагу, который ответственен за текущие извержения вулкана.

Неожиданно, для вулкана Удина, который до недавнего времени считался потухшим, обнаружена низкоскоростная аномалия, которая становится наиболее интенсивной на глубине 6 км. Вместе с тем объяснить эту структуру можно с учетом информации о сейсмической активизации этого вулкана, которая началась в декабре 2017 года и продолжается до настоящего времени. Локальная томографическая модель, построенная для этого вулкана при помощи данных, полученных с небольшой временной

сети станций, показала аналогичную низкоскоростную аномалию V_s , расположенную в районе активной сейсмичности [Koulakov et al., 2019]. Это указывает на наличие под вулканом Удина магматического очага, который существовал там и в 2015-2016 году, когда работала сеть KISS, и который активизировался в конце 2017 года. Нельзя исключать, что эта активизация приведет к извержению, однако более вероятно, что она постепенно затихнет, как происходило во множестве случаев «неудавшейся магматической активности» в мире.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Богоявленская, Г. Е., Брайцева, О. А., Мелекесцев, И. В., Максимов, А. П., Иванов, Б. В. Вулкан Безымянный // Действующие вулканы Камчатки, т.1, под ред. Федотова С.А. и Масуренкова Ю. П. М. Москва, ФГУП изд-во «Наука», 1991, с. 168-197.

Добрецов Н. Л., Кулаков И. Ю., Литасов Ю. Д. Пути миграции магм и флюидов и составы вулканических пород Камчатки // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (12), с. 1633-1661.

Ермаков В. А., Вاجةевская А. А. Вулканы Острый и Плоский Толбачик // Бюллетень вулканологических станций, 1973, №. 49, с. 43-53.

Кугаенко Ю. А., Салтыков В. А., Кулаков И. Ю., Павлов В. М., Воропаев П. В., Абкадыров И. Ф., Комзелева В. П. Развитие магматической системы под Удинским вулканическим комплексом (Камчатка) по сейсмическим данным 2017-2019 гг. // Геология и геофизика, 2020, doi: 10.15372/GiG2019160.

Кулаков И. Ю., Добрецов Н. Л., Бушенкова Н. А., Яковлев А. В. Форма слэбов в зонах субдукции под Курило-Камчатской и Алеутской дугами по данным региональной томографии // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (6), с. 830-851.

Кулаков И. Ю., Кукарина Е. В., Гордеев Е. И., Чебров В. Н., Верниковский В. А. Магматические источники в мантийном клине под вулканами Ключевской группы и влк. Кизимен (Камчатка) по данным сейсмической томографии // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (1), с. 109-124.

Лаверов Н. П., Добрецов Н. Л., Богатииков О. А., Бондур В. Г., Гурбанов А. Г., Карамурзов Б. С., Коваленко В. И., Мелекесцев И. В., Нечаев Ю. В., Пономарев В. В., Рогожин Е. А., Собисевич А. Л., Собисевич Л. Е., Федотов С. А., Хренов А. П., Ярмолюк В. В. Новейший и современный вулканизм на территории России. Москва, ФГУП изд-во «Наука», 2005, 604 с.

Мелекесцев И. В., Хренов А. П., Кожемяка Н. Н. Тектоническое положение и общий очерк вулканов Северной группы и Срединного хребта // Действующие вулканы Камчатки,

697 т.1, под ред. Федотова С. А. и Масуренкова Ю. П. М. Москва, ФГУП изд-во «Наука», 1991,
698 с. 74-83.

699 Низкоус И. В., Санина И. А., Кисслинг Э., Гонтовая Л. И. Скоростные свойства
700 литосферы переходной зоны океан-континент в районе Камчатки по данным сейсмической
701 томографии // Физика Земли, 2006, № 4, с. 18-29.

702 Овсянников А. А., Хренов А. П., Муравьев Я. Д. Современная фумарольная
703 деятельность на вулкане Дальний Плоский // Вулканология и сейсмология, 1985, № 5, с. 97-
704 98.

705 Певзнер М. М., Вольнец А. О., Лебедев В. А., Бабанский А. Д., Коваленко Д. В.,
706 Костицын Ю. А., Толстых М. Л., Кущева Ю. В. Начало вулканической активности в
707 пределах Срединно-метаморфического массива (Срединный хребет, Камчатка) // Доклады
708 Академии наук, 2017, т. 475 (5), с. 546-550.

