



HAL
open science

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.

1 **СТРУКТУРА ВЕРХНЕЙ КОРЫ ПОД ВУЛКАНАМИ КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППЫ ПО**
2 **ДАНЫМ ШУМОВОЙ ТОМОГРАФИИ**

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

6
7 *1. Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН им. А.А. Трофимука,*
8 *Новосибирск*

9 *2. Новосибирский государственный университет*

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

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

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

14
15 **ВВЕДЕНИЕ**

16 Ключевская группа вулканов расположена на полуострове Камчатка и имеет
17 площадь порядка 50x80 км. К Ключевской группе относят более десяти крупных
18 вулканических построек, а также множество моногенных конусов и других вулканогенных
19 структур. По разнообразию продуктов извержений, размерам вулканов и интенсивности
20 эруптивной активности, Ключевская группа является уникальным вулканическим
21 комплексом, не имеющим аналогов в мире [Лаверов и др., 2005; Пономарева и др., 2008;
22 Федотов и др., 2010]. Три вулкана группы, Ключевской, Безымянный и Толбачик
23 (включающий Острый и Плоский Толбачик, а также Толбачинский Дол), которые относятся
24 к наиболее активным вулканам мира, имеют принципиально различные режимы
25 эруптивной активности и составы изверженных пород, о чем более подробно будет
26 изложено в следующем разделе.

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

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

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

46 Форма и структура погружающейся Тихоокеанской плиты были изучены в работах
47 [Gorbatov et al., 2001; Jiang et al., 2009; Кулаков и др., 2011] при помощи региональных
48 версий алгоритма сейсмической томографии с использованием глобальных каталогов
49 сейсмологических данных. Структура мантийного клина исследовалась на базе
50 использования данных КФ ФИЦ ЕГС РАН по региональной сейсмичности в работах
51 [Gorbatov et al., 1999; Низкоус и др., 2006, Кулаков и др., 2016]. В работе Кулакова и др.,
52 [2016] была обнаружена вертикальная низкоскоростная аномалия под вулканом Кизимен,
53 соединяющая его с погружающимся слэбом. Так же авторы данной статьи выявили под
54 Ключевской группой вулканов серию наклонных скоростных аномалий и выдвинули
55 предположение, что именно эти аномалии определяют многообразие магматических
56 проявлений в данном районе.

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

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

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

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

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

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

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

125

126

КЛЮЧЕВСКАЯ ГРУППА ВУЛКАНОВ

127

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

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

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

150 Главный вулкан группы, Ключевской, имеет высоту 4750 метров и является
151 наиболее высоким активным вулканом в Евразии. Его активность проявляется в виде
152 относительно спокойных извержений с периодичностью 2-4 года, во время которых
153 происходит излияние высокомагнезиальных базальтов из вершинного кратера и более чем
154 80 побочных конусов [Хренов и др., 1991; Ozerov et al., 2007]. Интересной особенностью
155 активности Ключевского вулкана является то, что практически постоянно непосредственно
156 под ним на глубине около 25-30 км происходит множество достаточно сильных
157 длиннопериодных землетрясений [Shapiro et al., 2017b]. Предполагается, что эти
158 землетрясения маркируют положение глубинного очага, расположенного у подошвы коры,
159 который питает текущие извержения Ключевского вулкана [Koulakov et al., 2011, 2013,
160 2017].

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

171 Третий действующий вулкан группы, Толбачик, представляет собой комплекс из
172 двух крупных вулканических построек, Плоского и Острого Толбачика высотой 3085 и
173 3682 метров соответственно, и обширной территории на юге, называемой Толбачинским
174 долом. Последнее трещинное извержение вулкана Толбачик случилось в 2011-2012 годах.

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

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

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

206

207

ДАННЫЕ

208

209 из России, Франции и Германии [Shapiro et al., 2017b]. Сейсмические станции были

