

УДК [550.83:551.2](571.6+518+7)

ГЕОМЕТРИЯ И РЕОЛОГИЯ ПЛЮМОВ: ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ В ВЕРОЯТНОСТНЫХ ГРАВИТАЦИОННЫХ МОДЕЛЯХ

© 2023 г. А. М. Петрищевский*

*Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН,
ул. Шолом Алейхема, 4, Биробиджан, 679016 Россия*

**e-mail: petris2010@mail.ru*

Поступила в редакцию 24.09.2022 г.

После доработки 15.02.2023 г.

Принята к публикации 06.03.2023 г.

Рассматриваются и сопоставляются с комплексом геолого-геофизических данных 3D распределения плотностной контрастности земной коры и верхней мантии в головах шести плюмов: Йеллоустонского, Эмейшаньского, Катазиатского, Охотоморского, Мая-Селемджинского и Индигиро-Колымского) до глубины 200 км. По полученным данным, астеносферные части плюмов имеют грибовидную форму, а астеносферные магмы растекаются под подошвой литосферы, реже — под подошвой земной коры. На удалении 250–300 км от центрального ствола головы плюмов сужаются до диаметра 200–300 км на глубине 100–120 км. В большинстве рассмотренных плюмов их литосферные и коровые фрагменты выгнуты по направлению к поверхности. В верхних слоях земной коры поднятия иногда осложнены локальными прогибами, что объясняется проседанием сводов структур над магматическими очагами в подкоровом вязком слое и астеносфере. Плюмы часто сопряжены с зонами растяжения литосферы (рифтами), в результате чего в нижних литосферных и коровых срезах плюмов картируются линейные зоны пониженной вязкости. Структурное положение рассмотренных плюмов контролируется границами литосферных плит и крупных сегментов 2-го порядка. Одинаковая геометрия и реология плюмов, сформировавшихся в разное время (триас–неоген) и в далеко удаленных друг от друга регионах (Северо-Восток России, Приамурье, Северо-Запад США, Южный Китай, Охотское море) свидетельствуют об универсальности тектонических обстановок, способствующих проникновению мантийных струй в верхние тектонические оболочки Земли. Главнейшими из них являются зоны растяжения литосферы, в особенности — участки пересечения разнонаправленных разрывов литосферы.

Ключевые слова: гравитационные модели, реология, плюмы, Восточная Азия, окраинные моря, Йеллоустон

DOI: 10.31857/S0203030623700141, **EDN:** TNDUSM

ВВЕДЕНИЕ

Плюмы, или мантийные струи, широко распространены в тектонических оболочках Земли [Loper, 1991; Courtillot et al., 2003; Saunders et al., 2007; Коваленко и др., 2009], в том числе — в Восточной Азии и прилегающих окраинных морях [Miyashiro, 1986; Zorin et al., 2003; Петрищевский, Злобин, 2004; Петрищевский, Юшманов, 2011, 2014; Noa et al., 2008]. Большинство мезозойских и кайнозойских плюмов сопровождается воздыманием кровли астеносферы, т.е. сокращением мощности литосферы [Loper, 1991; Грачев, 2003; Saunders et al., 2007; Пучков, 2009] и соответствующими гравитационными максимумами, однако существование плюмов в настоящем и особенно — в прошлом, часто предполагается в пределах широких гравитационных минимумов, обусловленных большими объемами гранитоидных магм [Литви-

новский и др., 1989; Hill, 1993; Zorin et al., 2003; Noa et al., 2008; Оролмаа и др., 2008]. В последнем случае, гравитационное моделирование реологических неоднородностей плюмовой природы в верхней мантии представляет собой трудно разрешимую задачу.

Наиболее частыми (типичными) в литосферных и астеносферных сечениях являются плюмы диаметром от 800 до 1200 км [Griffiths, Campbell, 1991; Hill, 1993; Ernst et al., 2002; Saunders et al., 2007; Добрецов и др., 2006; Петрищевский, Юшманов, 2011, 2014], размеры которых зависят от температуры плавления в голове плюма и стадии его развития, а также от способности тектонических сред изменять свою вязкость под влиянием температуры.

Геологическими признаками плюмов являются обширные поля мезозойских и кайнозойских

базальтов с высоким содержанием оксидов калия и натрия [Loper, 1991; Грачев, 2003; Saunders et al., 2007; Пучков, 2009], а также характеристические отношения содержаний в базальтах и мантийных ксенолитах радионуклеидных изотопов (Nd, Sr, Pb, Os, Hf, Xe и особенно — He) [Thirwall et al., 1994; Грачев, 2003; Courtillot et al., 2003; Добрецов, 2008]. Геофизическими атрибутами плюмов являются аномалии теплового потока, пониженные значения скорости сейсмических волн и электрических сопротивлений в нижней коре, подкоровом и астеносферном слоях верхней мантии и “размывание” подошвы земной коры [Грачев, 2003; Zorin et al., 2003].

Совмещение перечисленных геолого-геофизических признаков плюмов не является постоянным и повсеместным по разным причинам. В их числе: различный уровень эрозионного среза литосферных частей плюмов, различная глубина залегания астеносферных магм, степень изученности районов влияния плюмов, наложение постплюмовых процессов (субдукция, рифтогенез), ответвления горячих точек от центров плюмов, ассимиляция мантийных магм коровыми магмами (гибридизм). Поэтому из 49 кайнозойских и мезозойских горячих точек планеты только 9 удовлетворяют трем из пяти критериев плюмов [Courtillot et al., 2003]. В частности: только 13 точек характеризуются плюмовыми отношениями изотопов гелия, и только 16 сопровождаются понижением скорости поперечных сейсмических волн в верхней мантии. Совпадение последних двух признаков имеет место только в трех случаях. Обширные поля андезито-базальтов (LIP — Large Igneous Provinces) тоже далеко не всегда сопровождают горячие точки и эти поля чаще всего имеют линейные формы и коррелируются с рифтами [Svensen, Jamtveit, 2010; Menzies et al., 2002]. По одним заключениям [Torsvik et al., 2006] LIP локализованы на флангах двух гигантских полей горячей нижней мантии на глубине 2800 км: Африканской и Тихоокеанской, а по другим — приурочены к границам палеоплит [Peace et al., 2020] и современных континентов [Menzies et al., 2002], т.е. LIP связаны со структурами растяжения и сдвига. Последнее находит подтверждение в экспериментальных плюмовых моделях [Burov et al., 2007]. Тем не менее, некоторые исследователи [Foulger, 2010] полагают, для объяснения причин происхождения гигантских вулканических полей вполне достаточно аргументов плитной тектоники, т.е. субдукции, рифтогенеза и мантийной конвекции.

Так или иначе, но существование плюмов и развитие связанных с ними флюидно-магматических процессов часто бывает синхронным, или ассоциированным, с коллизией или субдукцией литосферных плит [Campbell, 2007; Dobretsov et al., 2010; Nikishin et al., 2002; Коваленко и др., 2009],

мантийной конвекцией [Добрецов, 2008; Loper, 1991] и рифтогенезом [Zeyen et al., 1997; Борисенко и др., 2006; Leitch et al., 1998; Saunders et al., 2007; Zorin et al., 2003]. В понимании взаимоотношений процессов субдукции и плюмообразования нет полной определенности. Существуют предположения, что плюмы могут инициироваться процессами субдукции [Ueda et al., 2008; Zhang, Li, 2018], образовываться до начала субдукционных процессов [Strak, Schellart, 2018], либо происходить независимо от субдукции и обуславливаться конвективными течениями в мантии [Hassan et al., 2015]. В последнем случае движения плит и плюм-структуры представляют собой разные стороны процесса термохимической конвекции в мантии [Пучков, 2016]. По этой причине некоторые исследователи [Гордиенко, 2019] полагают, что отделить субдукционные процессы от плюмовых невозможно.

По перечисленным выше причинам исследование структурных форм и пространственных взаимоотношений сред различной вязкости в головах плюмов является актуальной задачей. Результаты такого исследования, увязанные со структурными, петрологическими, петрохимическими и геофизическими характеристиками плюмов, способствуют более надежной диагностике и пространственной параметризации этих структур, оценкам их связи с предшествующими, или сопряженными с ними, тектоническими процессами: рифтогенезом, коллизией и субдукцией литосферных сегментов.

Целью этой статьи является исследование реологических и геометрических параметров плюмов в литосферно-астеносферном диапазоне глубин с помощью внутренне однозначных вероятностно-детерминистских гравитационных моделей, не связанных с внешней (по отношению к гравиметрической) геолого-геофизической информацией. В отличие от большинства предшествующих, результаты моделирования отображаются в параметризованной виде, а внешняя геолого-геофизическая информация в полном объеме сопоставляется с гравитационными моделями на конечном этапе их тектонической интерпретации. Объектами исследований являются Йеллоустонский, Эмейшаньский, Катазиатский, Мая-Селемджинский, Индигиро-Колымский и Охотоморский плюмы, располагающиеся в разных частях тектонической оболочки планеты.

МЕТОДИКА МОДЕЛИРОВАНИЯ

Отправной точкой конструирования рассматриваемых ниже гравитационных моделей является представление о множественности источников гравитационных аномалий в сложнопостроенной среде, исходя из которого каждое локальное возмущение поля является результатом сложения

эффектов нескольких источников, а для любой многосвязной системы источников всегда существует эквивалентная односвязная масса с центром тяжести, соответствующим центру тяжести системы [Иванов, 1956; Зидаров, 1986; Петрищевский, 2020]. Идеологической основой конструирования моделей является представление геологического пространства в виде микститовой среды с хаотическим распределением плотностных неоднородностей. Предметом интерпретации гравитационных возмущений, таким образом, являются не конечно-метрические (конечно-элементные) геологические тела, а области источников, эквивалентные компактной односвязной звездной массе. Такой подход, по мнению автора, более применим при исследовании районов влияния плюмов, где сочетаются проявления различных по составу (базальты, андезиты, риолиты, граниты), и формам (вулканические покровы, интрузивные тела, дайки) магматических формаций, флюидная и тектоническая переработка вмещающих пород.

Математическое обоснование, идеология и методика построения рассматриваемых ниже гравитационных моделей подробно изложены в предшествующих работах [Петрищевский, 2013а, 2020]. Реализованная методика осуществлена в рамках вероятностно-детерминистского подхода к интерпретации гравитационных аномалий [Балк и др., 2011; Петрищевский, 2014; Петрищевский, Исаев, 2017].

В качестве исходных данных использован мировой каталог гравиметрических данных [Land Gravity Data.bgi.omp.obs-mip.fr/модель: EGM08_CBA_global_2190_2.5m], содержащий цифровой массив значений аномалий Буге по сети $0.042^\circ \times 0.042^\circ$ на территориях Южного Китая и северо-запада Соединенных штатов Америки. На территориях российского Приамурья, Индигиро-Колымского региона и Охотского моря использованы российские наземные и морские гравиметрические наблюдения, обобщенные в Государственной гравиметрической карте Российской Федерации, 2001 г., 1 : 2 500 000.

