

УДК 551.24; 551.14

МОДЕЛЬ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППЕ ВУЛКАНОВ (ПО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

© 2014 В.А. Ермаков¹, И.А. Гарагаш¹, Л.И. Гонтовая²

¹Институт физики Земли РАН, Москва, 107031, e-mail: ermak@ifz.ru;

²Институт вулканологии и сейсмологии ДВОРАН, Петропавловск-Камчатский;
e-mail: lecy@emsd.ru

На базе локальной сейсмической томографии (по вулканотектоническим землетрясениям), анализа особенностей сейсмичности, геодинамического моделирования и результатов других геолого-геофизических исследований предложена модель тектономагматических процессов Ключевской группы вулканов. Рассмотрено взаимодействие разнотипных тектонических разрывов и поднимающихся магм. Показано, что развитие вулканизма приводит к изменению структуры и состава земной коры, ее утонению.

Ключевые слова: Ключевская группа вулканов, тектоника, скоростные аномалии, деформации, напряжения.

ВВЕДЕНИЕ

Ключевская группа вулканов (КГВ), включающая действующие вулканы Ключевской, Безымянный, Плоский Толбачик, относится к активнейшим вулканическим районам в мире. Общий объем четвертичных вулканитов составляет здесь, по разным оценкам, 4-5 тыс. км³. Первые обобщающие работы для территории КГВ выполнены В.И. Влодавцем (1940) и Б.И. Пийпом (1956). Синтез геологических данных с составлением первой геолого-петрографической карты КГВ масштаба 1:200000 сделан В.А. Ермаковым (1977). Для изучения структуры и свойств земной коры (ЗК) и верхней мантии (ВМ) этого района использованы различные геофизические методы, в частности, сейсмологические с применением взрывов и землетрясений (з/с) (Аносов и др., 1978; Балеста и др., 1991; Горшков, 1956; Пийп и др., 1991; Славина и др., 2012; Федотов и др., 1988, 2010; Фирстов и др., 1971 и другие); гравиметрия (Зубин и др., 1990); геоэлектрика (Мороз, 1985, 2006). В последние годы трехмерная структура литосферы под КГВ исследуется методом лучевой сейсмической томографии (Гонтовая и др., 2004; Добрецов и др., 2012; Ермаков и др., 2012; Кулаков и др., 2011; Федотов и др., 2010; Koutrakov et al.,

2013; Lees et al., 2007; Nizkous et al., 2007 и др.). При этом результаты во всех названных работах были получены на основе кинематических данных вулканотектонических (ВТ) и региональных з/с, зарегистрированных сетью станций Камчатского филиала Геофизической службы РАН. Разработанные на их основе трехмерные скоростные модели имеют как чер-ты сходства, так и видимые отличия. Это связано с неоднозначностью решения обратной задачи и зависимости результатов моделирования от методических подходов и способов интерпретации выбранных из каталогов исходных данных. По этой причине мы с некоторой осторожностью относимся к представленной в работах (Кулаков и др., 2011, Добрецов и др., 2012, Koutrakov et al., 2013 и др.) интерпретации серии скоростных моделей ЗК под КГВ, которые построены с интервалом в один год за период наблюдений 2001-2009 гг. По мнению авторов, изменения рисунка скоростного поля свидетельствуют о быстрых вариациях физических свойств коры в период подготовки и извержения вулканов Ключевской и Безымянный. Отмечая безусловную важность этих результатов, мы рассматриваем их как предмет для дальнейших дискуссий и работы над этой проблемой, имеющей принципиальное значение для вулканической геологии.

В основу наших представлений о строении ЗК под КГВ положены результаты томографического восстановления скоростного поля, полученные с использованием методики, разработанной в Университете г. Цюрих (Швейцария) (Kissling et al., 1988, 1994; Nizkous et al., 2007 и др.). Одновременно рассматриваются некоторые результаты пространственного анализа частотно-магнитудного распределения ВТ землетрясений, полученные по методике, предложенной в работах (Wiemer et al., 1997, 1998). Разработанные скоростные модели послужили основой для численного моделирования физико-динамических параметров ЗК под КГВ. На основе комплекса полученных геолого-геофизических данных предлагается обобщенная модель тектоно-магматического процесса в земной коре под КГВ.

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИКИ КГВ

КГВ, с приблизительными размерами 80×120 км², расположена в широкой части Центрально-Камчатского рифта, который ограничен с востока Камчатским разломом – сбросом, имеющим общее СВ простирание (Ермаков, 1993; Ермаков и др., 1974; Очерки..., 1987). Центральную часть КГВ занимает поднятие (ЦП), которое обрамляется двумя смежными межгорными впадинами: Хапиченской (ХВ) и Козыревской (КВ) (рис. 1). Подобное же сочетание структур в рифте наблюдается и на площадях к ЮЗ от КГВ, на широтах вулкана Николка – хр. Тумрок, где аналогичное поднятие (НП) под вулканом обрамлялось двумя смежными впадинами: Карактовой (КрВ) и Щапинской (ЩВ). В позднем плиоцене эта часть рифта была более активной, чем площадь КГВ, однако в последующем, в плейстоцене, ситуация изменилась: Щапинская впадина оказалась втянутой в поднятие хр. Тумрок, четвертичный вулканизм в этой зоне сильно сократился, а современный вулканизм представлен вулканом Кизимен и редкими арельными центрами. Связи между вулканизмом и тектоникой здесь, по-видимому, парагенетические. На площади КГВ, в ХВ в плейстоцене фиксируется интенсивное погружение. Мощность вулканогенной молассы во впадине достигает 2-3 км, а мощность складчатого комплекса поздний мел-палеогенового возраста – 5-6 км; глубина кристаллического фундамента – 10-11 км (Аносов и др., 1978). Вулканизм во впадине представлен небольшими объемами лавовых плато среднего плейстоцена. Козыревская впадина (КВ) – не вулканическая, мощность осадков здесь больше. ЦП, по гравиметрическим данным, характеризуется положительной, впадины – отрицательными аномалиями поля силы тяжести в редукции Буге. Аномалия ЦП вызвана высоким

положением пород офиолитовой ассоциации со средней плотностью 2.9 г/см³ (Зубин и др., 1990).

Необходимо отметить, что ЦП под вулканами сопровождается «прогибом» сейсмических границ, что связано с насыщением верхней части ЗК магматическими расплавами и широким развитием гидротермальных процессов. Согласно сейсмическим данным вдоль профиля КМПВ (корреляционный метод преломленных волн), пересекающем Ключевской вулкан в направлении СВ-ЮЗ (рис. 1), на глубинах 1-3 км ниже дневной поверхности присутствуют слои пониженной скорости, которые интерпретируются неоднозначно; они могут свидетельствовать о наличии здесь водоносных горизонтов (Балеста и др., 1991; Гонтовая и др., 1993). На СВ конце профиля общая мощность таких пластов достигает 2 км, а в поднятии она заметно меньше, до 200-300 м. Эти горизонты характеризуются низкими значениями электрического сопротивления (5-10 Ом·м).

КГВ делится на две части широтным разломом, выраженным на поверхности долиной р. Студеной (рис. 1). К северной части приурочены гигантские вулканы высотой почти до 5 км, южной – три изолированные группы вулканов несколько меньших размеров. Глубина заложения этого разлома ≤ 15 км; несмотря на его важную роль в локализации КГВ он имеет подчиненное значение в общей системе региональных разломов. Наиболее значимым и одним из крупнейших среди последних является Толбачинско-Адриановский, расположенный между вулканами Плоский Толбачик и Николка. Эти разломы определяют соотношение рифтов Центрально-Камчатской депрессии (ЦКД) и Срединного хребта, а также отдельных блоков кристаллического основания ЗК в средней части Камчатки.

Система глубинных разломов (ГРз) КГВ представлена рядом частных разломов общей протяженностью ~ 120 км; при учете стыкующихся с ними периферийных разломов Центрально-Камчатской депрессии (ЦКД), протяженность этой системы ГРз увеличится до 200 км (рис. 1). Признаки отдельных ГРз, имеющих длину 40-60 км, в каждом отдельном случае однотипны: большая глубина заложения, их связь с мало дифференцированными базальтами, андезибазальтами, их наклон к востоку, юго-востоку (под углами 70-85°). Активность ГРз наблюдается с начала позднего плиоцена в течение 1 млн. лет.