709 Пономарева В. В., Чурикова Т. Г., Мелекесцев И. В., Брайцева О. А., Певзнер М. М.,
710 Сулержицкий Л. Д. Позднеплейстоцен-голоценовый вулканизм Камчатки // Изменение
711 окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы.
712 Том II. Новейший вулканизм северной Евразии: закономерности развития, вулканическая
713 опасность, связь с глубинными процессами и изменениями природной среды и климата.
714 Москва, изд-во ИГЕМ РАН, 2008, с. 19-40.

715 Салтыков В. А., Воропаев П. В., Кугаенко Ю. А., Чебров Д. В. Удинская
716 сейсмическая активизация 2017-2018 гг // Вестник Камчатской региональной организации
717 Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле, 2018, № 1 (37), с. 5-7.

718 Славина Л. Б., Гарагаш И. А., Горельчик В. И., Иванов Б. В., Белянкин Г. А.
719 Скоростное строение и напряженно-деформированное состояние земной коры в районе
720 Ключевской группы вулканов Камчатки // Вулканология и сейсмология, 2001, № 1, с. 49-
721 59.

722 Федотов С. А. Большое трещинное Толбачинское извержение. Камчатка. 1975–1976.
723 Москва, ФГУП изд-во «Наука», 1984, 637 с.

724 Федотов С. А., Жаринов Н. А., Гонтовая Л. И. Магматическая питающая система
725 Ключевской группы вулканов (Камчатка) по данным об её извержениях, землетрясениях,
726 деформациях и глубинном строении // Вулканология и сейсмология, 2010, № 1, с. 3-35.

727 Флеров Г. Б., Овсянников А. А. Вулкан Ушковский // Действующие вулканы
728 Камчатки, т.1, под ред. Федотова С.А. и Масуренкова Ю. П. М. Москва, ФГУП изд-во
729 «Наука», 1991, с. 156-167.

- 730 Флеров Г. Б., Чурикова Т. Г., Ананьев В. В. Вулканический массив Плоских Сопок:
731 геология, петрохимия, минералогия и петрогенезис пород (Ключевская группа вулканов,
732 Камчатка) // Вулканология и сейсмология, 2017, № 4, с. 30-47.
- 733 Флеров Г. Б., Чурикова Т. Г., Гордейчик Б. Н., Ананьев В. В. Вулканический массив
734 Зиминных сопкок: геология и минералогия пород (Ключевская группа вулканов, Камчатка) //
735 Вестник Камчатской региональной организации Учебно-научный центр. Серия: Науки о
736 Земле, 2019, № 4 (44), с. 19-34.
- 737 Хренов А. П., Двигало В. Н., Кирсанов И. Т., Федотов С. А., Горельчик В. И.,
738 Жаринов Н. А. Вулкан Ключевской // Действующие вулканы Камчатки, т.1, под ред.
739 Федотова С. А. и Масуренкова Ю. П. М. Москва, ФГУП изд-во «Наука», 1991, с. 106-145.
- 740 Хубуная С. А., Гонтовая Л. И., Соболев А. В., Низкоус И. В. Магматические очаги
741 под Ключевской группой вулканов (Камчатка) // Вулканология и сейсмология, 2007, № 2,
742 с. 32-54.
- 743 Чебров В. Н., Дроздин Д. В., Кугаенко Ю. А., Левина В. И., Сеньюков С. Л., Сергеев
744 В. А., Шевченко Ю. В., Ящук В. В. Система детальных сейсмологических наблюдений на
745 Камчатке в 2011 г // Вулканология и сейсмология, 2013, № 1, с. 18-40.
- 746 Alexeiev D. V., Tsukanov N. V., Gaedicke C., Freitag R. Collision of the Kronotskiy arc
747 at the NE Eurasia margin and structural evolution of the Kamchatka-Aleutian junction //
748 International Journal of Earth Sciences, 2006, vol. 95 (6), p. 977-993.
- 749 Avdeiko G. P., Savelyev D. P., Palueva A. A., Popruzhenko S. V. Evolution of the Kurile-
750 Kamchatkan volcanic arcs and dynamics of the Kamchatka-Aleutian junction // Volcanism and
751 Subduction: The Kamchatka Region. Geophysical Monograph Series, vol. 172, edited by
752 Eichelberger J., Gordeev E., Kasahara M., Izbekov P., Lees J. M. Washington D.C., published by
753 American Geophysical Union, 2007, p. 37-55.
- 754 Belousov A., Belousova M., Volynets A., Melnikov D., Edwards B. Overview of the
755 precursors and dynamics of the 2012–13 basaltic fissure eruption of Tolbachik Volcano,
756 Kamchatka, Russia // Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2015, vol. 307, p. 22-37.
- 757 Dorendorf F., Wiechert U., Wörner G. Hydrated sub-arc mantle: a source for the
758 Kluchevskoy volcano, Kamchatka/Russia // Earth and Planetary Science Letters, 2000, vol 175 (1-
759 2), p. 69-86.
- 760 Campillo M., Sato H., Shapiro N. M., van der Hilst R. D. New developments on imaging
761 and monitoring with seismic noise // Comptes Rendus Geoscience, 2011, vol 343 (8-9), p. 487-
762 495.
- 763 Churikova T. G., Gordeychik B. N., Edwards B. R., Ponomareva V. V., Zelenin E. A. The
764 Tolbachik volcanic massif: A review of the petrology, volcanology and eruption history prior to