На широтных профилях, пересекающих гравиметрические карты через 0.5° , с шагом 5 км были построены графики аномалий Буге, по которым рассчитаны кажущаяся глубина залегания источников квази-симметричных аномалий и плотностная контрастность (μ_z -параметр) на отрезках между центрами плотностных неоднородностей и поверхностями эквивалентных сфер [Петрищевский, 2013, 2020; Петрищевский, Юшманов, 2021], на которые выметались, по Пуанкаре [Evans, 1933], аномальные массы этих источников. Земная кора и верхняя мантия были подразделены на 15 слоев в интервалах глубин: 11–20, 16–25, 21–30, 27–40, 32–45, 37–50, 42–60, 52–70, 62–80, 72–100, 82–110, 95–130, 105–150, 125–180

и 155–250 км. Источники гравитационных аномалий каждого слоя выметались на поверхности эквивалентных сфер, касательных к поверхностям слоев на глубинах соответственно: 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100, 120 и 150 км по алгоритму:

$$\mu_z = \frac{VzmZ_0}{4\pi K(Z_0 - Hc)^2}, \quad (1)$$

где Z_0 — глубина залегания центра масс, однозначно определяемая в случайном пересечении поля источника гравитационной аномалии, Vzm — амплитуда локального симметричного гравитационного возмущения, Hc — глубина залегания поверхности, на которую выметаются массы источников, залегает всегда выше поверхности слоев; K — гравитационная постоянная.

В результате вычислений формировалась цифровая 3D-модель $\mu_z(x, y, Hc)$, которая являлась исходным материалом для построения распределений плотностной контрастности в горизонтальных срезах и вертикальных разрезах тектоносферы. Описанная процедура является вероятностно-детерминированной, поскольку источники гравитационных аномалий непосредственно не связываются с конкретными геологическими телами или структурами. Она близка к процедурам локализации источников гравитационных аномалий способами отношений производных потенциала [Петрищевский, Исаев, 2017], но отличается от них переменным размером скользящего окна и измерением амплитуд гравитационных аномалий, что позволяет исследовать вещественные параметры геологических сред.

Опыт исследований [Петрищевский, 2008–2022] показывает, что плотностная контрастность геологических сред, описываемая μ_z -параметром, является индикатором их реологического состояния. Высоким и повышенным значениям μ_z -параметра соответствуют древние жесткие метаморфические блоки кратонов и террейны кратонного типа, а низким и пониженным значениям — зоны дробления и трещиноватости, аккреционные призмы и турбидитовые террейны, а так же зоны флюидно-гидротермальной проработки в разломах и апикальных частях структур центрального типа разного ранга [Петрищевский, 2013а, 2016; Петрищевский, Юшманов, 2011, 2014, 2021]. В верхней мантии высоким значениям μ_z -параметра соответствует нижний жесткий слой литосферы, а его низкие значения регистрируются в подкоровом вязком слое и астеносфере [Петрищевский, 2008, 2013а, 2013б]. В разрезах тектоносферы низкие значения μ_z -параметра повсеместно совпадают с зонами пониженных скоростей сейсмических волн и удельных электрических сопротивлений [Петрищевский, 2008, 2016, 2022], а лучше

всего — с максимумами V_p/V_s отношения [Петрищевский, 2016].

ВЕРОЯТНОСТНО-ДЕТЕРМИНИРОВАННЫЕ ГРАВИТАЦИОННЫЕ МОДЕЛИ ПЛЮМОВ В ЛИТОСФЕРНО-АСТЕНОСФЕРНОМ ДИАПАЗОНЕ

Йеллоустонский плюм расположен на северо-западе Соединенных штатов Америки (рис. 1б) на месте широкого поля вулканитов и его существование обосновывается сейсмическими, термометрическими и петрологическими моделями [Saunders et al., 2007; Obrebski et al., 2011]. Для этого плюма установлены высокие отношения изотопов гелия (He^3/He^4) в базальтах [Courtillot et al., 2003] и пониженные скорости сейсмических волн в нижнем слое земной коры и астеносфере [Obrebski et al., 2011]. Район влияния Йеллоустонского плюма располагается в области высокого теплового потока ($Q > 80$ мВт/м²), а температура на глубине 5 км составляет 200°C, достигая максимального значения ($>325^\circ\text{C}$) в Йеллоустонской кальдере на северо-восточном фланге плюма [Tester et al., 2015]. С Йеллоустонским плюмом так же связана геотермальная система Беовэйв на южном фланге плюма [Watt et al., 2007]. По геофизическим данным [Watt et al., 2007] под базальтами располагаются дайки, уходящие на глубину 9 км или более, а на северном фланге плюма они выходят на поверхность [Saunders et al., 2007; Pierce, Morgan, 2009].

Индикатором магматического очага в голове плюма в интервале глубин 50–100 км является низкая скорость сейсмических волн [Obrebski et al., 2011], а омоложение вулканитов в направлении от центра плюма к северо-востоку вдоль долины Змеиной реки свидетельствует о миграции горячей магмы в том же направлении [DeNosaquo et al., 2009]. Хорошо изучен восточный фланг Йеллоустонского плюма, а его центральная часть — Провинция Бассейнов и Хребтов, где картируются широкие поля риолитов и базальтов с возрастом 16–17 Ма [Saunders et al., 2007], менее изучена, в связи с чем вопрос о плюмовой природе вулканитов Змеиной реки дебатировался [Foush, 2012].

Распределение плотностной контрастности в нижнекоровом срезе (см. рис. 1а) характеризуется концентрической зональностью, типичной для структур центрального типа [Петрищевский, 2013а; Петрищевский, Юшманов, 2011, 2014, 2021]: в центре располагается минимум, совпадающий с полем четвертичных базальтов, а по периферии — максимумы. Ясно проявлены две линейные зоны минимумов μ_z -параметра, одна из которых (субмеридиональная) совпадает с северным продолжением рифтовой зоны Невада—Орегон [Pierce, Morgan, 2009; Watt et al., 2007]. Вторая зона про-

стирается в северо-восточном направлении и на северо-восточном отрезке совпадает с зоной растяжения в долине Змеиной рек, по которой мигрировала вулканическая магма из центра плюма [Saunders et al., 2007; DeNosaquo et al., 2009]. Судя по расположению субширотных зон растяжения, прилегающих к рифту Невада—Орегон (см. рис. 1а), в последнем присутствует сдвиговая компонента.

По полученным данным астеносфера, диагностируемая по минимуму плотностной контрастности (см. рис. 1в), приближается к поверхности Земли под центральной частью плюма и его северо-восточным ответвлением до глубины 70 км, что полностью соответствует сейсмотомографической модели [Obrebski et al., 2011]. Контур головы плюма в этом срезе совпадают с контуром геоморфологической модели района Бассейнов и Хребтов [Saunders et al., 2007] и предполагаемым [Pierce et al., 2009] куполообразным поднятием (см. рис. 1в). В центре минимума плотностной контрастности располагаются обширные вулканические поля (см. рис. 1в). По полученным данным (разрез 2—2 до глубины 60 км, см. рис. 1г), земная кора в центральной части плюма прогнута на 7–8 км и утонена что обычно случается при обрушении кровли магматического очага в структурах центрального типа.

В срезе на глубине 60 км (см. рис. 1б) проявлена отчетливая связь плюма с рифтовой зоной Невада—Орегон [Pierce, Morgan, 2009]. В южной части рассматриваемого района картируются разломы субмеридионального простираения, а в северной — такую же ориентировку имеют жилородоподобные дайки базальтов. Зона низкой плотностной контрастности в срезе на глубине 60 км характерна для структур растяжения [Петрищевский, 2008, 2016, 2019] и она совпадает с центральным полем вулканитов в голове Йеллоустонского плюма (см. рис. 1б). В поле скоростей сейсмических волн рифтовая зона тоже проявлена в срезах на глубинах 25 и 50 км [Obrebski et al., 2011]. Напомним, что подобное наложение рифтогенеза на плюм, либо проникновение плюмовых магм и флюидов в зону растяжения литосферы, является широко распространенной закономерностью [Borisenko et al., 2006; Leitch et al., 1998; Saunders et al., 2007; Zeyen et al., 1997; Zorin et al., 2003].

В вертикальных разрезах (см. рис. 1г) астеносферная часть головы плюма имеет типичную для этого типа структур грибообразную форму [Burov et al., 2007] и астеносфера в голове плюма практически сливается с подкоровым вязким слоем. Тонкие жесткие пластины, диагностируемые по максимумам плотностной контрастности в интервалах глубин 55–60 и 70–80 км, инъецированы с востока в менее вязкую астеносферу.

Рассмотренная гравитационная и известная сейсмологическая [Obrebski, 2011] модели одно-