Выделенные по гравиметрическим данным разломы среднего яруса коры представляют собой систему ортогональных разрывов, связанных с кристаллическим цоколем, не вскрытым на поверхности (рис. 1б). Идентичность в про-

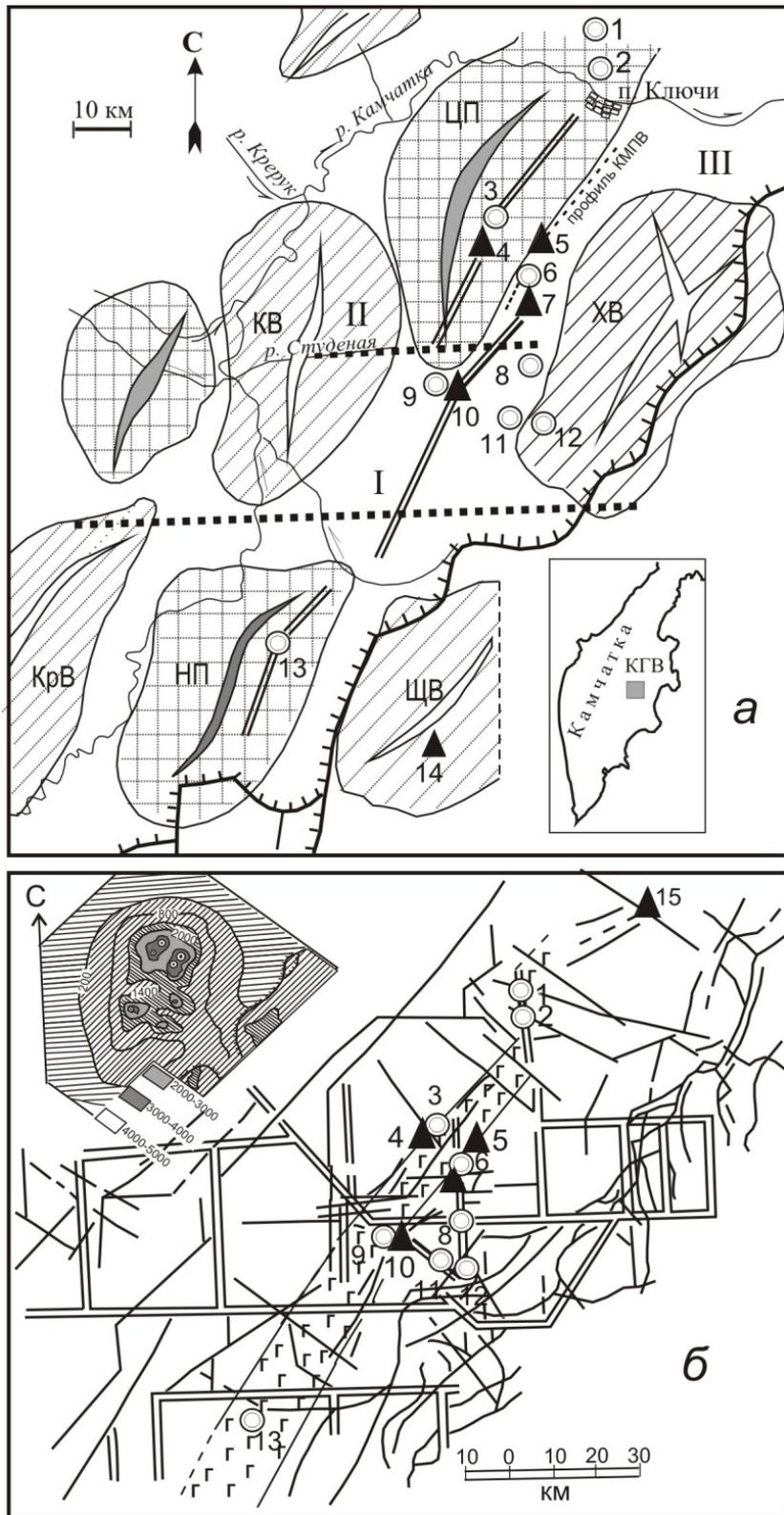


Рис.1. Схема тектонического районирования (а) и разломной тектоники (б) района КГВ: 1 – действующие и 2 – потухшие вулканы; 3 – широтные сбросо-сдвиги (I – Толбачинско-Адриановский, II – долины р. Студеная); 4 – разлом хр. Кумроч (III); 5 – глубинные разломы; 6 – зона глубинных разломов; 7 – разломы кристаллического цоколя (по данным гравиметрии); 8 – новейшие и современные разломы; Перекрестной штриховкой показаны поднятия (ЦП и НП), штриховкой – периферийные впадины (КВ и ХВ, КрВ и ЦВ), пояснение сокращений в тексте. Вулканы: 1 – Харчинский, 2 – Заречный, 3-4 – вулканы Плоских сопок; 5 – Ключевской, 6 – Камень, 7 – Безымянный, 8 – вулканы Зиминых сопок, 9-10 – Острый и Плоский Толбачик, 11-12 – Большая и Малая Удины, 13 – Николка, 14 – Кизимен, 15 – Шивелуч. На врезках показаны местоположение и морфометрическая схема (метры) КГВ.

стирания системы ГРз и паутины СВ разрывов и их возрастное соответствие указывают на причинно-следственные связи тех и других и на первичность ГРз по отношению ко вторым разрывам; развитие Камчатского разлома ЦКД определяется системой ГРз (Ермаков, 1993). На морфометрической схеме ярко выражена связь и совпадение ориентировки захороненной ортогональной системы разрывов с главными элементами рельефа на высотах от 800 до 1500 м (рис. 1б). Этот рельеф образован до середины плейстоцена, тогда как в позднем плейстоцене и голоцене его ориентация изменяется на СВ. Ортогональная система (на поверхности) выражена лишь в формировании грабена р. Студеная. Эти данные указывают на изменения глубины источников и ориентации очагов магмы, их вулканических каналов при подъеме магмы к поверхности. В позднем плейстоцене трещины ГРз вышли на поверхность, что было связано либо с последовательной переработкой (магмой) верхних горизонтов ЗК, либо с началом нового магматического цикла (Ермаков, 1977). С одной стороны ясно, что система ГРз является молодой и наложенной на меридиональную систему разрывов. С другой стороны, она указывает на связь с уже существовавшей магматической системой, первое проявление которой относится к позднему плиоцену. Смещение разрывов ГРз, контролирующих формирование пар вулканов Плоских сопок и Ключевского-Камня, в юго-восточном направлении, указывает на соответствующие геодинамические изменения в глубоких структурах ЗК. Одно из таких изменений – это сокращение площади опускания ХВ в голоцене и смещение ее западной границы.

СТРУКТУРА И ОСОБЕННОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ КГВ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Особенности структуры ЗК под КГВ в общих чертах можно охарактеризовать по результатам профильных наблюдений ГСЗ-КМПВ, выполненных в этом районе с применением контролируемых источников (взрывов). Крупнейшие вулканы Ключевской и Безымянный, а также частично Плоский Толбачик располагаются в градиентной зоне поля силы тяжести, которая фиксирует границу между ЦП и ХВ. Профиль КМПВ был ориентирован вдоль этой зоны, являющейся элементом ГРз, и лишь к ЮЗ от Ключевского вулкана пересекает выступ ЦП. Были получены данные о сейсмических границах раздела в ЗК, их морфологии, глубине раздела Мохо и положении аномальных зон, предположительно связанных с магматическими очагами вулканов Ключевской и Безымянный (Аносов

и др., 1978; Балеста и др., 1991, Пийп и др., 1991). Согласно данным ГСЗ мощность коры под КГВ составляет в среднем 30-40 км; четко выражена расслоенность раздела Мохо, в частности и под активными вулканами. Скорость продольных волн (V_p) вдоль кровли кристаллического фундамента составляет 5.9-6.2 км/с, границ раздела в средней коре V_p – 6.5-6.6 км/с, в нижней – 7.2 км/с. В ЗК под ХВ скорости в нижней коре значительно ниже (6.5-6.8 км/с). Полученные результаты о положении зон магматического питания вулканов носили качественный характер. Особо уязвимым представляется предположение о непосредственной связи магматических источников Ключевского и Безымянного вулканов, поскольку геофизические данные изначально были недостаточны и содержали возможность разного толкования сейсмических неоднородностей.