210 установлены на площади 120x70 км, включающей в себя Ключевскую группу вулканов с
211 окружающей её частью Центрально-Камчатской депрессии и доходящей до вулкана
212 Кизимен на юге. Станции были установлены в августе-сентябре 2015 года и сняты в июле
213 2016 года. Некоторое количество станций было транспортировано до точек наблюдения
214 автомобильным транспортом, однако большая часть из них была установлена в
215 труднодоступных местах, куда была доставлена легким вертолетом Робинсон. Временные
216 станции устанавливались с учетом расположения 17 перманентных станций КФ ФИЦ ЕГС
217 РАН. Временная сеть включала в себя 30 сенсоров 30 Trillium Compact (с максимальным
218 периодом колебаний до 120 с), 6 сенсоров Guralp CMG-6T (30 с), 8 сенсоров Guralp CMG-
219 6TD (30 с), 9 R-Sensors CME-4111 и 30 Mark L-4C-3D с номинальным максимальным
220 периодом 1 с. Следует отметить, что для сенсоров Mark L-4C-3D ранее было показано, что
221 несмотря на указанную границу частотного диапазона, они стабильно регистрируют сигнал
222 с периодом до 20 секунд, что позволяет также использовать их для выполнения шумовой
223 томографии. В сумме, в рамках сети KISS одновременно функционировали 50
224 широкополосных станций, 27 станций с промежуточными частотными характеристиками и
225 28 короткопериодных прибора. В работе [Green et al. \[2020\]](#) были использованы данные по
226 всем станциям широкого и промежуточного диапазона. В нашем исследовании, поскольку
227 основной интерес представляли вулканические структуры, мы ограничились только
228 станциями, расположенными на территории КГВ ([рис. 1a](#)). Всего в данной работе были
229 использованы записи 37 станций, что теоретически дает 666 пар приемников,
230 соответствующих лучам в шумовой томографии. Однако после отбора кондиционных
231 данных количество лучей, выбранных для томографии, было существенно меньше.

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

245 запись со значениями 1 и -1 в соответствии со знаком исходного сигнала. Далее проводится
246 кросс-корреляция сигналов, соответствующих паре станций. Полученная в результате этой
247 процедуры коррелограмма соответствует сейсмическому сигналу, генерируемого одной из
248 станций в качестве виртуального источника и регистрируемого другой. Наиболее четкими
249 на этой записи проявляются поверхностные волны, которые можно использовать для
250 дальнейшей томографической процедуры. В нашем случае мы реализовали корреляцию
251 только для вертикальных колебаний приемника (Z-канала), в результате чего мы получили
252 записи волн Рэля. Корреляция производилась для участков сейсмограмм
253 продолжительностью 24 часа. Все полученные коррелограммы затем суммировались по
254 всему времени одновременной работы соответствующих пар станций. Итоговые
255 суммарные коррелограммы для всех пар используемых в работе станций приведены на (рис.
256 2).

257 Далее выполняется анализ полученных на суммарных коррелограммах записей
258 поверхностных волн и построение на их основе дисперсионных кривых групповых
259 скоростей. Для этого используется алгоритм частотно-временного анализа (Frequency-time
260 analysis, FTAN), разработанный [Levshin et al., 1989; Ritzwoller and Levshin 1998]. На первом
261 этапе производится осреднение положительной и отрицательной частей коррелограммы,
262 соответствующих волнам, идущих от одной станции к другой и обратно. После этого
263 проводится фильтрация полученной коррелограммы серией узкополосных фильтров с
264 периодами от 1 до 10 секунд. Полученные спектры выстраиваются на едином графике с
265 координатами кажущаяся скорость – период. Максимум амплитуды спектра на каждом
266 периоде показывает значение групповой скорости на данной частоте. Для всех пар станций
267 строились такие зависимости и делались попытки провести дисперсионные кривые по
268 максимумам объединенного спектра. Для пикирования дисперсионных кривых
269 использовался алгоритм, разработанный [Mordret A., Landès M., 2013] (рис. 3). Для
270 некоторых пар станций однозначно определить точки максимумов спектра было
271 невозможно в силу низкого уровня сигнал/шум, и такие данные отбрасывались. Даже там,
272 где дисперсионная кривая относительно неплохо прослеживалась, на малых периодах
273 определение положения кривой было затруднено наличием множества мод, а на высоких
274 периодах – слишком плоской формой спектра. По этой причине, подавляющее
275 большинство дисперсионных кривых было снято для диапазона периодов 2-7 секунд.
276 Входными данными для нашего томографического алгоритма являются файлы,
277 содержащие значения групповых скоростей волн Рэля для фиксированного периода и
278 координаты отвечающих им пар станций. Таким образом, всего в работе было использовано
279 6 файлов. Количество и конфигурация лучей для каждого периода приведены в (табл. 1) и