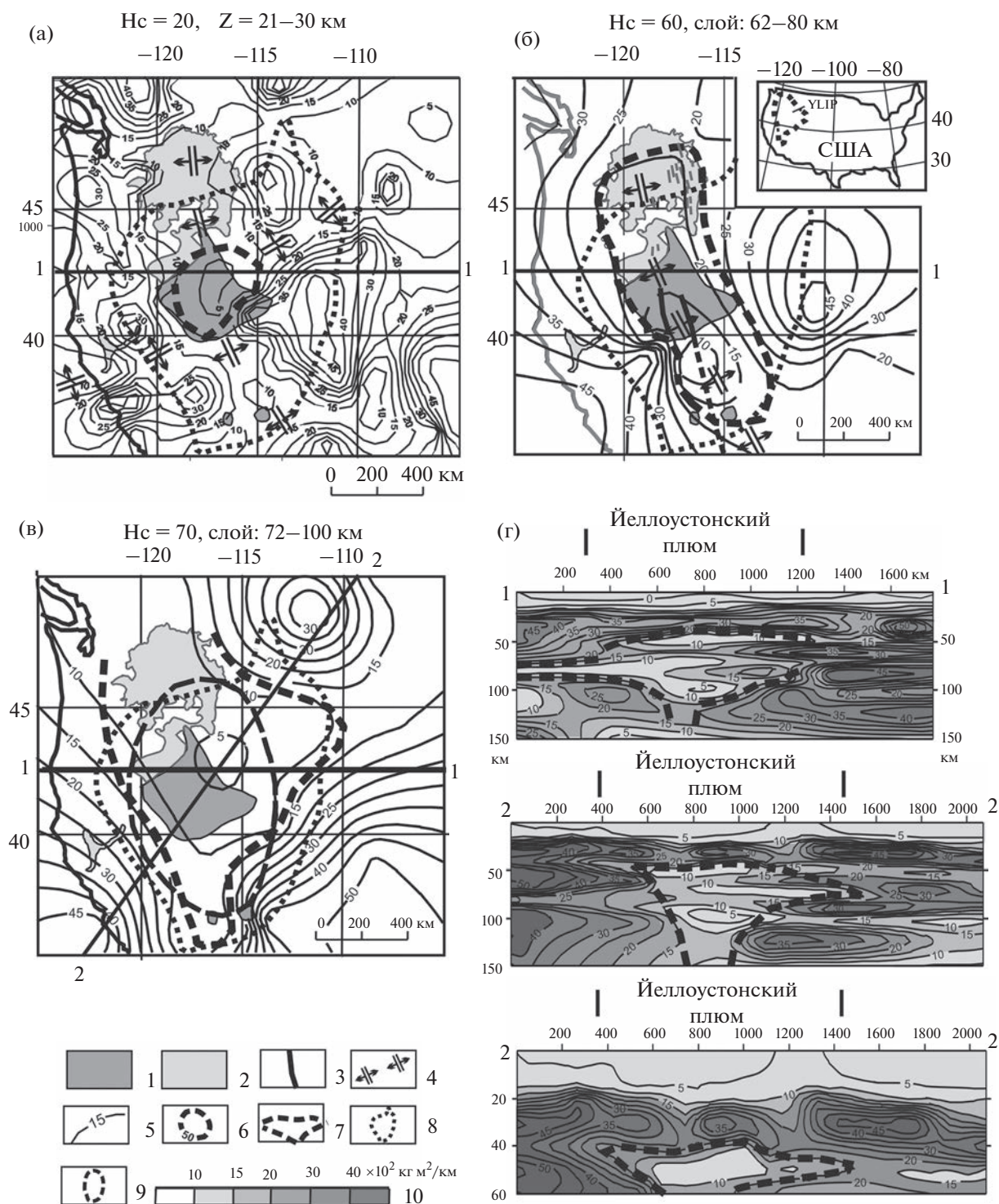


Рис. 1. Плотностная контрастность земной коры (а) и верхней мантии (б, в) в зоне влияния Йеллоустонского плюма с разрезами μ_z (х, у, H_c)-модели (г). 1, 2 – базальты (1) и риолиты (2) центральной зоны Йеллоустонского плюма [Saunders et al., 2007]; 3 – разломы; 4 – ось зоны растяжения Невада–Орегон [Watt et al., 2007]; 5 – изолинии плотностной контрастности (1 ед. = 10^{-2} кг/м²/км); 6, 7 – астеносфера в плане (6) и разрезах (7); 8 – геоморфологический контур провинции бассейнов и хребтов [Saunders et al., 2007]; 9 – контур предполагаемого куполообразного поднятия [Pierce et al., 2009]; 10 – шкала раскраски разрезов. H_c – глубина среза μ_z -модели.

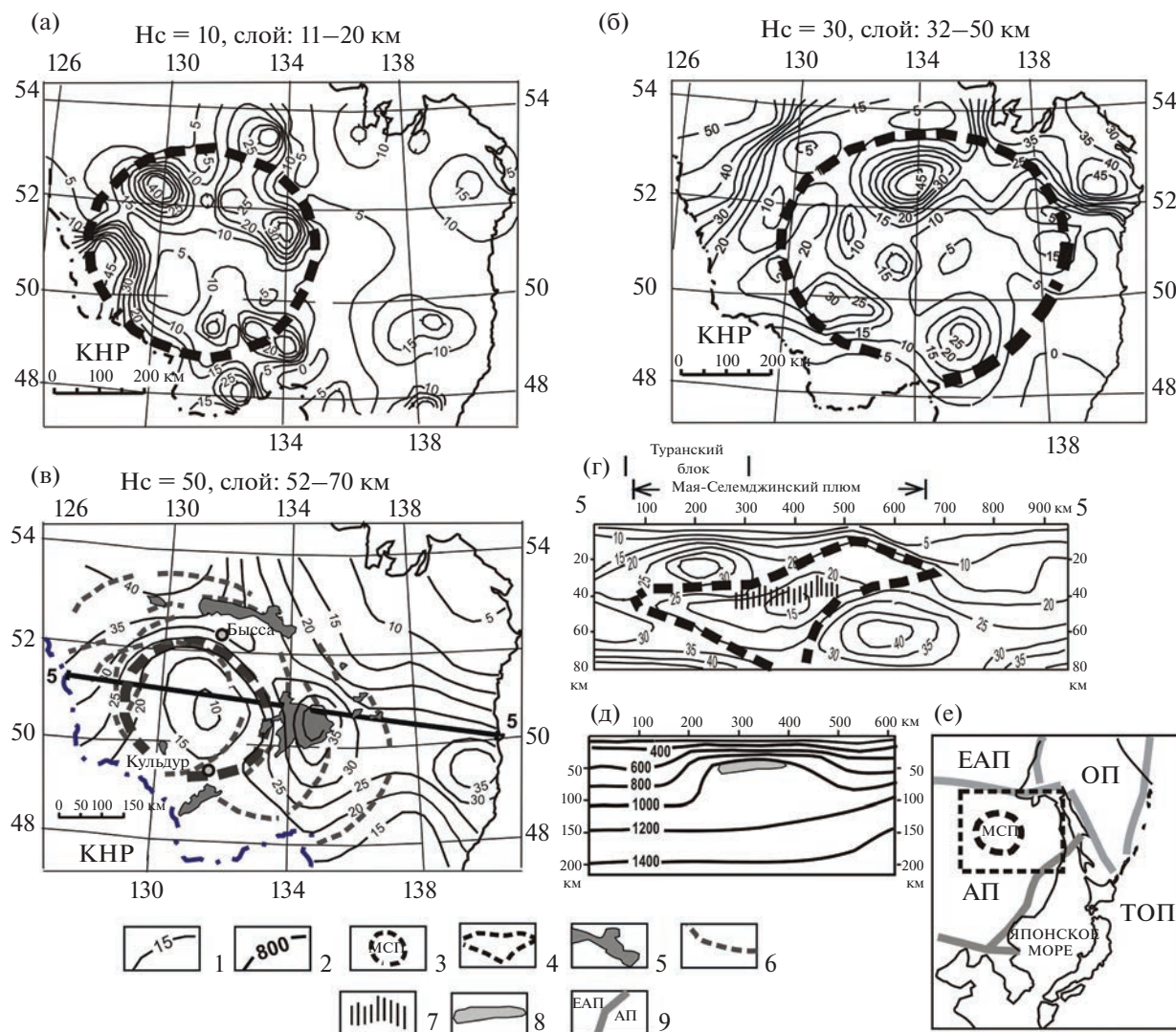


Рис. 2. Плотностная контрастность (а–г), температура (д) в голове Мая-Селемджинского плюма и литосферные плиты (е).

1, 2 – изолинии плотностной контрастности (1 ед. = 10^{-2} кг/м³/км) и температуры °С; 3, 4 – контуры плюма в плане (3) и разрезе (4); 5 – мел-палеогеновые-четвертичные вулканилиты; 6 – оси дуговых отрицательных аномалий; 7 – зона пониженных скоростей сейсмических волн в разрезе “г” [Потапов, 1977]; 8 – зона частичного плавления [Тектоносфера ..., 1992]; 9 – границы литосферных плит: ЕАП – Евразийская, ОП – Охотоморская, ТОП – Тихоокеанская, АП – Амурская. H_c – глубина среза μ_z -модели.

значно свидетельствуют в пользу существования Йеллоустонского плюма, имеющего субмеридиональное и северо-восточное ответвления. Направленное от центра плюма омоложение возраста вулканических пород в долине Змеиной реки [DeNosaquo et al., 2009] обусловлено латеральной миграцией подкоровой магмы.

Мая-Селемджинский плюм в российском Приамурье выделен на основании анализа распределений плотностных неоднородностей в земной коре и верхней мантии, коррелируемых с концентрически-зональными распределениями морфоструктур рельефа, вулканических полей (рис. 2в) и рудной минерализации [Петрищевский,

Юшманов, 2011]. Структура сопровождается дуговыми магнитными аномалиями (см. рис. 2в) на периферии и повышенным тепловым потоком ($Q > 50$ мВт/м²) в центре [Карта теплового потока ..., 1988], предполагающим существование расплавленных магм в своде структуры (см. рис. 2г). В краевых частях центральной зоны располагаются термальные источники Кульдур и Биссинский (см. рис. 2в).

Концентрические распределения плотностной контрастности в голове Мая-Селемджинского плюма – признак структуры центрального типа – начинают проявляться с глубины 10 км (см. рис. 2а–2в) и характеризуются повышенными и вы-

сокими значениями этого параметра (25–50 ед.) на флангах структуры относительно низких (0–10 ед.) и пониженных (10–20 ед.) значений в центральной зоне. Маркируемые по этому признаку контуры головы предполагаемого плюма диаметром 500 км прослеживаются до глубины 80 км и сужаются в диаметре до 150 км в подкоровом диапазоне глубин (см. рис. 2г). В разрезе голова плюма имеет характерную грибовидную форму (см. рис. 2г).

Минимум плотностной контрастности в центральной зоне плюма совпадает с зоной пониженной скорости сейсмических волн (см. рис. 2г) и зоной частичного плавления в теплофизической модели (см. рис. 2д). На глубине 50 км температура в центре плюма достигает значений 1000°C. Обнаружены признаки смещения вязких подкоровых магм ($\mu_z < 10$ ед.) в голове плюма на восток (см. рис. 2б, 2г) под давлением Туранского кратонного блока, согласно с направлением перемещения Амурской плиты [Геодинамика ..., 2006]. Грибовидная форма астеносферной части Мая-Селемджинского плюма, термальные источники и горизонтальное смещение подкоровых магм сближают его с Йеллоустонским плюмом.

Эмейшаньский плюм на юге Китая (рис. 3а) сопровождается широким полем пермских (257–262 Ма) базальтов на поверхности и низкой скоростью сейсмических волн в интервале глубин 50–100 км в его центральной (внутренней) зоне [Xe, Santosh, 2017]. На глубине 50 км аномалии скорости сейсмических волн во внутренней (стволовой) зоне плюма характеризуются концентрической зональностью: в центре зоны располагается локальный максимум, обрамляемый кольцевым минимумом [Xe, Santosh, 2017]. Эмейшаньский плюм проявлен и в гравитационных аномалиях (см. рис. 3в): он сопровождается региональным максимумом Буге с амплитудой порядка 50 мГл. При этом западный фланг этой структуры прослеживается под блоком Симао.

Высокое содержание изотопов углерода C^{13} в осадочных породах свидетельствует о декарбонизации земной коры под влиянием мантийных магм, что укрепляет некоторых исследователей [Shi et al., 2020] в предположении о существовании Эмейшаньского плюма. Однако, сомнения вызывают не характерные для плюмов отношения изотопов Sr–Nd–Pb–Os [Shelnutt, 2014] и отсутствие изотопов гелия в базальтах, что не позволяют однозначно судить о их мантийном происхождении.

Неопределенной является мощность земной коры в голове плюма. По одним данным [Shelnutt, 2014] она минимальна во внутренней зоне плюма, а по другим [Xu et al., 2004; Liu et al., 2017] – увеличена на 15 км (прогиб) относительно промежуточной зоны, в соответствии с чем источником базальтов

предположительно являются магмы в нижней коре и подкоровой мантии.