По данным региональной сейсмической томографии мощность коры (по изолинии скорости $V_p = 7.5$ км/с) оценивается в ~ 40 км (Гонтовая и др., 2010; Nizkous et al., 2007). Распределение значений V_p демонстрирует общую стратификацию коры. Однако, многочисленные участки с аномальными значениями скорости $\pm \Delta V_p$ в ряде случаев создают блоковую текстуру с проявлением вертикальных границ; это особенно характерно для построений по поперечным S-волнам. Распределение параметра V_p/V_s в верхних частях разреза хорошо проявляет площади развития древних вулканогенно-осадочных пород с большим содержанием вулканитов ($V_p/V_s \approx 1.5$). Подошва осадочного слоя по рисунку скоростного поля предполагается на глубине 5-7 км (максимум до 10 км во впадинах). В поле S-волн на глубинах ниже этого слоя хорошо выражена ортогональная делимость консолидированного фундамента; блоки фундамента выделяются также по гравиметрическим данным (Зубин и др., 1990). Области пониженной скорости V_p по периферии ЦП, где расположены вулканы, включают не только кору, но и более глубокую литосферу (до ~ 60-90 км) (Гонтовая и др., 2010). Под самым поднятием по этим же данным фиксируется, наоборот, подъем мантии и, соответственно, сокращение мощности коры до 30 км. Глубокие корни низкоскоростной литосферной мантии прослеживаются под ЗК до глубин 110-130 км и характерны для невулканической ЮЗ части ЦКД, где депрессия пересекает метаморфический массив. Вероятно, мощная литосфера указывает на эпиконтинентальную природу Камчатки, а локальные высокоскоростные участки в литосфере являются следствием интенсивной переработки низов коры под КГВ в течение вулканической активности в последний миллион лет. Этот вывод важен как для тектони-

ки, так и для петрогенезиса, поскольку позволяет рассматривать проблему магмообразования не только в виде миграции готовых глубинных расплавов, но и как их активное взаимодействие с континентальной корой.

Объемная скоростная модель земной коры под КГВ рассчитана с использованием метода локальной сейсмической томографии. Моделирование выполнено на основе кинематических данных Р- и S-волн от ВТ-землетрясений за период 2000-2004 гг. Использовано 11357 з/с; общее число вступлений волн составило 164196, включая 86893 фаз Р-волн и 77303 S-волн. Ячейки параметризации модели при решении обратной задачи составляли $10 \times 10 \times 5$ км³. Для расчета трехмерной (3D) структуры разработана исходная одномерная модель ЗК (в значениях V_p , V_s и параметра V_p/V_s), согласно которой были пересчитаны координаты гипоцентров з/с, выбранных из каталога. Эта модель включает слои с аномальными значениями параметра V_p/V_s ($=1.8-1.95$) в интервалах глубин 5-8, 25-30 и 40-50 км (показано стрелками на рис. 2Б на 3 стр. обложки). Рис. 2 (B^I , B^{II} , Γ^I , Γ^{II} , D^I , D^{II}) иллюстрируют вертикальные сечения полученной трехмерной скоростной модели, на которые спроецированы значения параметров скорости и гипоцентры з/с с интервалов ± 5 км от линии профиля. На рис. 2 (E^I , E^{II}) также приведены сечения трехмерной модели частотно-магнитудного распределения сейсмичности (b-value) вдоль рассмотренных профилей. Для его расчета было использовано 12500 з/с с $M \geq 1.6$ за период 1999-2005 гг. Профиль II (СВ-ЮЗ), пересекающий вулканы Ключевской и Плоский Толбачик, соответствует плоскости глубинных разломов, а профиль I (СЗ-ЮВ) почти по нормали пересекает эти разломы, то есть отражает поперечное строение зоны ГРз в ее наиболее активной части. Из двух ГРз, разделенных по их простираению грабеном р. Студеная, разлом Плоских сопков — более древний; его максимальная активность приходится на поздний плейстоцен-ранний голоцен (Ермаков и др., 1977). ГРз Толбачинских сопков — голоценовый и очень активный; Ключевской вулкан находится на его СВ продолжении (Ермаков, 1977; Ермаков и др., 2013).

Рассмотрим положение аномальных зон (возможно, содержащих расплавы), используя параметр V_p/V_s и аномалии ΔV_s , предполагая, что наибольшая вероятность магматической залежи соответствует ситуации, когда максимальные значения V_p/V_s будут одновременно соответствовать минимальным — V_s . На профиле II (разрезы ГП и ДП) уверенно выделяется аномальная (очаговая) зона под Ключевским вулканом на глубинах ~ 5.5 км (центр аномалии)

с максимальной мощностью ~ 3.0 км и протяженностью 13-14 км. В направлении на СВ мощность этой зоны уменьшается. Значения V_p/V_s в ее пределах $\approx 1.85-1.9$, ΔV_s в центре аномалии $\approx (-15\%)$. Аномальная зона имеет форму силла, приобретающую, в наиболее мощной части, форму лакколита. По соотношению аномальной зоны с картиной сейсмичности хорошо видно, что канал питания Ключевского вулкана приурочен к ЮЗ краю лакколита, а к площади СВ склона вулкана приурочены побочные конуса. По данным КМПВ очаг предположительно локализован между складчатым комплексом и поверхностью консолидированного фундамента (Балеста и др., 1991; Гонтовая и др., 1993). С его присутствием в разрезе коры, вероятно, связаны осложнения волновой картины, которые на разрезе II показаны точками дифракции и обмена волн. В целом, очаг отвечает характеристикам, которые прогнозировались Б.И. Пийпом (1956); глубина периферического очага согласно его оценкам составляла 5-6 км. Вероятно, выше по разрезу ЗК могут быть развиты и менее глубокие очаги — в подошве вулкана или в нижних частях его постройки. Об этом свидетельствует значительное (на 15-16%) уменьшение скоростей V_p и V_s в этой области коры и более высокий уровень ВТ-сейсмичности.

Отметим еще одну особенность приповерхностной скоростной структуры под Ключевским вулканом, которая выражена в виде разрыва слоев повышенной плотности; они четко выделяются на разрезах по параметру V_p/V_s (рис. 2). Глубина залегания слоев $\sim 1-2$ км от уровня моря; поперечник разрыва — 10-13 км. Этот участок располагается на ЦП, поэтому его можно связать либо с зоной дробления (механической и гидротермальной переработки ЗК), либо с вулканотектоническим процессом, полагая, что он является результатом захороненной кальдерной просадки. Здесь, между вулканами Ключевским и Плоскими сопками располагаются гипоцентры з/с приповерхностного сейсмического кластера. Диаметры кальдер под вулканами такого типа на Камчатке составляют 8-10 км, то есть соответствуют рассмотренному выше скоростному рисунку поля V_p/V_s .

В средней коре, в плоскости ГРз, также могут присутствовать магматические очаги. Предположительно их можно выделить по параметру V_p/V_s в интервале глубин 10-15 км — под вулканом Плоский Толбачик и СВ ветвью пересекающего его ГРз. Небольшая, интенсивная скоростная аномалия ($V_p/V_s = 1.95$, $\Delta V_s \approx (-8\%)$) располагается на глубине ~ 15 км примерно под вулканом Безымянный. Возможно, что именно эта неоднородность была зафиксирована работами ГСЗ (Аносов и др., 1978).

Наконец, отметим особенности распределения скоростных параметров в поле интенсивного кластера длиннопериодных (ГДП) землетрясений в низах коры, на глубинах 25-35 км. Значения аномалий V_p и V_s достигают здесь $\sim (-10\%)$, $V_p/V_s - 1.8-1.9$. Поле скоростей в целом имеет четко выраженный контрастный характер. Вероятно, на отмеченных глубинах происходят основные процессы генерации (или накопления) магмы.

Вертикальное сечение I иллюстрирует поперечную к ГРЗ структуру ЗК (рис. 2 B^I , Γ^I , D^I). Здесь, на глубинах от 11 до 20 км, наблюдаются две обширные мало интенсивные аномалии со значениями $V_p/V_s \leq 1.8$ и $\Delta V_s \leq (-6\%)$. Возможно, они связаны с остывающими телами с небольшим содержанием расплава. Обе аномалии располагаются вблизи кратерной зоны активного вулкана Крестовский. На этом разрезе, как и на разрезе II, на глубинах уровня моря присутствует интенсивная отрицательная аномалия скорости $V_s \approx (-8\%)$, которая, на площади вулканов Ключевского и Камня, по мнению В.А. Ермакова, относится к пространству палеокальдеры, а вулкан Крестовский является ее внешней рамой. Возможно также, что древний вулкан-экструзия (Красный Утес) в основании Плоских сопок, имеющий андезитовый состав (Ермаков, 1977), и упомянутые выше слои водоносных отложений в верхах ЗК, каким-то образом связаны с этой палеокальдерой.