765 the 2012–2013 eruption // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2015, vol 37, p. 3-
 766 21.

767 Girina O. A. Chronology of Bezymianny Volcano activity, 1956-2010 // *Journal of*
 768 *Volcanology and Geothermal Research*, 2013, vol. 263, p. 22-41.

769 Gorbatov A., Domínguez J., Suárez G., Kostoglodov V., Zhao D., Gordeev E.
 770 Tomographic imaging of the P-wave velocity structure beneath the Kamchatka peninsula //
 771 *Geophysical Journal International*, 1999, vol. 137 (2), p. 269-279.

772 Gorbatov A., Fukao Y., Widiyantoro S., Gordeev E. Seismic evidence for a mantle plume
 773 oceanwards of the Kamchatka–Aleutian trench junction // *Geophysical Journal International*,
 774 2001, vol. 146 (2), p. 282-288.

775 Green R. G., Sens- Schönfelder C., Shapiro N., Koulakov I., Tilmann F., Dreiling J., Luehr
 776 B., Jakovlev A., Abkadyrov I., Droznin D., Gordeev E. Magmatic and sedimentary structure
 777 beneath the Klyuchevskoy volcanic group, Kamchatka, from ambient noise tomography // *Journal*
 778 *of Geophysical Research: Solid Earth*, 2020, vol 125 (3), e2019JB018900. [https://doi.org/](https://doi.org/10.1029/2019JB018900)
 779 [10.1029/2019JB018900](https://doi.org/10.1029/2019JB018900).

780 Herrmann R. B. Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and
 781 research, 1987, Saint Louis University [Available at
 782 <http://www.eas.slu.edu/People/RBHerrmann/CPS330.html>]

783 Ivanov I., Koulakov I., West M., Jakovlev A., Gordeev E., Senyukov S., Chebrov V.
 784 Magma sources beneath the Klyuchevskoy and Bezymianny volcanoes inferred from local
 785 earthquake seismic tomography // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2016, vol.
 786 323, p. 62-71.

787 Jiang, G., Zhao D., Zhang G. Seismic tomography of the Pacific slab edge under
 788 Kamchatka // *Tectonophysics*, 2009, vol. 465 (1-4), p. 190-203.

789 Koulakov I., Gordeev E. I., Dobretsov N. L., Vernikovsky V. A., Senyukov S., Jakovlev
 790 A. Feeding volcanoes of the Kluchevskoy group from the results of local earthquake tomography
 791 // *Geophysical Research Letters*, 2011, vol. 38 (9), L09305, doi:10.1029/2011GL046957.

792 Koulakov I., Gordeev E.I., Dobretsov N. L., Vernikovsky V. A., Jakovlev A., Jaxybulatov
 793 K., Senyukov S. Rapid changes in magma storage beneath the Klyuchevskoy group of volcanoes
 794 inferred from time-dependent seismic tomography // *Journal of Volcanology and Geothermal*
 795 *Research*, 2013, vol. 263, p. 75-91.

796 Koulakov I., Maksotova G., Jaxybulatov K., Kasatkina E., Shapiro N. M., Luehr B. G., El
 797 Khrepy S., Al-Arifi N. Structure of magma reservoirs beneath Merapi and surrounding volcanic
 798 centers of Central Java modeled from ambient noise tomography // *Geochemistry, Geophysics,*
 799 *Geosystems*, 2016, vol. 17(10), p. 4195-4211.

Koulakov I., Deev E., Jakovlev A., Novgorodova A., Stupina T., Abkadyrov I., Gordeev E. I., Shapiro N., Al Arifi N., El Khrepy S., Droznina S., Kugaenko Y., Senyukov S., Kulakov R. I., West M. Three different types of plumbing system beneath the neighboring active volcanoes of Tolbachik, Bezymianny, and Klyuchevskoy in Kamchatka // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2017, vol. 122 (5), p. 3852-3874.

Koulakov I., Komzeleva V., Abkadyrov I., Kugaenko Y., El Khrepy S., Al Arifi N. Unrest of the Udina volcano in Kamchatka inferred from the analysis of seismicity and seismic tomography // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2019, vol. 379, p. 45-59.