Тем не менее, плюмовую концепцию Эмейшаньского плюма поддерживает большинство исследователей несмотря на то, что сейсмический разрез его центральной зоны плохо согласуется с моделью апвеллинга (поднятия) литосферы [Shelnutt, 2004], а в нижней литосфере на глубинах 80–140 км регистрируется линза нормальной высокоскоростной мантии ($8.4\text{--}8.5 \text{ км с}^{-1}$) толщиной 50 км и горизонтальной протяженностью 350 км, доказывающая отсутствие вязких магм в этом глубинном диапазоне. Распределение скорости продольных сейсмических волн в переходном слое кора-мантия [Liu et al., 2017] тоже показывает наличие линзы высокоскоростных пород ($V_p = 7.0\text{--}7.4 \text{ км с}^{-1}$) и эта линза разными исследователями включается либо в состав земной коры [Liu et al., 2017], либо в подкоровую мантию [Shelnutt, 2014]. Сейсмотомографические данные [Xe, Santosh, 2017] регистрируют понижение скорости сейсмических волн под Эмейшаньским плюмом только до глубины 100 км.

Перечисленные данные, в совокупности, допускают возможность проявления обычного континентального (внутриплитного) магматизма декомпрессионной природы в зоне растяжения литосферы на месте Эмейшаньской магматической провинции без участия глубоких частей верхней мантии. Таким образом, причины происхождения Эмейшаньского плюма и глубинные источники базальтов в значительной степени остаются неясными [Shelnutt, 2014].

По полученным данным, голова Эмейшаньского плюма характеризуется сложным распределением плотностной контрастности. До глубины 20 км во внутренней зоне плюма регистрируется минимум μ_z -параметра (5–15 ед.), в интервале глубин 42–60 км – максимум (см. рис. 3а), а в интервале глубин 70–100 км, соответствующим астеносферному слою – минимум (см. рис. 3б). Такое распределение примерно соответствует сейсмотомографической модели [He, Santosh, 2017] и сейсмическому разрезу [Xu et al., 2004], которые дают основание предполагать существование жесткой пластины в нижней литосфере внутренней зоны Эмейшаньского плюма. В нашей модели (см. рис. 3г) эта пластина характеризуется выпуклой формой, типичной для плюмов, в интервале глубин 40–80 км. Эта пластина огибает куполообразное поднятие астеносферы во внутренней зоне плюма. В соответствии с куполообразным изгибом литосферы пермские базальты располагаются не в центре, а на флангах плюма, в его промежуточной зоне (см. рис. 3а, 3б). Таким образом, реологическая гравитационная модель (см. рис. 3) оказывается ближе к представлениям Г. Шелнута [Shelnutt, 2014].

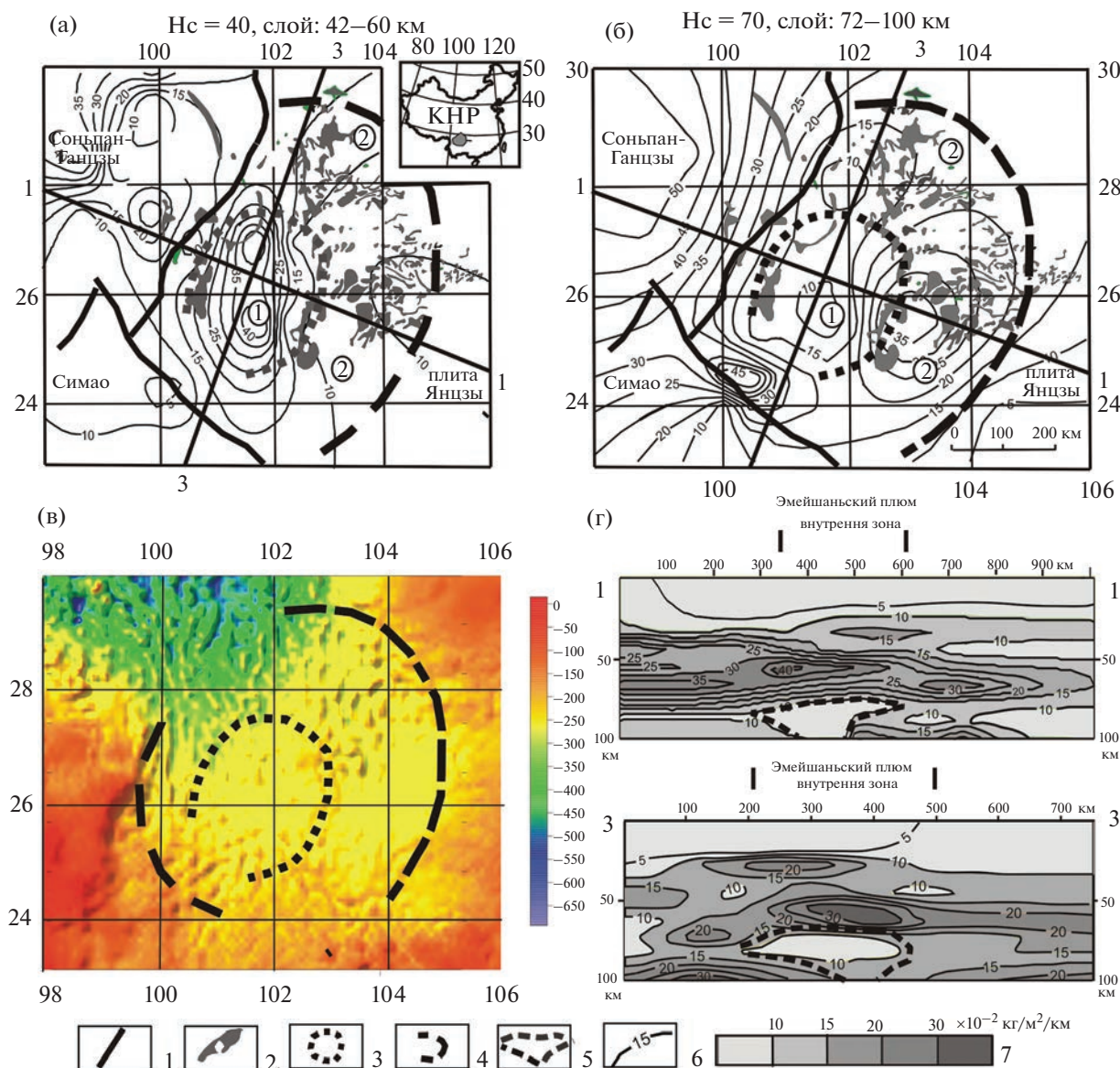


Рис. 3. Гравитационные аномалии Буге, мГл (v) и плотностная контрастность (а, б, г) в голове Эмейшаньского плюма. 1 – разломы; 2 – эмейшаньские базальты; 3, 4 – границы внутренней (3) и промежуточной (4) зон плюма [Saunders et al., 2007; Shelnutt, 2004]; 5 – астеносферная линза в голове Эмейшаньского плюма; 6 – изолинии плотностной контрастности (1 ед. = 10^{-2} кг/м²/км); 7 – шкала раскраски разрезов.

Обозначения зон (цифры в кружках): 1 – внутренняя, 2 – промежуточная. Нс – глубина среза μ_z -модели.

Во внутренней зоне плюма регистрируется еще одна – коровая – пластина повышенной жесткости ($\mu_z = 15\text{--}25$ ед.) (разрез 1–1, см. рис. 3г). Коровый (интервал глубин 25–35 км) и нижний литосферный (50–80 км) жесткие слои разделены подкоровым слоем пониженной вязкости и это является фундаментальной закономерностью строения тектоносферы Восточной Азии [Петрищевский, 2008, 2013а, б]. Наименьшие значения плотностной контрастности (<10 ед.) в подкоровом слое приурочены к флангам внутренней зоны (см. рис. 3а, 3г), где обнажаются высокотитановые базальты [Xu et al., 2004].

Астеносферная линза во внутренней зоне, маркируемая минимумом плотностной контрастности (см. рис. 3г), имеет типичную для плюмов грибовидную форму, а в горизонтальном срезе на глубине 70 км (см. рис. 3б) астеносферное поднятие вытянуто в субмеридиональном направлении, что является признаком рифтогенного растяжения литосферы на границе плиты Янцзы с Тибетским плато (Соньпан-Ганцзы блоком).

Синтез известных и полученных данных о глубинном строении Эмейшаньского плюма приводит к следующим выводам.

1. Реологическая гравитационная модель поддерживает концепцию плюмового происхождения Эмейшанских базальтов, которые пространственно связаны с размещением подкоровых и астеносферных магм, разделяемых жестким слоем в нижней литосфере.

2. Нижний литосферный слой мощностью 20–25 км выгнут к земной поверхности во внутренней зоне плюма.

3. Под подошвой литосферы астеносферная магма растекается в горизонтальном направлении и имеет характерную для плюмов грибовидную форму.

4. Распределение плотностной контрастности в нижней литосфере (см. рис. 3б) характеризуется признаками наложения рифтогенеза на плюм, либо — использования мантийными магмами доплюмового линейного растяжения литосферы при продвижении их к земной поверхности.

Индиги́ро-Колы́мский плюм. Первые предположения о существовании Индиги́ро-Колы́мского плюма в Северо-Восточном регионе России сделаны В.В. Стогний и Г.А. Стогний [Стогний, 2009; Стогний, Стогний, 2011], когда эти исследователи по гравиметрическим данным выделили Верхоянскую астенолинзу (мезозойский палеоплюм), в контурах которой расположена область концентрированной рудной минерализации. Однако до сих пор эта структура остается недостаточно параметризованной в геологическом пространстве, а образование рудной минерализации связывается здесь преимущественно с гранитоидами Главного Верхояно-Колымского пояса, глубинными разломами и очаговыми структурами разного ранга [Горячев, 1998; Хасанов, Шарафутдинов, 2011; Аристов, 2019], а так же с этапами тектонической эволюции региона: коллизионным, аккреционно-коллизионным и аккреционным [Сидоров, Волков, 2015; Прокопьев и др., 2018].

В результате тектонической интерпретации распределений плотностной контрастности в этом регионе выделены два типа аномалий: протяженные линейные зоны минимумов ($\mu_z < 15$ ед.) и квази-изометричные минимумы этого параметра, часто обрамляемые концентрически расположенными максимумами. Первые связываются с зонами растяжения, а вторые — с тектоно-магматическими структурами центрального типа (СЦТ).

Линейная зона минимумов СЗ простирания (рис. 4а, 4б) совпадает с Верхояно-Колымской (Тенькинской или Адыча-Тенькинской) зоной растяжения—сдвига на границе Северо-Американской и Евразийской плит [Шахтыров, 1997; Тектоника ..., 2001]. Ее положение в разных глубинных срезах (см. рис. 4а, 4б) свидетельствует о наклонном залегании этой зоны, что согласуется с геологическими признаками надвигания Колы-

мо-Омолонского супертеррейна на Северо-Азиатский кратон [Оксман, 1998; Геодинамика ..., 2006].