В средней коре на глубинах 10-20 км отмечены участки с повышенными значениями

скоростных параметров V_p (7.0-7.2 км/с) и ΔV_s ($\approx 6\%$) (рис. 2). Они наблюдаются на обоих сечениях, однако более выразительны в направлении СВ-ЮЗ, то есть в плоскости ГРЗ. Если рассмотреть весь изученный объем ЗК под КГВ, в том числе и плановые схемы, наблюдается своеобразная сотовая структура средней коры, которая указывает на синхронность формирования участков повышенной и пониженной скорости, их парагенетическую связность (Ермаков, Гонтовая, 2011, 2013). Очевидно, что эти преобразования развиваются в связи с современным вулканическим процессом.

На разрезах I и II приведены вертикальные сечения объемной модели параметра b -value в интервале глубин 0-35 км под КГВ (рис. 2 E^I , E^{II}). Повышенные значения этого параметра могут соответствовать зонам трещиноватости или высокого порового давления в ЗК (Weimer et al., 1997, 1998). Увеличение значения b означает относительное возрастание числа слабых з/с при уменьшении прочности вмещающей среды (Федотов и др., 2010). Прочность связана обратной зависимостью с изменением ее пластичности и $T^\circ C$ в контакте с магмой. На обоих сечениях можно видеть суммарный эффект, включающий характеристику сейсмичности, а также форму и объемы вмещающей среды, охваченной процессами разрушения и эволюции магмы. Из рисунка следует, что масштабы динамического воздействия на среду весьма существенны. Хорошо обозначены зональность в распределении прочностных свойств среды и ослабление

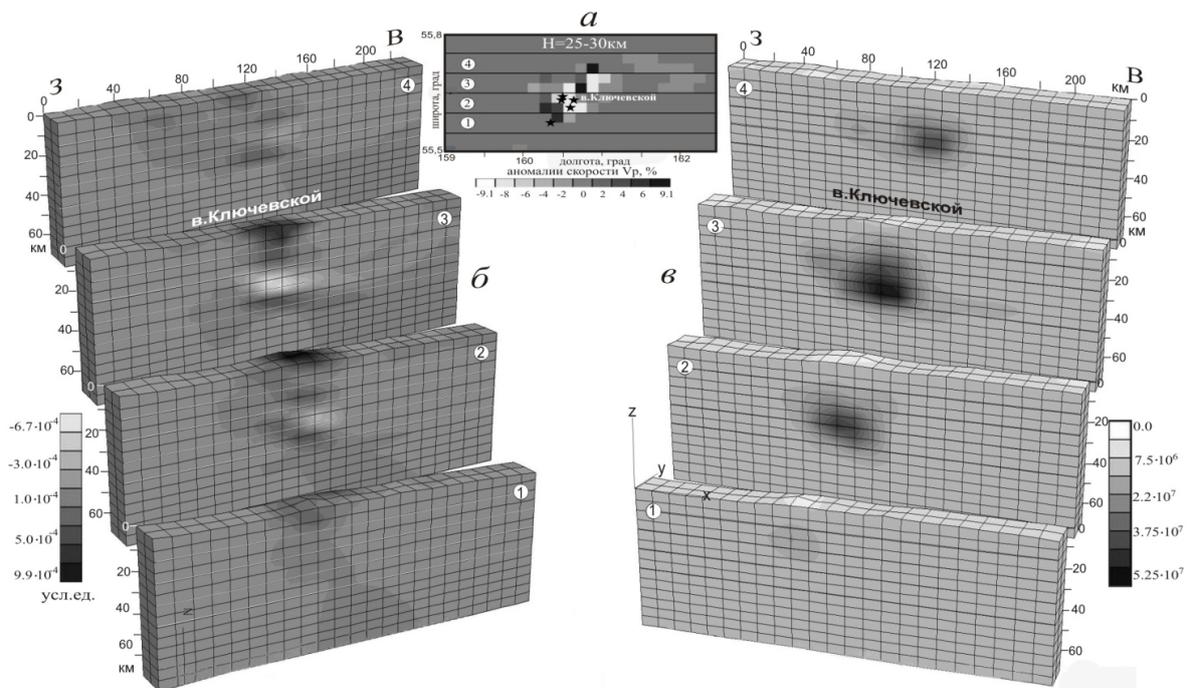


Рис. 3. Блок-схема распределения приращений объемных деформаций и касательных напряжений в земной коре под КГВ вдоль серии вертикальных сечений (б, в). Положение сечений показано на схеме скоростных аномалий в слое 25-30 км (а).

влияния тектономагматического процесса в контакте с высокоплотным телом средней коры. Поперечный профиль (СЗ-ЮВ) показывает относительно слабое современное проявление тектономагматического процесса в ГРз Плоских сопков, а продольный (СВ-ЮЗ), в плоскости современного ГРз – его высокую интенсивность. По мнению авторов, подтверждает заключение о «сползании» современного ГРз под Ключевским вулканом в сторону ХВ.

ЧИСЛЕННОЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Неоднородное распределение плотности в среде, как известно, приводит к появлению восходящих и нисходящих подвижек вещества и порождает заметные тектонические напряжения. Последние возникают не только за счет неоднородного распределения плотности, но и при взаимодействии литостатического давления с неоднородностями механических параметров. На основе рассмотренной выше 3D скоростной модели выполнено численное моделирование напряженного состояния и деформаций ЗК под КГВ согласно разработанной и использованной в различных регионах методики (Гарагаш и др., 1994, 2003, 2010 и др.).

В качестве исходной модели была сформирована сетка из 3864 ячеек с размерами каждой $10 \times 10 \times 5$ км³ (аналогичная принятой геометрии ячеек при сейсмотомографическом моделировании). Каждая ячейка описана совокупностью значений скоростных параметров V_p , V_s и V_p/V_s . На их основе рассчитана плотностная трехмерная модель с использованием приближенной зависимости, связывающей значения плотности с сейсмическими скоростями, взятой из работы (Гордиенко, 1999).

В результате моделирования были получены данные о распределении приращений параметров напряженного и деформированного состояний, которые вызваны вариациями механических свойств. Области разуплотнения в ЗК под КГВ встречаются на всех уровнях глубин, но они наиболее развиты вблизи поверхности (≤ 10 км); здесь, под вулканами, величина разуплотнения¹

¹Участки разуплотнения – положительные приращения объемной деформации ε (величина безразмерная); $\varepsilon = \frac{\Delta V_{el}}{V_{el}}$, где ΔV_{el} – приращение объема

элемента ΔV_{el} . Разуплотнение среды в некоторых случаях прямо связано с внедрениями магмы, т.е. малоплотного вещества. Другой вариант – ассимиляция магмой легкоплавких и летучих компонентов вмещающей среды, что также приводит к увеличению ее объема.

достигает значений $(7-9.9) \times 10^{-4}$ (рис. 3, 4 на 4 стр. обложки). Радиус осреднения рассчитанных данных не позволил выделить незначительные по масштабу аномальные области в средней и нижней коре, однако отражает наличие уплотненного объема на границе кора-мантия, так или иначе связанного с генерацией магматических расплавов. Величина максимального уплотнения составляет (-6.7×10^{-4}) . Максимальные касательные напряжения на этих глубинах (35-40 км) достигают 525 бар; вероятно, эти напряжения и связаны с протекающей на этой глубине сейсмичностью. Таким образом, мы наблюдаем синхронное проявление различных, но парагенетически связанных, явлений магматизма, сейсмичности и существенного преобразования низов коры. Очевидно, что генерация и накопление магмы способствует и образованию реститов, которые по своим физическим свойствам приближаются к свойствам мантии.