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

284 АЛГОРИТМ ШУМОВОЙ ТОМОГРАФИИ И РЕЗУЛЬТАТЫ

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

290 *Карты групповых скоростей.*

291 Построение карт групповых скоростей основано на итеративном повторении
292 процедур лучевого трассирования и инверсии. Для каждой отдельной частоты (периода)
293 для всех пар станций строятся лучи поверхностных волн с учетом рельефа и распределения
294 групповой скорости. С этой целью разработан специальный алгоритм лучевого
295 трассирования методом изгиба, подробно описанный в работе [Koulakov et al., 2017],
296 который подразумевает постепенный изгиб луча и поиск траектории с минимальным
297 временем пробега. Примеры построения лучей для первой и пятой итерации для одной из
298 частот показаны на (рис. 5a, b). Отметим, что даже в стартовой модели лучи не являются
299 прямыми линиями из-за влияния рельефа (см., например, луч, отмеченный синим, на рис.
300 5a, b). При наличии высоких резких гор, как в нашем случае, поверхностная волна имеет
301 меньшее время пробега, если проходит вокруг горы, а не по ее поверхности.

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

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

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

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

330 *Оптимизация одномерной модели V_s .*

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

$$344 \quad A_{ij} = dU_j / dV_{s_i}$$

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

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

365 Важным этапом является проверка вертикального разрешения, обеспечиваемого
366 данной системой наблюдения. Изначально мы не ожидали высокого вертикального
367 разрешения, поскольку использовали дисперсионные кривые только на шести периодах с
368 относительно небольшим диапазоном. Это не дает достаточного количества уравнений для
369 восстановления детальных структур по глубине. На ([рис. 9](#)) приведен пример
370 синтетического моделирования, направленного на оценку вертикального разрешения в
371 рассматриваемом случае. В качестве референтной модели мы выбрали распределение,
372 полученное для реальных данных. На эту скоростную модель мы накладывали слои
373 толщиной 2 км с чередующимися положительными и отрицательными аномалиями с
374 амплитудой $\pm 7\%$. В этой модели была рассчитана дисперсионная кривая (синяя линия на
375 [рис. 9с](#)). Дисперсионная кривая в стартовой модели существенно отличается от кривой в
376 истинной модели. После нескольких итераций процедура привела к решению, показанному
377 красной линией на ([рис. 9с](#)), которое достаточно точно накладывается на «наблюдаемые»
378 значения. При этом исходные и восстановленные скорости и аномалии показаны на ([рис.](#)
379 [9а и b](#)) соответствующими цветами. Как и ожидалось, идеального восстановления слоев не
380 получилось, однако основные вариации до глубины 5-6 км определяются корректно.
381 Ограничения вертикального разрешения, продемонстрированные данным тестом, должны
382 приниматься во внимание при интерпретации результатов инверсии реальных данных.

383 ***Построение трехмерных моделей Vs.***

384 Для построения трехмерной модели V_s , в каждой точке области (x, y) строится
385 локальная дисперсионная кривая по значениям групповых скоростей в двумерных моделях,
386 соответствующих различным частотам. Согласно алгоритму оптимизации, описанному в
387 предыдущем разделе, можно построить одномерную модель $V_s(z)$ в текущей точке области.
388 Выполнив аналогичную процедуру для всех точек области, можно построить трехмерную
389 модель $V_s(x, y, z)$. В настоящей работе инверсия проводится одновременно для всех точек
390 области. При этом накладываются дополнительные условия не только на сглаживание
391 скорости в вертикальном, но и в горизонтальном направлении. Для этого добавляются
392 дополнительные уравнения, обеспечивающие минимизацию разницы значений скорости в
393 соседних узлах, расположенных на одной глубине. При одновременной инверсии
394 коэффициент сглаживания в вертикальном направлении составлял 0.2, а в горизонтальном
395 – 0.3. Регуляризация по амплитуде не производилась.

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

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

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

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

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

437 ***Синтетическое тестирование.***

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

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

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

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

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

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

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

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

467 Как отмечалось в параграфе «Оптимизация одномерной модели V_s », вертикальное
468 разрешение в данном случае имеет определенные ограничения, главным образом связанные
469 с малым количеством уравнений (шесть, по количеству задействованных периодов),
470 участвующих в восстановлении скорости по глубине. На (рис. 14) показан результат
471 синтетического тестирования, нацеленного на изучение вертикального разрешения. В этом
472 случае синтетическая модель типа «шахматная доска» с аномалиями скорости размером
473 15x2 км была задана вдоль сечения A1B1, положение которого обозначено на (рис. 13).
474 Можно видеть, что томографическая инверсия обеспечивает восстановление аномалий в
475 верхних трех слоях до глубины около 5 км. В четвертом слое аномалии размазываются вниз,
476 что говорит об ограниченном разрешении модели ниже глубины 6 км.