В линейной зоне растяжения располагаются две структуры центрального типа: Индиги́ро-Колымская и Нижне-Янская (см. рис. 4а–4в). Первая по своим размерам и ярко выраженной концентрической зональности μ_z -аномалий идентична рассмотренным выше плюмам (Йеллоустонскому, Мая-Селемджинскому и Эмейшанскому) в коровых срезах. В нижнем слое земной коры (см. рис. 4а) она имеет размеры около 1000 км в диаметре, а на глубине 70 км сужается до размеров 350×380 км (см. рис. 4б). Индиги́ро-Колымская СЦТ хорошо проявлена на космических снимках (см. рис. 4в) и совпадает с максимумом теплового потока ($Q > 80$ мВт/м²) (см. рис. 4в). В нижнем литосферном срезе ($H_c = 70$ км) к Индиги́ро-Колымской СЦТ примыкает зона растяжения северо-восточного простирания (см. рис. 4б) и, таким образом, можно предполагать приуроченность этой структуры к пересечению двух зон растяжения.

В коровых разрезах μ_z -модели (см. рис. 4г) нижний жесткий слой земной коры выгнут к поверхности, а под ним располагается куполообразный слой пониженной вязкости. В разрезе до глубины 100 км (см. рис. 4д) распределение плотностной контрастности в голове Индиги́ро-Колымской СЦТ типично для плюмов, в частности — Эмейшанского (см. рис. 3в) и Йеллоустонского (см. рис. 1г). В Индиги́ро-Колымском плюме астеносфера сливается с подкоровым вязким слоем и растекается в стороны от центрального ствола под земной корой и нижним слоем литосферы. По магнито-теллурическим данным [Вашилов и др., 2003] астеносфера в центре плюма приближается до глубины 50–55 км, что согласуется с нашими оценками (см. рис. 4г).

Еще одна СЦТ меньших размеров — Нижне-Янская — располагается на северо-западном отрезке Верхояно-Колымской зоны растяжения (см. рис. 4б, 4в). Так же как Индиги́ро-Колымская СЦТ, она располагается на фланге регионального максимума теплового потока. По существующим представлениям, Нижне-Янскую СЦТ можно отнести к горячим точкам, мигрирующим в зонах глубинных разломов от центральных частей плюмов. Похожая ситуация имеет место в районах влияния Йеллоустонского [Sounders, 2007; Denosagio, 2009] и Хангайского [Ярмолюк и др., 2007] плюмов.

Охотоморский плюм. Длительное время литосфера Охотского моря представлялась как затопленная окраина континента, либо океаническое базальтовое плато, но после выявления изометричных аномалий теплового потока [Структура ..., 1995] и концентрической зональности аномалий плотностной контрастности [Петрищевский, Злобин, 2004] все больше исследователей [Емельянова,

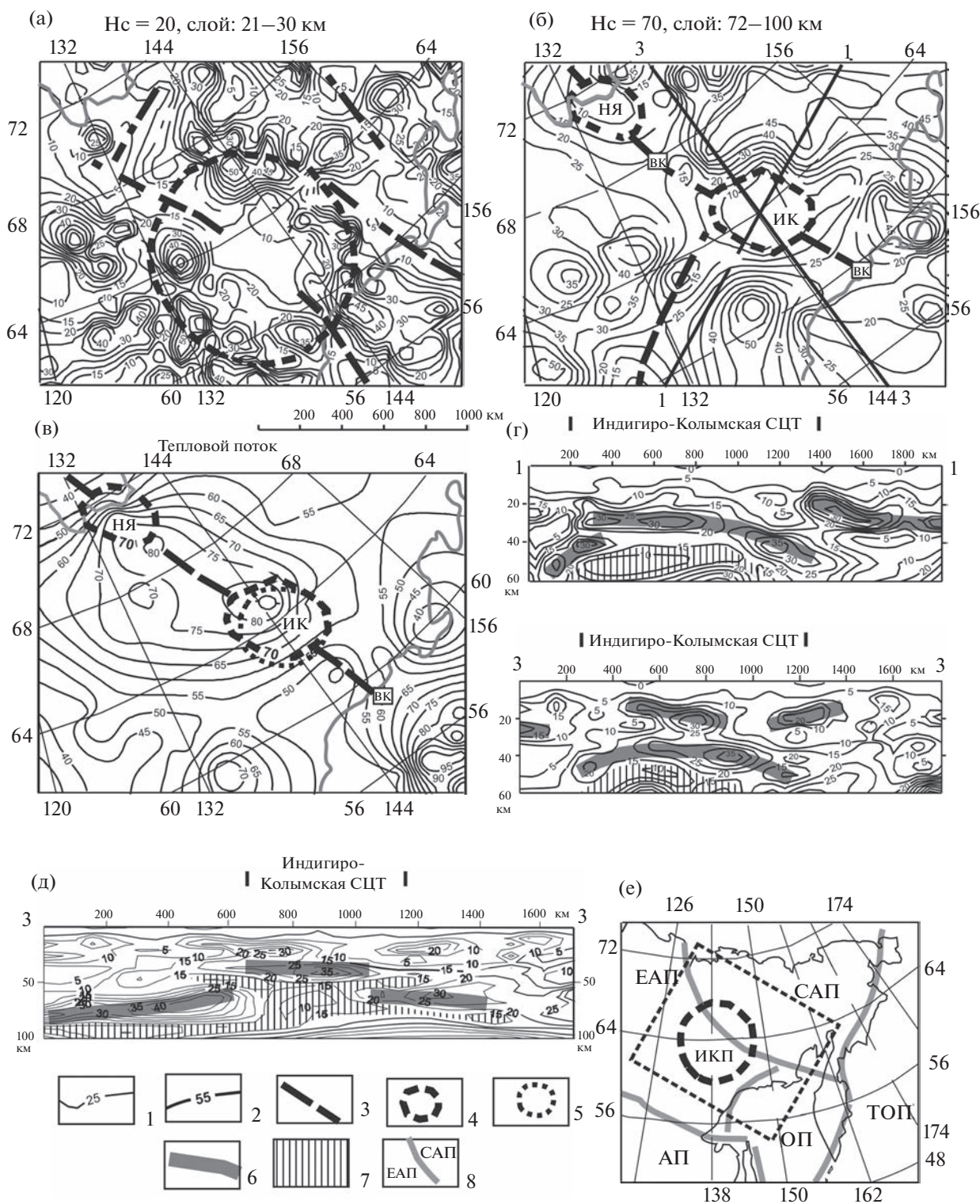


Рис. 4. Плотностная контрастность (а, б, г, д) и тепловой поток (в) в голове Индиго-Колымского плюма. 1, 2 – изолинии плотностной контрастности, $10^{-2} \text{ кг/м}^3/\text{км}$ (1) и теплового потока, мВт/м^2 (2); 3 – оси зон растяжения–сдвига; 4 – контуры астеносферных линз; 5 – структура центрального типа на космическом снимке [Космогеологическая карта ..., 2017]; 6 – жесткие пластины в разрезах μ_z -модели; 7 – зоны пониженной вязкости в разрезах; 8 – границы литосферных плит на схеме “е”: ЕАП – Евразийская, САП – Северо-Американская, ТОП – Тихоокеанская, ОП – Охотоморская, АП – Амурская. H_c – глубина среза μ_z -модели; * – осреднение в радиусе 50 км, по данным [Горнов, 2015].

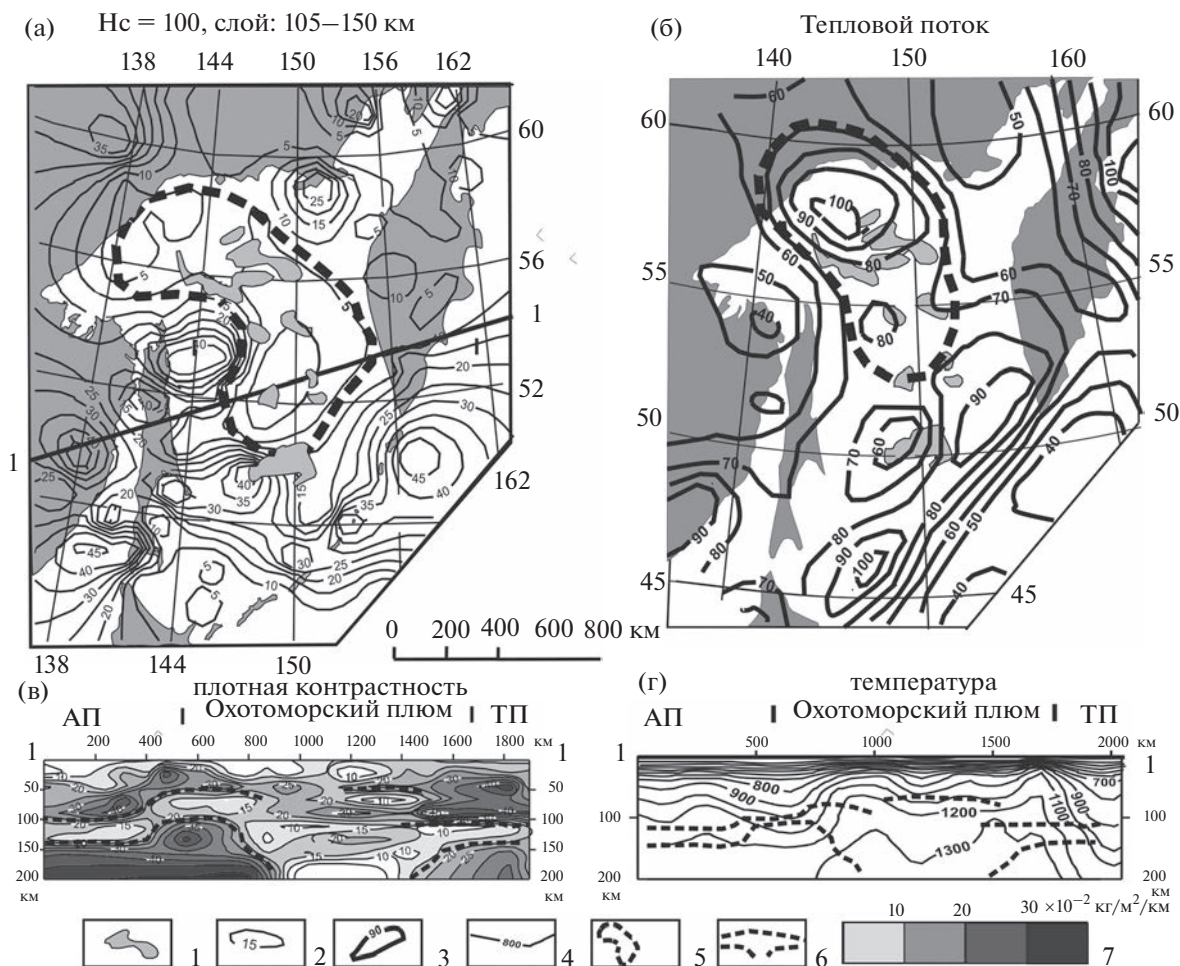


Рис. 5. Распределение плотностной контрастности (а, в), теплового потока (б) и температуры (г) в земной коре и верхней мантии Охотского моря. 1 – подводные возвышенности; 2–4 – изолинии плотностной контрастности 10^{-2} кг/м²/км (2), теплового потока (3), мВт/м² и температуры, С° (4); 5–7 – контуры головы Охотоморского плюма в плане (5) и разрезах (6), 7 – шкала раскраски разреза 3D-модели μ_z -параметра. Обозначения плит над разрезами: АП – Амурская, ТП – Тихоокеанская. Нс – глубина среза 3D-модели плотностной контрастности.