Результаты анализа пространственных вариаций V_p/V_s в земной коре свидетельствуют о том, что интенсивность аномалий этого параметра на глубине $H \approx 35-40$ км очень мала, но возрастает по направлению к поверхности (рис. 5). В нижней коре, судя по ее значениям, доля расплава не может превышать $\sim 10\%$, поскольку здесь, вероятно, еще сохраняется сплошность вмещающей среды. Максимальные положительные аномалии параметра V_p/V_s , на $10-12\%$ превышающие среднее значение в ЗК ($=1.73$), локализованы вблизи поверхности на глубинах 0-5 и 5-10 км. Они расположены примерно под северным и СВ секторами вулкана Ключевской, где выделен его периферический магматический очаг (рис. 2). В интервале глубин 10-25 км значения V_p/V_s лишь в пределах небольших объемов незначительно превышают средние в коре. Здесь также зафиксированы отдельные участки, которые, вероятно, связаны с уплотнением среды, что может отражать взаимодействие расплавов с вмещающими породами ЗК. СВ ориентировка аномальных зон с повышенным значением V_p/V_s на глубинах 15-30 км показывает ее вероятную связь с проявлением ГРз. Над участками приращения объемной деформации вблизи поверхности формируется небольшой тектонический купол (рис. 3, 4). Максимум поднятия наблюдается под Ключевским вулканом (6.6 м); вулканы Плоских сопков и Безымянный находятся по периферии поднятия. Наряду с этим, по периферии и в смежных участках, в плоскости ГРз, развиваются процессы горизонтального растяжения (раздвига) геологической среды (максимум 8.0 м) (рис. 6). Сравнение векторов горизонтальных движений для двух сечений ЗК (глубина 0.0 км и 10 км) показывает их существенное различие.

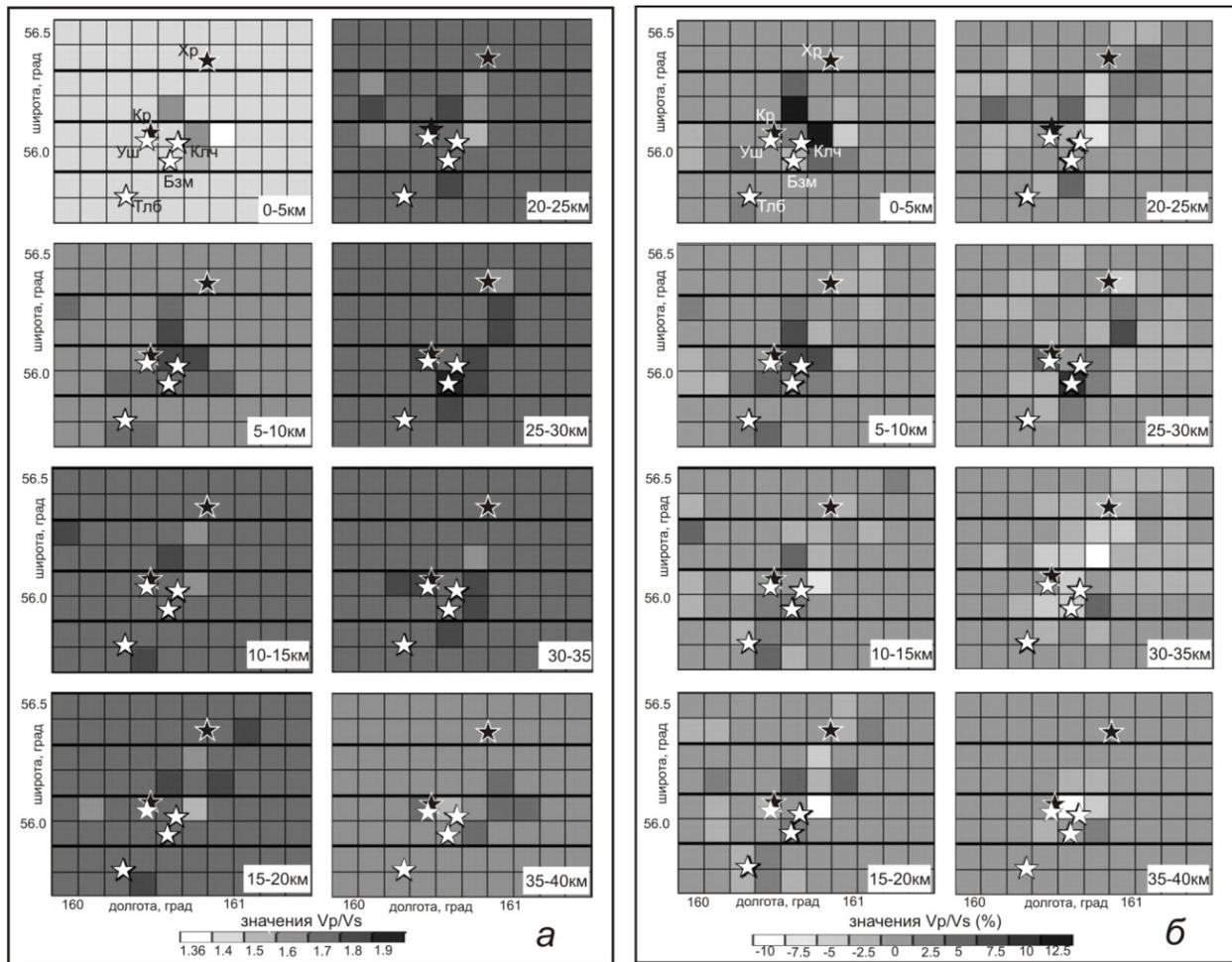


Рис. 5. Схемы распределения значений параметра V_p/V_s для горизонтальных сечений 3D скоростной модели с интервалом 5 км: *a* – абсолютные значения V_p/V_s ; *б* – вариации V_p/V_s относительно средних значений в каждом слое. Звездочками показаны вулканы: белыми – действующие, черными – потухшие.

Для верхнего уровня в целом характерна ориентация векторов по всей периферии ХВ, которые стягиваются к центру этой структуры. Отсюда можно предположить наличие опускающегося блока во впадине и формирование крутой флексуры в градиентной зоне между впадиной и ЦП (рис. 6). На глубине 10 км картина иная; здесь влияние впадины практически исчезает. Максимальные значения горизонтальных смещений на поверхности (Н-0 км) приурочены к краям предполагаемой палеокальдеры и магматического очага Ключевского вулкана, а на глубине 10 км – к эпицентру этой структуры. Направление векторов непосредственно под вулканами показывает развитие локального и устойчивого растяжения вкост ГРз, однако, его величина небольшая (≤ 1.5 м). Полагая, что амплитуды движений сформированы в голоцене, то есть за период формирования вулкана Ключевской, то максимальные скорости смещения вблизи поверхности составят около 0.7 и 0.8 мм/год, соответственно для вертикальных и горизонтальных движений; скорость горизонтальных движений на глубине 10 км составит 0.15 мм/год.

Если считать, что все наблюдаемые перемещения относятся к современным, амплитуда возрастет на порядки.

Кроме векторов горизонтальных смещений, рассчитаны величины векторов напряжений растяжения и сжатия для глубин 0.0 км и 10 км (рис. 7). Практически все аномальные характеристики напряженного состояния связаны с районом КГВ. На обоих уровнях глубин проявлены напряжения слабого поперечного сжатия; направления векторов сжатия вблизи поверхности довольно хаотичные, а на глубине 10 км более упорядочены и в основном связаны с ГРз. Максимальное продольное сжатие в плоскости этого разлома достигает значения ≈ 150 бар, оно связано с выявленным нами уплотнением в средней части коры, которое происходит одновременно с разуплотнением в смежных областях. Сильное и всестороннее растяжение (≈ 180 бар) наблюдается в СВ секторе Ключевского вулкана в области развития его побочных конусов на глубинах ≤ 10 км. Ближе к поверхности над тем же участком возникают напряжения всестороннего сжатия (≈ 190 бар). Очевидно, это свидетельствует