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

480

481

ОБСУЖДЕНИЕ

482

Сравнение с предыдущими моделями.

483

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

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

506 Определенное соответствие наблюдается между моделью из работы [Koulakov et al.](#)
507 [\[2020\]](#), полученной на основе инверсии данных по объемным волнам, с картами групповых
508 скоростей на малых периодах и близповерхностными аномалиями dVs, рассчитанными в
509 результате настоящего исследования ([рис. 15](#)). Можно видеть, что во всех случаях крупные
510 аномалии, отвечающие вулканическим структурам КГВ, выделяются одинаково. Некоторое
511 различие наблюдается на периферии изучаемой области, что может быть связано с тем, что
512 там разрешение обеих моделей падает, и увеличивается влияние случайного фактора. Тем
513 не менее, из наличия явного соответствия основных аномалий, полученных независимо на
514 основе принципиально различных типов данных, можно сделать вывод о достоверности
515 выявленных структур.

516 ***Проявления вулканических структур КГВ в томографических моделях.***

517 В полученных моделях групповых скоростей и Vs отчетливо выделяются аномалии,
518 связанные с крупнейшими вулканическими постройками внутри КГВ. Наиболее яркая
519 высокоскоростная аномалия на всех интервалах глубин расположена под сросшимися
520 вулканами Ушковский и Крестовский. Можно определенно сказать, что на малых глубинах
521 (1 км) и малых периодах (2 с) высокоскоростная аномалия показывает основание крупного
522 базальтового щитового вулкана, начиная с которого здесь началось развитие вулканической

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

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

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

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

565 Под кластером из трех сросшихся друг с другом вулканов Ключевской, Камень и
566 Безымянный наблюдается достаточно сложная структура. На малых глубинах (1 км)
567 Ключевской вулкан и потухший Камень тяготеют к высокоскоростной аномалии, которая,
568 впрочем, существенно менее четко выражена, чем в случаях Ушковского и Толбачинских
569 вулканов. Это можно объяснить тем, что в настоящее время активный и быстро растущий
570 вулкан Ключевской, хоть и состоит преимущественно из базальтовых пород, имеет в своей
571 постройке достаточно высокое содержание рыхлой пироклаستي́ки, не успевшей
572 консолидироваться в высокоскоростной материал. Вулкан Камень на глубине 1 км (около
573 2 км выше уровня моря) связан с небольшой высокоскоростной аномалией, которая
574 является следствием того, что Камень давно является потухшим и состоит из
575 консолидированных изверженных пород. Вместе с тем, относительно малая амплитуда этой
576 аномалии может быть объяснена с тем, что по составу этот вулкан тяготеет к андезитам,
577 имеющим более низкие скорости, чем базальты. Третий вулкан кластера, Безымянный, на
578 глубине 1 км (и особенно на карте групповых скоростей для периода 2 с) находится в районе
579 локального понижения скорости, что можно связать с большим количеством рыхлой
580 пироклаستي́ки, образовавшейся вследствие взрывного характера извержений этого вулкана.
581 Также нужно учитывать андезит-дацитовый состав продуктов Безымянного,
582 проявляющийся в пониженных сейсмических скоростях по сравнению с более основными
583 породами у других вулканов кластера.