Леликов, 2010; Izosov et al., 2020] склоняется к предположению о существовании здесь структуры центрального типа (диапира, центра вращения) плюмовой природы. Такое предположение поддерживается широким развитием адакитов, драгируемых с подводных возвышенностей [Емельянова и др., 2020]. Проявления адакитового позднемел-эоценового вулканизма в Охотском море предполагают подъем и проникновение в земную кору океанической астеносферы, хотя прямые признаки плюмового происхождения вулканистов, в отличие от вулканистов Японского моря, здесь отсутствуют, а отношения Nb/Y–Zr/Y в андезитах более похожи на островодужные [Izosov et al., 2020].

Тем не менее, распределения плотностной контрастности поддерживают концепцию плю-

мового происхождения адакитов. В этих распределениях отчетливо проявлена структура центрального типа, которая имеет северо-западное ответвление (рис. 5а). По-видимому, астеносфера в голове Охотоморского плюма была выдавлена субдуцирующим слэбом Тихоокеанской плиты при столкновении с Евразийской плитой и приобрела форму грибовидной линзы (см. рис. 5в).

Диаметр астеносферной линзы в срезе на глубине 120 км составляет 900–1000 км, а в подкоровом срезе на глубине 30 км она сужается до 700 км и характеризуется концентрически зональными распределениями μ_z -параметра и температуры [Izosov et al., 2020]. В центре плюма регистрируется минимум плотностной контрастности (см. рис. 5а), который обрамляется цепочкой макси-

мумов, что объясняется выпуклой формой астеносферной линзы в голове плюма (см. рис. 5г).

В подлитосферном срезе 3D-модели плотностной контрастности (см. рис. 5а) и распределениях теплового потока (см. рис. 5б) проявлено северо-западное ответвление астеносферной линзы, согласное с ориентировкой Верхояно-Колымской зоны растяжения—сдвига (см. рис. 4), что дает основание предположить приуроченность Охотоморского плюма к пересечению двух шовных зон: северо-восточной и северо-западной.

В зоне реологического разуплотнения (см. рис. 5а) и соответствующей зоне высокого теплового потока (см. рис. 5б) располагаются подводные возвышенности, что объясняется выгибанием земной коры под влиянием астеносферного апвеллинга, но противоречит широко распространенным ранее представлениям о затопленной окраине континента на месте Охотского моря.

В вероятностно-детерминированной гравитационной модели, отображающей реологическое состояние тектоносферы Охотоморского региона до глубины 200 км, отчетливо проявлены три характерные особенности.

1. Грибовидная форма астеносферной линзы в голове плюма.

2. Горизонтальное СЗ-ответвление вязкой астеносферы — вероятного источника андезитовых и базальтовых магм под подошвой охотоморской земной коры и тихоокеанской литосферы.

3. Расщепление тихоокеанской литосферы на границе с Охотоморской плитой.

Катазиатский плюм. На юго-восточной окраине Азии главным процессом в позднемезозойской истории считается субдукция Тихоокеанской плиты под окраину континента, с которой связываются вулканические [Wang et al., 2011; Wang, Shu, 2012; Deng et al., 2016; Cai et al., 2019; Duan et al., 2020] и гранитоидные [Li et al., 2011, 2018] процессы, астеносферный апвеллинг [Wang et al., 2010; Yu et al., 2017; Li et al., 2018; Cai et al., 2019], перемешивание астеносферных расплавов с магмами субдуцирующей океанической литосферы (crust–mantle interactions) [Wang et al., 2003; Deng et al., 2016; Jia et al., 2020] и рудная минерализация [Deng et al., 2016; Liu et al., 2020]. По мнению большинства исследователей, постсубдукционные мезозойские и кайнозойские рифтогенные процессы на территории Юго-Восточного Китая (Катазиатский блок и прилегающие фланги плиты Янцзы) протекали длительное время (в интервале 175–80 млн лет).

Признаки плюмового магматизма установлены здесь только в Южно-Китайском море [Yu et al., 2017; Zhang, Li, 2018; Zheng et al., 2019], а связь адакитовых вулканических ассоциаций с нижней мантией на юго-восточной окраине Азии отрицается [Deng et al., 2016], хотя присутствие в адаки-

тах мантийных компонентов и повышенные значения отношений изотопов стронция и неодима [Wang et al., 2003; Федоров, 2006; Deng et al., 2016] позволяют это предполагать. Адакиты, являющиеся индикаторами рифтогенеза и плюмогенеза, указывают на разрыв субдукционных пластин и апвеллинг астеносферной мантии [Cai et al., 2019].

Структура центрального типа (СЦТ) вероятной плюмовой природы в низовье р. Янцзы проявлена в двух горизонтальных (рис. 6а, 6б) и вертикальных (см. рис. 6г) сечениях 3D-модели плотностной контрастности и поддерживается магнитотеллурической моделью [Zhang et al., 2020], в которой картируются две пластины (слэба), наклоненные в стороны от центра. Распределение плотностной контрастности в интервале глубин 70–110 км (см. рис. 6а) характеризуется типичной для плюмов концентрической зональностью, а на глубине 25 км такой же зональностью характеризуется распределение поперечных сейсмических волн [Zhou et al., 2012], объясняемое куполообразной формой головы плюма, в центре которого астеносфера приближается до глубины 70 км. Разрезы 3D μ_z -модели в голове Катазиатского плюма (см. рис. 6г) совпадают с разрезами скоростной модели [Zhou et al., 2012].

Антиклинальной форме Катазиатской СЦТ соответствуют выходы неопротерозойских метаморфических комплексов, обнажающихся в ее центре (террейн Вуйшань), в окружении палеозойского чехла и мезозойских гранитов [Yu et al., 2009; Wang, 2010]. Здесь же располагаются Ni, Cu, Mo и Ta-Nb месторождения [Mao et al., 2012; Liu et al., 2020], характерные для центральных зон плюмов [Борисенко и др., 2006; Dobretsov et al., 2010; Петрищевский, Юшманов, 2014; Shellnutt, 2014]. Юго-восточный фланг СЦТ деструктурирован трансформным сдвигом (см. рис. 6а, 6в, 6г), разделяющим континентальную и окраинноморскую литосферу. Северо-восточный фланг СЦТ тоже срезан сдвигом на южной границе Северо-Китайского кратона (см. рис. 6б), признаком которого является смещение осей двух крупнейших на Юго-Востоке Китая рифтогенных структур Танлу и Ченжоу-Линву (см. рис. 6в).

Можно сказать, что пространственное положение Катазиатской СЦТ приурочено к пересечению трех шовных зон: Кунлинь-Даби, Танлу и Ченжоу-Линву (см. рис. 6) сопровождаемых разломами растяжения—сдвига. Такая же закономерность характерна и для других рассматриваемых СЦТ плюмовой природы: Йеллоустонской, Мая-Селемджинской, Индигиро-Колымской и Охотоморской.

Сейсмотомографические модели тектоносферы Юго-Восточного Китая [Li, 2010; Zhu et al., 2006; Zhou et al., 2012] предполагают продолже-

ние стволовой зоны Катазиатской СЦТ в глубокие слои мантии до глубины 350 км и более. Верхняя мантия Катазиатского блока разуплотнена, что соответствует резкому понижению скорости поперечных сейсмических волн до 4.3 км с^{-1} в интервале глубин 70–130 км [Zhou et al., 2012] и приближению астеносферы до глубины 60–70 км [Zhu et al., 2006; Li, 2010]. В гравитационных реологических моделях мощность литосферы под Катазиатским блоком сокращена до 50 км (разрезы 1–1 и 5–5, см. рис. 6г).

Так же как Индигиро-Колымский и Йеллоустонский, Катазиатский плюм расположен в широкой зоне растяжения-сдвига, выраженной линейными минимумами плотностной контрастности в срезах на глубинах от 30 до 120 км. Эта зона коррелируется с разломом Ченжоу-Линву на границе Катазиатского блока с плитой Янцзы [Wang, 2010] и находит подтверждение в приповерхностном слое земной коры, где присутствуют признаки растяжения [Ren et al., 2002] и вязкого сдвига [Faure et al., 2016]. Зона растяжения сопровождается локальными аномалиями теплового потока интенсивностью более 70 Вт/м^2 [Tao, Shen, 2008; Лысак, 2009] — обычным атрибутом рифтов [Петрищевский, 2019].

Подлитосферный минимум плотностной контрастности на юго-восточной окраине континента (см. рис. 6в) смещен на северо-запад относительно литосферного (см. рис. 6а), что соответствует субдукции окраинной литосферы под окраину континента. В верхнем слое земной коры субдукция сопровождается надвиганием Катазиатского блока на плиту Янцзы с амплитудой порядка 400 км [Wang et al., 2003].

Мощность земной коры под Катазиатским блоком сокращена до 25–30 км [Li, 2010; Jou et al., 2012], а литосферы — до 50–60 км [Li, 2010], что согласуется с нашей моделью (см. рис. 6г).

На юго-западном фланге зоны растяжения Ченжоу-Линву под островом Хайнань располагается СЦТ меньших размеров, которую некоторые исследователи [Yu et al., 2018; Zhang, Li, 2018] идентифицируют как плюм, хотя правильнее было бы классифицировать ее как горячую точку, или сателлит Катазиатского плюма. Так же как Катазиатский плюм, она сопровождается понижением скорости поперечных сейсмических волн в интервале глубин 140–470 км [Lebedev, 2003; Jou et al., 2012], сокращением мощности земной коры до 28 км [Li, 2010] и повышенным тепловым потоком [Tao, Shen, 2008]. Характерной чертой обеих структур является присутствие адакитов [Cai et al., 2019; Wang et al., 2010b] — вулканитов мантийного происхождения.

Можно предположить, что образование Хайнаньской горячей точки связано с миграцией астеносферной магмы вдоль зоны растяжения

Ченжоу-Линву. Такие же взаимоотношения СЦТ разного ранга в линейных зонах растяжения наблюдаются в районах Йеллоустонского [Denosagio et al., 2009], Индигиро-Колымского (см. рис. 4б, 4в), Охотоморского (см. рис. 5а) и Хангайского [Ярмолюк и др., 2007] плюмов.

ВЫВОДЫ

В результате интерпретации и статистической обработки гравитационных аномалий в классе обратных задач с единственным решением выполнена независимая от предшествующих данных оценка реологических и геометрических параметров шести типичных структур центрального типа плюмовой природы в нижнем слое земной коры, литосферной мантии и астеносфере. Основные результаты исследования формулируются в следующих выводах:

1. Астеносферные части плюмов имеют грибовидную форму и астеносферные магмы растекаются под подошвой литосферы (Йеллоустонский, Эмейшаньский, Индигиро-Колымский, Охотоморский), реже — под подошвой земной коры (Мая-Селемджинский, Индигиро-Колымский). На расстоянии 250–300 км от центрального ствола головы плюмов сужаются до диаметра 200–300 км на глубине 100–120 км. В головах большинства плюмов астеносферные магмы сливаются с подкоревым вязким слоем и приближаются к поверхности Земли до 40–50 км. Отличительными чертами плюмов являются концентрически зональные аномалии плотностной контрастности и разуплотнение стволовых зон плюмов в сочетании с высоким тепловым потоком.