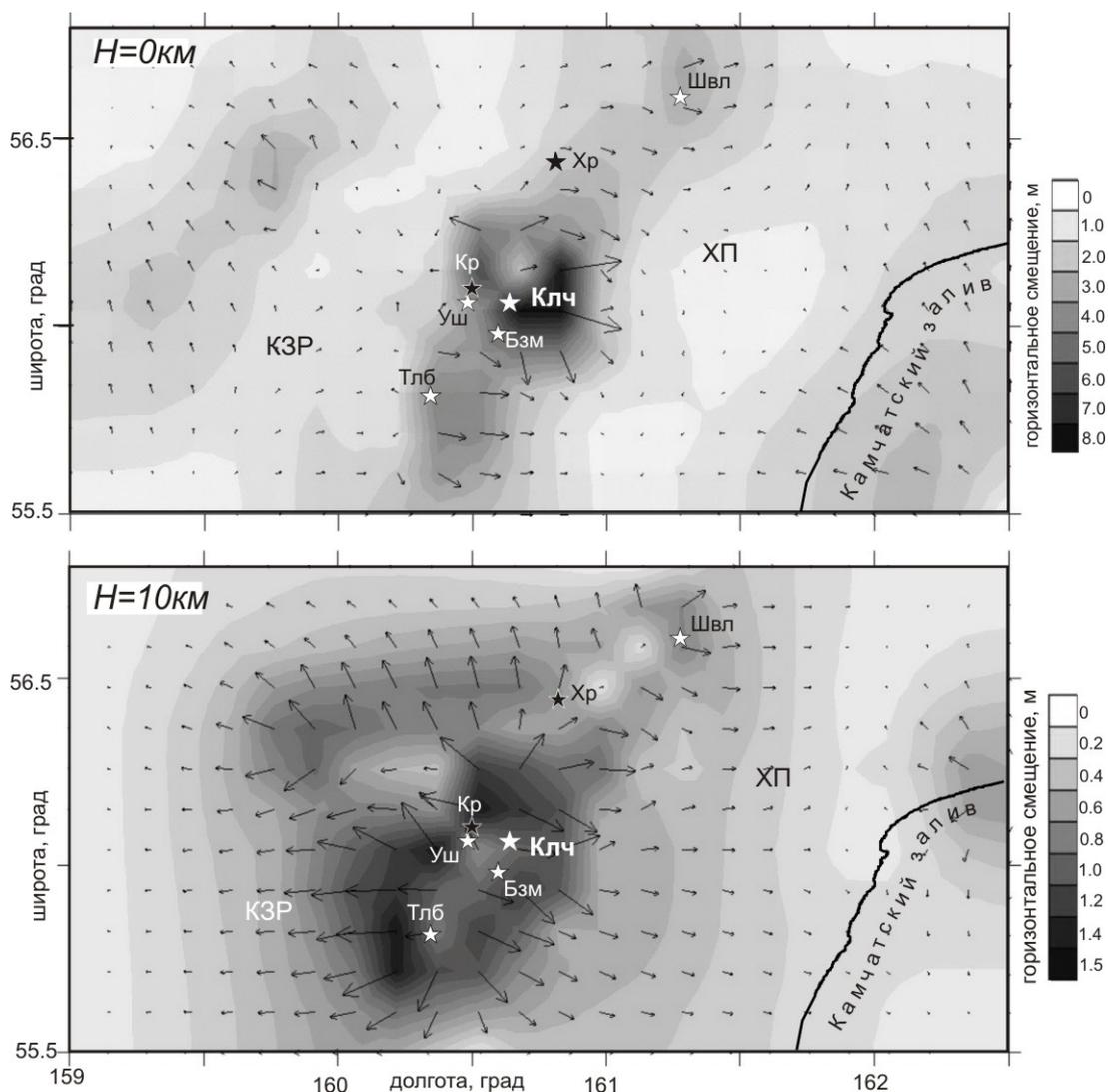


Рис. 6. Распределение горизонтальных смещений на глубинах 0 и 10 км. Стрелками показано распределение модулей векторов смещений. Звездочками показаны вулканы: белыми – действующие, черными – потухшие. Пояснения названий в тексте.

о меняющихся деформациях над магматическим очагом Ключевского вулкана. Контрастный характер напряженного состояния может быть связан с эволюцией вулканотектонического процесса в очаге и эпизодически возникающим интрузивным давлением, которое порождает растяжение. После извержений оно сменяется просадкой кровли очага, что приводит к формированию поверхностного сжатия. Существование этого очага вызывает асимметрию вулкана и формирование побочных шлако-лавовых конусов преимущественно на одной стороне вулканического конуса.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Земная кора в районе КГВ предельно активизирована. Эту активность можно характеризовать как вулканотектоническую. Она склады-

вается из теплового возбуждения, деформаций, разломов, магмообразования и перемещений магмы, сейсмичности и преобразования коры. Соотношение тектонических и магматических факторов в эволюции постоянно меняется: тектоника способствует формированию и продвижению расплава, но на следующем этапе расплав создает тектонические формы. Все эти факторы развиваются синхронно как активные физические и физико-химические процессы. Внешним показателем этих процессов является вынос на поверхность огромного количества вулканических продуктов и быстрая перестройка тектонических структур земной коры в течение десятков и сотен тысяч лет. Вулканическая активность в принципе может проявиться в любой точке пространства КГВ, однако положение вулканических центров целиком определяет предшествующая тектоническая раздробленность земной коры и те ее особенности, которые

МОДЕЛЬ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

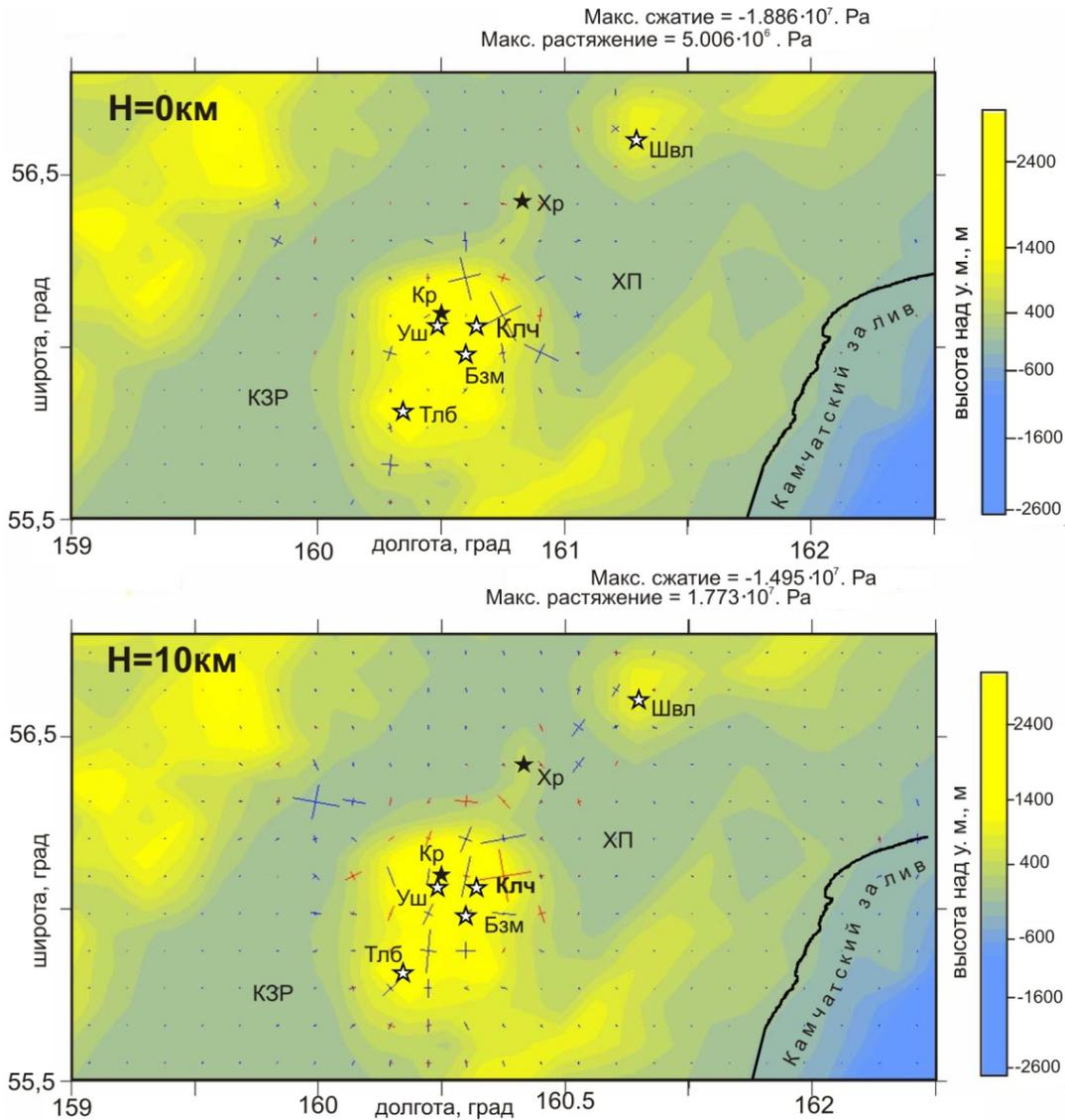


Рис. 7. Распределение главных напряжений на глубинах 0 и 10 км на фоне рельефа. Бледными линиями показаны векторы осей сжатия, жирными – осей растяжения. Звездочками показаны вулканы: белыми – действующие, черными – потухшие. Пояснения названий в тексте.

являются долговременными и наследованными. В современный период главное значение имеют тектонические процессы, связанные с активностью ГРз, возникшие в позднем плиоцене; они имеют преимущественно СВ простирание.