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

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

601 Неожиданным является расположение вулкана Удина внутри низкоскоростной
602 аномалии, доминирующей на всех глубинах (за исключением 4 км), хотя по свойствам эта,
603 как предполагалось ранее, потухшая вулканическая постройка должна проявляться
604 аналогичным вулкану Зими́на образом. Подобная низкоскоростная аномалия
605 прослеживается в модели, построенной на базе данных по объемным волнам [Koulakov et
606 al., 2020]. В какой-то степени наличие здесь пониженных скоростей можно объяснить
607 андезит-дацитовым составом этого вулкана, аналогичным вулкану Безымянный. В момент
608 проведения эксперимента KISS не было никаких свидетельств какой-либо активности
609 вулкана Удина, и он причислялся во всех базах данных к полностью потухшим. Поэтому
610 яркая низкоскоростная аномалия V_s на глубине 6 км под этим вулканом (фактически, на
611 глубине 3-4 км) не находила объяснения с учетом имевшейся к тому времени информации.
612 Однако в декабре 2017 года на этом вулкане началась сейсмическая активизация, которая
613 продолжалась больше двух лет и вызвала определенные беспокойства по поводу
614 возможности его извержения [Кугаенко и др., 2020]. Для точной локализации сейсмичности
615 под этим вулканом были установлены на срок три месяца четыре станции, которые выявили
616 более 300 вулканотектонических событий непосредственно под Удиной [Koulakov et al.,
617 2019]. Также на базе этих данных была проведена томографическая инверсия, которая
618 выявила под вулканом Удина аномальную зону с повышенными скоростями продольных
619 волн (V_p) и пониженными V_s . По интенсивности и расположению эта аномалия dV_s
620 соответствует тому, что мы наблюдаем в независимо рассчитанной модели по
621 поверхностным волнам. На основании полученной в этих исследованиях информации
622 можно сделать предположение, что под вулканом Удина на глубине 4-6 км под уровнем
623 моря существует магматический очаг, который в течение многих тысяч лет находился в
624 пассивном состоянии, однако в последние годы стал проявлять признаки активности.
625 Вероятно, наблюдаемая в последние годы активизация вулкана Удина постепенно затихнет,
626 как происходило во множестве других подобных случаев. Вместе с тем нельзя исключать

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

629

630

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

631 Данное исследование является по сути повторением другой работы [Green et al.,
632 2020], выполненной недавно и посвященной изучению строения верхней коры Ключевской
633 группы вулканов на основе данных по поверхностным волнам. Базовые методические
634 подходы и источник исходных данных (сеть KISS) в этих двух исследованиях были одними
635 и теми же. Однако конкретные алгоритмы томографической инверсии были существенно
636 различны. Green et al. [2020] использовали подход случайного поиска решения на основе
637 метода Монте-Карло, в то время как в настоящей работе мы использовали итеративные
638 схемы с линеаризованной матричной инверсией. При том, что обе работы предоставили, в
639 целом, непротиворечивые результаты для крупных форм, наша модель является более
640 детализированной, что позволяет выявить важную новую информацию о строении
641 вулканических комплексов в КГВ.

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

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

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

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

669

670

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

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

674 Добрецов Н. Л., Кулаков И. Ю., Литасов Ю. Д. Пути миграции магм и флюидов и
675 составы вулканических пород Камчатки // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (12), с. 1633-
676 1661.

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

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

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

686 Кулаков И. Ю., Кукарина Е. В., Гордеев Е. И., Чебров В. Н., Верниковский В. А.
687 Магматические источники в мантийном клине под вулканами Ключевской группы и влк.
688 Кизимен (Камчатка) по данным сейсмической томографии // Геология и геофизика, 2016, т.
689 57 (1), с. 109-124.

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

695 Мелекесцев И. В., Хренов А. П., Кожемяка Н. Н. Тектоническое положение и общий
696 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., Волынец 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) // Вулканонология и сейсмология, 2017, № 4, с. 30-47.
- 733 Флеров Г. Б., Чурикова Т. Г., Гордейчик Б. Н., Ананьев В. В. Вулканический массив
734 Зиминных сопок: 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) // Вулканонология 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 // Вулканонология 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., Vernikovskiy 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., Vernikovskiy 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.

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

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

808 Koulakov I., Shapiro N., Sens-Shoenefelder C., Luehr B., Gordeev E., Jakovlev A.,
809 Abkadyrov I., Chebrov D., Droznina S., Senyukov S., Novgorodova A., Stupina T. Mantle and
810 crustal sources of magmatic activity of Klyuchevskoy and surrounding volcanoes in Kamchatka
811 inferred from earthquake tomography // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (submitted),
812 2020.

813 Lees J. M., Symons N., Chubarova O., Gorelchik V., Ozerov A. Tomographic Images of
814 Klyuchevskoy Volcano P-Wave Velocity. // *Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region.*
815 *Geophysical Monograph Series*, vol.172, edited by Eichelberger J., Gordeev E., Kasahara M.,
816 Izbekov P., Lees J. M. Washington D.C., published by American Geophysical Union, 2007, p.
817 293-302.

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

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

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

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

830 Ozerov A. Y., Firstov P. P., Gavrilov V. A. Periodicities in the Dynamics of Eruptions of
831 Klyuchevskoi Volcano, Kamchatka // *Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region.*
832 *Geophysical Monograph Series*, vol.172, edited by Eichelberger J., Gordeev E., Kasahara M.,
833 Izbekov P., Lees J. M. Washington D.C., published by American Geophysical Union, 2007, p.
834 283-291.

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.