2. В большинстве случаев плюмы (Йеллоустонский, Эмейшаньский, Колымо-Индигирский, Катазиатский, Охотоморский) сопровождаются линейными структурами растяжения. В голове Мая-Селемджинского плюма рифтогенные структуры не проявлены, однако его пространственное расположение приурочено к пересечению зоны растяжения-сдвига Танлу с Монголо-Охотской (Тукурингринской) системой разломов [Геодинамика ..., 2006; Губанова, Петрищевский, 2011].

3. Структурное положение большинства рассмотренных плюмов контролируется границами литосферных плит и крупных сегментов 2-го порядка. Йеллоустонский плюм располагается вблизи границы Северо-Американской и Наска (или Хуан де Фука [Lillie, 2005]) плит, Эмейшанский — на границе плиты Янцзы с Тибетским сегментом (блоком Сяньпан-Ганцзы), Охотоморский — в пограничной (переходной) зоне между Евразийской и Тихоокеанской плитами, Индигиро-Колымский — на границе Евразийской и Северо-Американской плит, Катазиатский — на границе Катазиатского

блока с плитой Янцзы. Очевидно, что проникновение плюмов в верхние оболочки тектоносферы каким-то образом связано с коллизиями литосферных сегментов, в том числе — с субдукцией.

4. Гравитационные реологические модели позволяют предполагать, что образование астеносферных линз грибовидной формы обусловлено выдавливанием астеносферных магм в зоны расщепления коровых и нижних литосферных пластин при столкновении литосферных сегментов (см. рис. 1в, 1г, 2д, 3г, 5в, 6г).

5. Характерной чертой большинства рассмотренных плюмов (Йелоустонского, Индигиро-Колымского, Охотоморского, Катазиатского) являются признаки миграции астеносферных магм и горячих точек в доплюмовых зонах растяжения литосферы. Постплюмовые рифтогенные процессы, сдвиги и надвиги, разрушают (разрывают или смещают) структуры центрального типа плюмовой природы.

6. Одинаковая геометрия и реология плюмов, сформировавшихся в разное время (триас—неоген) в далеко удаленных друг от друга регионах (Северо-Восток России, Приамурье, Северо-Запад США, Южный Китай, Охотское море) свидетельствуют об универсальности тектонических обстановок, способствующих проникновению мантийных струй в верхние тектонические оболочки Земли. Главнейшими из них являются зоны растяжения литосферы и в особенности — участки пересечения разнонаправленных разрывов литосферы.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в соответствии с темой научных исследований, утвержденной государственным заданием Министерства науки и высшего образования: “Изучение геологического строения и моделирование глубинных структур земной коры и верхней мантии Восточной Азии и оценка современного состояния и динамики геосистем (2021–2023)” (№ гос. регистрации 0234-2021-0006).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аристов В.В. Закономерности размещения золоторудных объектов Яно-Колымской провинции // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 8. С. 1108–1125.
- Балк П.И., Долгаль А.С., Мичурин А.В. Смешанный вероятностно-детерминистский подход к интерпретации данных гравиразведки, магниторазведки и электроразведки // Докл. РАН. 2011. Т. 438. № 4. С. 532–537.
- Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох Ф.Э. и др. Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 166–182.
- Вашилов Ю.Я., Гайдай Н.К., Максимов А.Е. и др. Полиастеносфера Северо-Востока России — методы изучения, структура, кинематика, динамика // Астеносфера и литосфера Северо-Востока России (структура, геокинематика, эволюция). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. С. 135–142.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
- Гордиенко И.В. Связь субдукционного и плюмового магматизма на активных границах литосферных плит в зоне взаимодействия Сибирского континента и Палеоазиатского океана в неопротерозое и палеозое // Geodynamics & Tectonophysics. 2019. Т. 10. № 2. Р. 405–457.
- Горнов П.Ю. Сейсмичность, границы и тепловое поле литосферных плит Северо-Востока Евразии // Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска. Южно-Сахалинск, 2015. С. 55–59.
- Горячев Н.А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 210 с.
- Грачев А.Ф. Идентификация мантийных плюмов на основе изучения вещественного состава вулканитов и их изотопно-геохимических характеристик // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 618–654.
- Губанова М.А., Петрищевский А.М. Связь сейсмичности с глубинным геологическим строением Приамурья и Манчжурии // Региональные проблемы. 2011. Т. 14. № 2. С. 51–56.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Наука, филиал Гео, 2001. 407 с.
- Добрецов Н.Л. Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика. 2008. 49. № 7. С. 587–604.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Диаметр и время формирования головы плюма на подошве “тугоплавкого” слоя в литосфере // Докл. РАН. 2006. Т. 406. № 1. С. 99–103.
- Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Миоцен-плейстоценовый вулканизм глубоководных котловин Японского и Охотского морей // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29. № 2. С. 58–69.
- Емельянова Т.А., Петрищевский А.М., Изосов Л.А. и др. Позднемезозойско-кайнозойские этапы вулканизма и геодинамика Японского и Охотского морей // Петрология. 2020. Т. 28. № 5. С. 468–481.
- Зидаров Д. О решении некоторых обратных задач потенциальных полей и его применении к вопросам геофизики. София: Изд-во Болгарской академии наук, 1986. 143 с.
- Иванов В.К. О разрешимости обратной задачи потенциала в конечном виде // Докл. АН СССР. 1956. Т. 106. № 4. С. 598–600.
- Карта теплового потока зоны Байкало-Амурской магистрали. Масштаб 1 : 5000000 / Составители У.И. Моисеенко, А.А. Смыслов // Атлас карт геологического содержания зоны БАМ. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1988.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Богатиков О.А. Закономерности пространственного распределения “горячих точек” в мантии современной Земли // Докл. РАН. 2009. Т. 427. № 5. С. 654–658.

- Космогеологическая карта России. Электронный геолого-картографический ресурс. СПб.: ВСЕГЕИ, 2017. <http://www.vsegei.ru/info/atlas/cosmo>.
- Литвиновский Б.А., Артюшков Е.В., Занвилевич А.Н. О природе магматизма Монголо-Забайкальского пояса // Геология и геофизика. 1989. № 2. С. 32–40.
- Лысак С.В. Термальная эволюция, геодинамика и современная геотермальная активность литосферы Китая // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 9. С. 1058–1071.
- Оксман В.С. Геодинамическая эволюция коллизионного пояса горной системы Черского (северо-восток Азии) // Геотектоника. 1998. № 1. С. 56–69.
- Оролмаа Д., Эрдэнэсайхан Г., Борисенко А.С. и др. Пермотриасовые гранитоиды и металлогения Хангая (Центральная Монголия) // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 7. С. 706–719.
- Петрищевский А.М. Вязкий слой на границе кора–мантия на Дальнем Востоке // Геотектоника. 2008. № 5. С. 37–48.
- Петрищевский А.М. Три образа мышления и три подхода к интерпретации гравитационных аномалий // Региональные проблемы. 2014. Т. 17. № 2. С. 5–17.
- Петрищевский А.М. Гравитационный метод оценки реологических свойств земной коры и верхней мантии (в конвергентных и плюмовых структурах Северо-Восточной Азии). М.: Наука, 2013а. 192 с.
- Петрищевский А.М. Гравитационные модели двухъярусной коллизии литосферных плит на Северо-Востоке Азии // Геотектоника. 2013б. № 6. С. 60–83.
- Петрищевский А.М. Три образа мышления и три подхода к интерпретации гравитационных аномалий // Региональные проблемы. 2014. Т. 17. № 2. С. 5–17.
- Петрищевский А.М. Общие черты глубинного строения тектоносферы западно-тихоокеанских окраин (Северо-Восточная Азия и Австралия) // Геотектоника. 2016. № 6. С. 87–104.
- Петрищевский А.М. Рифтогенные структуры и нефтегазоносность в реологических гравитационных моделях земной коры // Геофизика. 2019. № 4. С. 42–51.
- Петрищевский А.М. Одно практическое следствие теорем единственности и эквивалентности обратных задач гравитационного потенциала // Геофизика. 2020. № 4. С. 98–111.
- Петрищевский А.М. Земная кора и верхняя мантия Восточно-Китайского моря (сеймотомографическая и гравитационная модели) // Тихоокеанская геология. 2022. Т. 41. № 5. С. 43–54.
- Петрищевский А.М., Злобин Т.К. Плотностная неоднородность тектоносферы Охотоморского региона // Ученые записки Сахалинского государственного университета // Сборник научных статей. Вып. 4. Южно-Сахалинск: Изд-во СахГУ, 2004. С. 10–20.
- Петрищевский А.М., Исаев В.И. Вероятностно-детерминистские методы интерпретации гравитационных аномалий / Учебное пособие. Томск: Изд-во Томского политех. ун-та, 2017. 99 с.
- Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П. Реология и металлогения Мая-Селемджинского плюма // Докл. РАН. 2011. Т. 440. № 2. С. 207–212.
- Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П. Геофизические, магматические и металлогенические признаки мантийного плюма в верховьях рек Алдан и Амур // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 4. С. 568–593.
- Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П. Плотностная контрастность, глубинное строение, реология и металлогения земной коры и верхней мантии Верхояно-Колымского региона // Литосфера. 2021. Т. 21. № 4. С. 491–516.
- Потапов С.В. Авиасейсмические исследования земной коры. М.: Наука, 1977. 169 с.
- Прокопьев А.В., Борисенко А.С., Гамянин Г.Н. и др. Возрастные рубежи и геодинамические обстановки формирования месторождений и магматических образований Верхояно-Колымской складчатой области // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 10. С. 1542–1563.
- Пучков В.Н. “Великая дискуссия” о плюмах: так кто же все-таки прав? // Геотектоника. 2009. № 1. С. 3–22.
- Сидоров А.А., Волков А.В. Металлогения окраинноморской литосферы (Северо-Восток России) // Литосфера. 2015. № 1. С. 24–34.
- Стогний Г.А. Глубинное строение и рудоконтролирующие структуры Алдано-Становой и Верхояно-Черской золотоносных провинций / Автореф. дис. ... доктора геол.-мин. наук. М.: ЦНИГРИ, 2011. 40 с.
- Стогний Г.А., Стогний В.В. Региональные неоднородности литосферы Северо-Азиатского кратона // Геофизика. 2009. № 6. С. 59–65.
- Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона // Результаты исследований по международным геофизическим проектам. М.: МГК, 1996. 337 с.
- Тектоника и геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия). М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. 571 с.
- Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии. Владивосток: ДВО РАН, 1992. 238 с.
- Федоров П.И. Кайнозойский вулканизм зон растяжения на Восточной окраине Азии. М.: ГЕОС, 2006. 316 с.
- Хасанов И.М., Шарафутдинов В.М. Глубинная структура Юго-Востока Яно-Колымской складчатой системы по геофизическим данным и характерные особенности строения золоторудных узлов // Ученые записки Казанского университета. 2011. Т. 153. Кн. 3. С. 230–246.
- Хоа Чан Хонг, Изох А.Е., Поляков Г.В. и др. Пермотриасовый магматизм и металлогения Северного Вьетнама в связи с Эмейшанским плюмом // Геология и геофизика. 2008. Т. 48. № 7. С. 637–651.
- Шахтыров В.Г. Тенькинский глубинный разлом: тектоническая позиция, инфраструктура, рудоносность // Геологическое строение, магматизм и полезные ископаемые Северо-Восточной Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 62–64.
- Ярмлюк В.В., Кудряшова В.А., Козловский А.М. Позднемеловой-раннекайнозойский вулканизм Южной Монголии — след Южно-Хангайской горячей точки мантии // Вулканология и сейсмология. 2007. № 1. С. 3–31.
- Burov E., Guillou-Frottier L., D’Acremont et al. Plume head-lithosphere interaction near intra-continental plate boundaries // Tectonophysics. 2007. V. 434. P. 15–38.