Формирование физических неоднородностей в ЗК приводит к возникновению значительных касательных напряжений, порождающих синхронную сейсмичность, в особенности на контактах контрастных сред. Эта сейсмичность, невысокого энергетического класса, проявляется в виде роев землетрясений и обычно предшествует или сопровождает извержения. Это указывает на ее связь с накоплением или эволюцией магмы или флюид-расплав². Вулкано-тектоническая

активность такого рода зарождается в подошве литосферы (на глубине 120–130 км), на границе с сейсмофокальной зоной (СФЗ), где получены максимальные значения параметра b в локальной области под КГВ (Федотов и др., 2010). Эту область можно рассматривать как локальную астеносферу, возникающую на контакте СФЗ с литосферой при ее нагревании. Рассчитанная температура на этих глубинах в астеносфере при 2% доле плавления может составлять 1400°C (Гонтовая, Гордиенко, 2006). Отсюда флюид-расплав поднимается в магматический очаг на границу кора/мантия, где происходит его накопление и дилатантно-сдвиговое плавление с образованием первичных объемов магмы. Определяющими характеристиками очага в низах коры являются наличие неоднородностей, высокая контрастность составляющих компонентов, сейсмичность низкого энергетического уровня.

²Флюид-расплав – в термодинамике расплав, сильно насыщенный растворенными летучими, аддитивный по свойствам то жидкости, то газу. В данном случае ему приписываются свойства теплоносителя.

Здесь проявлены максимальные касательные напряжения (до 525 бар), которые и порождают землетрясения. Это формирует среду разрушения в кровле очага, способствуя продвижению магмы по любым вакансиям захороненных тектонических систем.

Общая картина процесса выглядит как вулканотектонической пробой континентальной коры (Ермаков и др., 2012, 2013). Локализация магмы и образование вторичных очагов происходит преимущественно в верхней коре, вблизи поверхности, где литостатическое давление снижается. На глубоких и средних уровнях коры более вероятны процессы сложного взаимодействия магм с корой, вероятно, и процессы ассимиляции магм. Отток легкоплавких и летучих компонентов в расплав из первичного вещества коры приведет к его базификации и уплотнению.

Масштабы подобной ассимиляции остаются неясными. Наличие значительных объемов коры, характеризующихся умеренными значениями разуплотнения, не позволяет трактовать аномалии скорости V_p как магматические внедрения. По-видимому, большая их часть связана с транзитом магмы и специфическими «волноводами», в условиях преобразования вмещающей среды. По данным работы (Николаевский, 1996) волноводы могут быть связаны с переводом больших масс горных пород при интенсивном сейсмическом режиме в катакластическое состояние.

Полученные нами результаты позволяют предложить модель встречных конических и кольцевых ослабленных зон как основу для пульсационного перемещения магматических расплавов из нижнего источника к поверхности (рис. 8). Отметим, однако, что мы не видим осно-

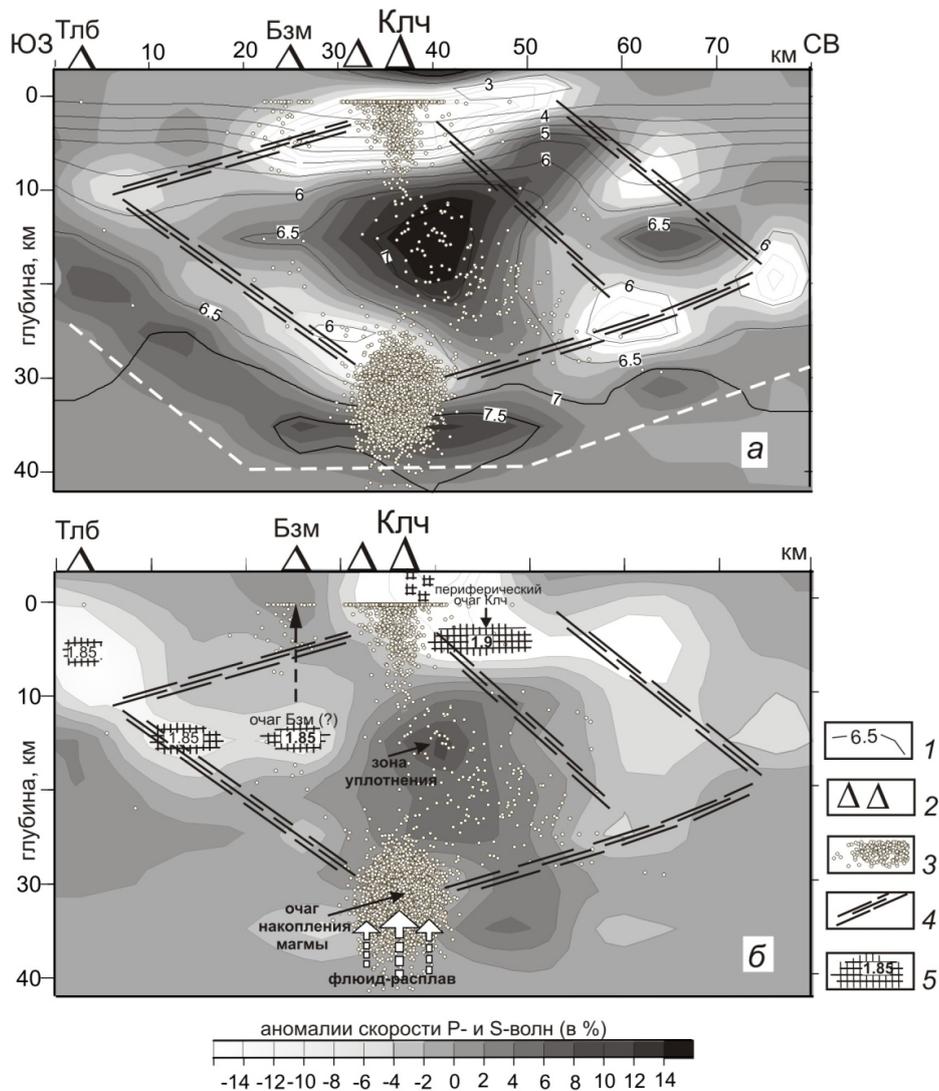


Рис. 8. Тектономагматическая модель встречных ослабленных зон на фоне сейсмотомографического изображения скоростной структуры КГВ в аномалиях V_p (а), V_s (б): 1 – изолинии абсолютных значений скорости V_p (в км); 2 – вулканы; 3 – гипоцентры ВТ землетрясений; 4 – зоны конических и кольцевых ослабленных зон; 5 – магматические очаги; цифры отражают значение параметра V_p/V_s . На разрезе в аномалиях V_p белым штрихом ограничена область высокого разрешения. Остальные пояснения в тексте.

ваний для утверждений о прямых связях между кратером или каналом Ключевского вулкана с глубоким очагом в низах коры, по крайней мере, на уровне предложенной скоростной модели. Земная кора на ее средних глубинах, в виде крупного уплотнения над сейсмическим кластером, препятствует проникновению магматических расплавов. Расплавы поднимаются вверх по коническим ослабленным зонам до уровней средней коры, где пересекаются с встречной системой кольцевых структур. Последние отражают иные условия перемещения магм при преобладающем литостатическом давлении. Подобная система ослабленных зон, действуя поочередно, может организовывать пульсирующую подачу магмы на поверхность. В верхней коре, согласно выполненным исследованиям, периферический магматический очаг Ключевского вулкана расположен на глубине 5.5 км, эксцентрично по отношению к действующему вулканическому каналу.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ: 13-05-12090(И) и частично 14-05-00717_а.