Koulakov I., Shapiro N., Sens-Shoenefelder C., Luehr B., Gordeev E., Jakovlev A., Abkadyrov I., Chebrov D., Droznina S., Senyukov S., Novgorodova A., Stupina T. Mantle and crustal sources of magmatic activity of Klyuchevskoy and surrounding volcanoes in Kamchatka inferred from earthquake tomography // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (submitted), 2020.

Lees J. M., Symons N., Chubarova O., Gorelchik V., Ozerov A. Tomographic Images of Klyuchevskoy Volcano P-Wave Velocity. // *Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region. Geophysical Monograph Series*, vol.172, edited by Eichelberger J., Gordeev E., Kasahara M., Izbekov P., Lees J. M. Washington D.C., published by American Geophysical Union, 2007, p. 293-302.

Levshin A. L., Yanovskaya T. B., Lander A. V., Bukchin B. G., Barmin M. P., Ratnikova L. I., Its E. N. Recording, identification, and measurement of surface wave parameters // *Seismic Surface Waves in a Laterally Inhomogeneous Earth. Modern Approaches in Geophysics*, vol 9., edited by Keilis-Borok V. I. Dordrecht, published by Springer, 1989, p. 131-182.

Mordret A., Landès M. GUI_FTA_v2p1, 2013, Institut de Physique du Globe de Paris.

Nolet G. Seismic wave propagation and seismic tomography // *Seismic Tomography. Seismology and Exploration Geophysics*, vol 5, edited by Nolet G. Dordrecht, published by Springer, 1987, p. 1-23.

Ozerov A. Yu., Bogoyavlenskaya G. E., Ariskin A. A., Karpenko S. F., Kyle Ph. Petrological-geochemical model for genetic relationships between basaltic and andesitic magmatism of Klyuchevskoi and Bezymyanniy volcanoes, Kamchatka // *Petrology*, 1997, vol. 5 (6), p. 550-569.

Ozerov A. Y., Firstov P. P., Gavrillov V. A. Periodicities in the Dynamics of Eruptions of Klyuchevskoi Volcano, Kamchatka // *Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region. Geophysical Monograph Series*, vol.172, edited by Eichelberger J., Gordeev E., Kasahara M., Izbekov P., Lees J. M. Washington D.C., published by American Geophysical Union, 2007, p. 283-291.

835 Paige C. C. and Saunders M. A. LSQR: An algorithm for sparse linear equations and sparse
836 least squares // ACM Transactions on Mathematical Software (TOMS), 1982, vol. 8(1), p. 43-71.

837 Portnyagin M., Hoernle K., Hauff F., Avdeiko G., Werner R., Bindeman I., Uspensky V.,
838 Garbe-Schönberg D. Transition from arc to oceanic magmatism at the Kamchatka-Aleutian
839 junction // Geology, 2005, vol. 33 (1), p. 25-28.

840 Ritzwoller M. H., Levshin A. L. Eurasian surface wave tomography: Group velocities //
841 Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 1998, vol. 103 (B3), p. 4839-4878.

842 Shapiro N. M., Campillo M., Stehly L., Ritzwoller M. H. High resolution surface wave
843 tomography from ambient seismic noise // Science, 2005, vol. 307 (5715), p. 1615-1618.

844 Shapiro N. M., Gusev A. A., Gordeev E. I., Droznin D. V., Droznina S. Ya., Senyukov S.
845 L. Deep and shallow long-period volcanic seismicity linked by fluid-pressure transfer // Nature
846 Geoscience, 2017b, vol. 10 (6), p. 442-445.

847 Shapiro N. M., Sens-Schönfelder C., Lühr B. G., Weber M., Abkadyrov I., Gordeev E. I.,
848 Koulakov I., Jakovlev A., Kugaenko Y. A., Saltykov V. A. Understanding Kamchatka's
849 extraordinary volcano cluster // EOS: transactions, American Geophysical Union, 2017a, vol. 98
850 (7), p. 12-17.

851 Van Manen S. M., Dehn J., Blake S. Satellite thermal observations of the Bezymianny lava
852 dome 1993–2008: Precursory activity, large explosions, and dome growth // Journal of
853 Geophysical Research: Solid Earth, 2010, vol. 115(B8), B08205, doi:10.1029/2009JB006966.

854 Yogodzinski G. M., Lees J. M., Churikova T. G., Volynets O. N., Dorendorf F., Wöerner
855 G. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges //
856 Nature, 2001, vol. 409 (6819), p. 500-504.