Список литературы

- Аносов Г.И., Биккенина С.Л., Попов А.А. и др.* Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука, 1978. 170 с.
- Балеста С.Т., Гонтовая Л.И., Каргопольцев А.А. и др.* Результаты сейсмических исследований земной коры в районе Ключевской группы вулканов // Вулканология и сейсмология. 1991. № 3. С. 3-18.
- Балеста С.Т.* Строение земной коры и магматические очаги областей современного вулканизма Камчатки // Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. Т. 1. С. 36-42.
- Влодавец В.И.* Ключевская группа вулканов // Тр. Камчатской вулканологической станции, М.: Изд-во АН СССР, 1940. Вып. 1.124 с.
- Гарагаш И.А., Гонтовая Л.И., Ермаков В.А.* Численное моделирование геодинамики в Ключевской группе вулканов по сейсмо-томографическим данным // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. М.: ГЕОС, 2010. Т. 1. С. 147-152.
- Гарагаш И.А., Николаевский В.Н., Шацлов В.И.* Глубинные аномалии коровых напряжений в зоне подсолевых месторождений углеводородов Северного Прикаспия // ДАН. Т. 338. № 3. 1994. С. 383-386.
- Гарагаш И.А., Славина Л.Б., Пивоварова Н.Б. и др.* Скоростное строение и поле напряжений в районе Карымского вулканического центра на Камчатке. ДАН. Т. 389. № 2. 2003. С. 258-262.
- Гонтовая Л.И., Зубин М.И., Мороз Ю.Ф.* Глубинная модель литосферы Ключевской группы вулканов на Камчатке (по геофизическим данным) // Геофизические исследования литосферы. Киев. Наукова Думка. 1993. С. 92-105.
- Гонтовая Л.И., Гордиенко В.В.* Глубинные процессы и геофизические модели мантии Восточной Камчатки и Кроноцкого залива // Геология и полезные ископаемые мирового океана. Киев. 2006. № 2. С. 107-121.
- Гонтовая Л.И., Попруженко С.В., Низкоус И.В.* Структура верхней мантии зоны перехода океан-континент в районе Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2010. № 4. С. 13-29.
- Гонтовая Л.И., Степанова М.Ю.* Глубинная модель литосферы в районе Ключевской группы вулканов (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2004. № 3. С. 3-11.
- Гордиенко В.В.* Плотностные модели тектоносферы территории Украины. Киев: Интеллект, 1999. 101 с.
- Горельчик В.И., Гарбузова В.Т., Сторчеус А.В.* Глубинные вулканические процессы под Ключевским вулканом по сейсмологическим данным // Вулканология и сейсмология. 2004. № 6. С. 21-34.
- Горшков Г.С.* О глубине залегания магматического очага Ключевского вулкана // ДАН. 1956. Т.106. № 4. С. 703-705.
- 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.* Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. М.: Недра. 1977. 225с.
- Ермаков В.А.* Тектонические предпосылки изучения сейсмичности Камчатки // Сейсмичность и сейсмическое районирование северной Евразии // Отв. ред. чл.-корр. РАН Соболев Г.А. Москва. 1993. Вып. 1. С. 228-239.
- Ермаков В.А., Гарагаш И.А., Гонтовая Л.И.* Вулканизм как выражение вулкано-тектонического пробоя, связанного с изменением основных характеристик земной коры // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. 3-ья тектоническая конференция, Москва. 8-12 октября 2012. М.: изд-во МГУ, 2012. Т. 1. С. 360-363.
- Ермаков В.А., Гонтовая Л.И.* Тектоно-магматические процессы на активной континентальной окраине (по данным сейсмической томографии) // Современное состояние наук о Земле. Москва. 1-4 февраля 2011. М.: Изд-во МГУ, 2011. С. 625-630.
- Ермаков В.А., Гонтовая Л.И.* Геологические модели строения земной коры и развития геологического процесса на Камчатке, полученные по комплексу геологических данных //

- 40-ая сессия международного семинара им. Д.Г. Успенского. Москва. 28 января-01 февраля 2013 г. М.: изд-во ИФЗ РАН, 2013. С. 40-45.
- Ермаков В.А., Гонтовая Л.И., Сеньюков С.Л.* Тектонические условия и магматические источники нового Толбачинского трещинного извержения (п-ов Камчатка) // Геофизические процессы и биосфера. 2014. Т. 13. № 1. С. 5-33.
- Ермаков В.А., Милановский Е.Е., Таракановский А.А.* Значение рифтогенеза в формировании четвертичных вулканических зон Камчатки // Вестник МГУ. Сер. геол. 1974. № 3. С. 3-20.
- Зубин М.И., Козырев А.И., Луцицкий А.И.* Гравитационная модель строения Ключевского вулкана (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1990. № 5. С. 76-93.
- Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л., Бушенкова Н.А. и др.* Форма слэбов в зонах субдукции под Курило-Камчатской и Алеутской островными дугами по данным региональной томографии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 6. С. 830-851.
- Мороз Ю.Ф.* Электропроводность земной коры и верхней мантии Восточной Камчатки в районе Ключевской группы вулканов // Вулканология и сейсмология. 1985. № 2. С. 84-92.
- Николаевский В.Н.* Геомеханика и флюидодинамика. М: Недра, 1996. 448 с.
- Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука, 1987. 248 с.
- Пийп Б.И.* Ключевская сопка и ее извержения в 1944-1945 гг. и в прошлом // Тр. Лаборатории вулканологии. 1956. Вып. 11. 309 с.
- Пийп В.Б., Ефимова Е.А., Гонтовая Л.И.* Интерпретация годографов сейсмических волн вдоль профиля КМПВ в районе Ключевского // Вулканология и сейсмология. 1991. № 5. С. 83-91.
- Славина Л.Б., Пивоварова Н.Б., Сеньюков С.Л.* Динамика поля скоростей северной группы вулканов Камчатки, и ее связи с процессом развития вулканической активности // Вулканология и сейсмология. 2012. № 2. С. 59-55.
- Федотов С.А., Жаринов Н.А., Горельчик В.И.* Деформации и землетрясения Ключевского вулкана, модель его деятельности // Вулканология и сейсмология. 1988. № 2. С. 3-42.
- Федотов С. А., Жаринов Н. А., Гонтовая Л. И.* Магматическая питающая система Ключевской группы вулканов (Камчатка) по данным об ее извержениях, землетрясениях, деформациях и глубинном строении // Вулканология и сейсмология. 2010. № 1. С. 3-35.
- Фирстов П.П., Широков В.А.* Локализация корней вулканов Ключевской группы по сейсмологическим данным // Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука. 1971. С. 113-117.
- Хубуная С. А., Гонтовая Л. И., Соболев А.В. и др.* Магматические очаги под Ключевской группой вулканов (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2007. № 2. С. 32-54.
- Kissling E.* Geotomography with Local Earthquake Data // Reviews of Geophysics. 1988. V. 26. P. 659-698.
- Kissling E., Ellsworth W.L., Ederhart-Pillips D. et al.* Initial reference models in local earthquake tomography // J. Geophys. Res.. 1994. V. 99. P. 19635-19646.
- Koulakov I., Gordeev E.I., Dobretsov N.I. et al.* Rapid changes in magma storage beneath the Klyuchevskoy group of volcanoes inferred from time-dependent seismic tomography // Journal of Volcanology and Geothermal Re-search. 2013. V. 263. P. 75-91.
- Lees J.M., Symons N., Chubarova O. et al.* Tomographic Images of Klyuchevskoy Volcano P-Wave Velocity // Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region. Geophys. Monogr. Ser. V. 172. 2007. AGU. Washington. D. C. P. 293-302.
- Nizkous I., Kissling E., Gontovaya L. et al.* Correlation of Kamchatka Litho-sphere, Velocity Anomalies With Subduction Processes // Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region. Geophys. Monogr. Ser. V. 172. 2007. AGU. Washington. D. C. P. 97-106.
- Wiemer S., McNutt R.* Variations in the frequency-magnitude distribution with depth in two volcanic areas; Mount St. Helens, Washington, and Mt. Spurr, Alaska // Geophysical Research Letters. 1997. V. 24. № 2. P. 189-192.
- Wiemer S., McNett R., Max Wyss S.* Temporal and three-dimensional spatial analyses of the frequency-magnitude distribution near Long Valley Caldera, California // Geophysical Journal International. 1998. V. 134. P. 409-421.

МОДЕЛЬ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ
**MODEL OF THE TECTONIC AND MAGMATIC PROCESSES
IN THE KLYUCHEVSKOY GROUP OF VOLCANOES BASED ON
GEOLOGICAL AND GEOPHYSICAL DATA**

V.A. Ermakov¹, I.A. Garagash¹, L.I. Gontovaya²

¹Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian academy of Sciences, Moscow, 107031

*²Institute of Volcanology and Seismology, Far Eastern Branch Russian Academy of Sciences,
Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006*

The authors introduced a model of the tectonic magmatic processes in the Klyuchevskoy group of volcanoes based on the local seismic tomography, the analysis of the seismic peculiarities, geodynamic modeling, and the results from other geological and geophysical investigations. The paper describes interaction between the different tectonic faults and rising magma. The investigation revealed that the development of volcanism results in change in structure and composition of the earth's crust and causes its thinning.

Keywords: Klyuchevskoy group of volcanoes, tectonics, velocity anomalies, deformation, stress.