- Cai G., Wan Zh., Yao Y. *et al.* Mesozoic Northward Subduction Along the SE Asian Continental Margin Inferred from Magmatic Records in the South China Sea // *Minerals*. 2019. V. 9. № 598. P. 2–25.
<https://doi.org/10.3390/min9100598>
- Campbell I. H. Testing the plume theory // *Chemical Geology*. 2007. V. 241. № 3. P. 153–176.
- Courtillot V., Davaille A., Besse J., Stock J. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 205. P. 295–308.
- Deng Y., Zhang Z., Moony W. *et al.* Mantle origin of the Emeishan Large Igneous Province (South China) from analysis of residual gravity anomalies // *Lithos*. 2014. V. 2042. P. 4–13.
- Deng J., Yanga X., Li S., Gua H. *et al.* Partial melting of subducted paleo-Pacific plate during the early Cretaceous: Constraint from adakitic rocks in the Shaxi porphyry Cu–Au deposit, Lower Yangtze River Belt // *Lithos*. 2016. V. 262. P. 651–667.
- DeNosaquo K.R., Robert B., Smith R.B. *et al.* Density and lithospheric strength models of the Yellowstone–Snake River Plain volcanic system from gravity and heatflow data // *J. Volcanology and Geothermal Research*. 2009. V. 188. P. 108–127.
- Dobretsov N.L., Borisenko A.S., Izokh A.E., Zhmodik S.M. A thermochemical model of Eurasian Permo-Triassic mantle plumes as a basis for prediction and exploration for Cu–Ni–PGE and rare-metal ore deposits // *Russian Geology and Geophysics*. 2010. V. 51. № 9. P. 903–924.
- Duan X., Zhang M. H., Santosh H. *et al.* The transformation of the lithospheric mantle beneath South China Block (SCB): constraints from petrological and geochemical studies of Daoxian and Ningyuan basalts and their melt inclusions // *Int. Geol. Rew.* 2020. V. 62. № 4. P. 479–502.
- Ernst R.E., Buchan K.L. Maximum size and distribution in time and space of mantle plumes: evidence from large igneous provinces // *J. Geodynamics*. 2002. V. 34. № 2. P. 309–342.
- Evans G.C. Application of Poincaré's sweeping-out process // *Mathematic*. 1933. V. 19. P. 457–461.
- Foulger G.R. The “plate” model for the genesis of melting anomalies // *Plates, Plumes, and Planetary Processes* / Eds G.R. Foulger, D.M. Jurdy // *Geological Society of America. Special paper* 430. 2007. P. 1–25.
- Fouch M.J. The Yellowstone Hotspot: Plume or Not? // *Geology*. 2012. V. 40(5). P. 479–480.
- Hassan R., Flament N., Gurnis M., Bower D.J., Muller D. Provenance of plumes in global convection models // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2015. V. 16. № 5. P. 1465–1489.
- He C., Santosh M. Mantle roots of the Emeishan plume: an evaluation based on teleseismic P-wave tomography // *Solid Earth*. 2017. V. 8. P. 1141–1151.
- Hill R.I. Mantle plumes and continental tectonics // *Lithos*. 1993. V. 30. № 4. P. 193–206.
- Griffiths R.W., Campbell I.H. Interaction of mantle plume heads with Earth's surface and onset small-scale convection // *Journal of Geophysical Research*. 1991. V. 96. P. 18275–18310.
- Izotov L.A., Petrishchevsky A.M., Emel'yanova T.A. *et al.* The Model of Formation of the Western Pacific Marginal Seas: Vortex Geodynamics, Seismicity, and Mantle Upwelling // *J. Volcanology and Seismology*. 2020. V. 14. № 1. P. 44–57.
- Jia L., Mao J., Liu P., Miao Yu M. Crust–mantle interaction during subduction zone processes: Insight from late Mesozoic I-type granites in eastern Guangdong, SE China // *J. Asian Earth Sciences*. 2020. V. 192. P. 1–18.
- Land Gravity Data. bgi.omp.obs-mip.fr/model:EGM08_CBA_global_2190_2.5m.
- Lebedev S. Upper mantle beneath Southeast Asia from S velocity tomography // *J. Geophysical Research*. 2003. *Solid Earth*. V. 108. № B1. P. 21–26. doi.org/10.1029/2000JB000073
- Leitch A.M., Davies G.F., Wells M. A plume head melting under a rifting margin // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 161. № 1. P. 161–177.
- Li T. The principal characteristics of the lithosphere of China // *Geoscience Frontiers*. 2010. V. 1. P. 45–56.
- Li Y., Zhang H., Ling M.-X. *et al.* Geochemical and zircon U–Pb study of the Huangmeijian A-type granite: implications for geological evolution of the Lower Yangtze River belt // *International Geology Review*. 2011. V. 53. № 5–6. P. 499–525.
- Li H., Palinkas L.A., Watanabe K., Xi X.S. Petrogenesis of Jurassic A-type granites associated with Cu–Mo and W–Sn deposits in the central Nanling region, South China: relation to mantle upwelling and intra-continental extension // *Ore Geology Reviews*. 2018. V. 92. P. 449–462.
- Lillie R. J. *Parks and Plates: the Geology of our National Parks, Monuments and Seashores*. N.Y.: Norton and Company, 2005. 298 p. www.amazon.com/dp/0134905172
- Liu Z., Tiana X., Chena Y. *et al.* Unusually thickened crust beneath the Emeishan large igneous province // *Tectonophysics*. 2017. V. 721. P. 387–394.
- Liu H., Liao R., Li C., Sun W. Plate subduction, oxygen fugacity, and mineralization // *J. Oceanology and Limnology*. 2020. V. 38. P. 64–74. doi.org/10.1007/s00343-019-8339-y
- Loper D.E. Mantle plumes // *Tectonophysics*. 1991. V. 187. P. 373–384.
- Mao J., Cheng Y., Chen M., Franco Pirajno F. Major types and time–space distribution of Mesozoic ore deposits in South China and their geodynamic settings // *Mineralium Deposita*. 2013. V. 48(3). P. 267–294.
<https://doi.org/10.1007/s00126-012-0446-z>
- Menzies M.A., Klemperer S.L., Ebinger C.J., Baker J. Characteristics of volcanic rifted margins // *Volcanic Rifted Margins*. Geological Society of America. *Special Paper*. 2002. V. 362. P. 1–14.
- Myashiro A. Hot regions and the origin of marginal basins in the western Pacific // *Tectonophysics*. 1986. V. 122. № 4. P. 195–216.
- Nikishin A.M., Ziegler P.A., Abbott D. *et al.* Permo-Triassic intraplate magmatism for mantle plume and mantle dynamics // *Tectonophysics*. 2002. V. 351. P. 3–39.

- Obrebski M., Richard M., Allen R.M. et al.* Lithosphere–asthenosphere interaction beneath the western United States from the joint inversion of body-wave traveltimes and surface-wave phase velocities // *Geophys. J. Int.* 2011. V. 185. P. 1003–1021.
- Peace L.A., Phethean J.J., Franke D. et al.* A review of Pangaea dispersal and Large Igneous Provinces – in search of a causative mechanism // *Earth Sci. Rev.* 2020. V. 206. P. 102902.
- Pierce K.L., Morgan L.A.* Is the track of the Yellowstone hotspot driven by a deep mantle plume? Review of volcanism, faulting, and uplift in light of new data // *J. Volcanology and Geothermal Research*. 2009. V. 188. P. 1–25. DOI. 2009.07.00
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores>
- Saunders A.D., Jones S.M., Morgan L.A. et al.* Regional uplift associated with continental large igneous provinces: the role of mantle plumes and the lithosphere // *Chemical Geology*. 2007. V. 241. P. 282–318.
- Shellnutt J.G.* The Emeishan large igneous province: A synthesis // *Geoscience Frontiers*. 2004. V. 5. P. 369–394.
- Strak V., Schellart W.P.* A subduction and mantle plume origin for Samoan volcanism // *Scientific Reports*. 2018. V. 8. P. 10424.
<https://doi.org/10.1038/s41598-018-28267-3>
- Svensen H.H., Jamveit B.* Metamorphic Fluids and Global Environmental Changes // *Elements-International Magazine of Mineralogy, Geochemistry, and Petrology*. 2010. V. 6. P. 179–182. <https://www.researchgate.net/publication/235975214>.
- Tao W., Shen Z.* Heat flow distribution in Chinese continent and its adjacent areas // *Natural Science*. 2008. V. 18. P. 843–849.
- Tester J., Reber T., Beckers K. et al.* Integrating Geothermal Energy Use into Re-building American Infrastructure // *Proceedings World Geothermal Congress*. Melbourne, Australia, 2015. P. 19–25.
- Torsvik T.H., Smethurst M.A., Burke I.K., Steinberger B.* Large igneous provinces generated from the margins of the large low-velocity provinces in the deep mantle // *Geophys. J. Int.* 2006. V. 167. P. 1447–1460.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03158.x>
- Thirlwall M.F., Upton B.G.J., Jenkins C.* Interaction between continental lithosphere and the Iceland plume-Sr-Nd-Pb isotope geochemistry of tertiary basalts, NE Greenland // *J. Petrology*. 1994. V. 35. № 3. P. 839–880.
- Ueda K., Gerya T., Sobolev S.V.* Subduction initiation by thermal–chemical plumes: numerical studies // *Physics of the Earth and Planet. Interiors*. 2008. V. 171. № 1–4. P. 296–312.
- Yu J.H., Wang L., O'Reilly S.Y.* A Paleoproterozoic orogeny recorded in a long-lived cratonic remnant (Wuyishan terrane), eastern Cathaysia Block, China // *Precambrian Research*. 2009. V. 174. № 3. P. 347–363.
- Yu M., Yan Y., Huang C.-Y., et al.* Opening of the South China Sea and upwelling of the Hainan Plume // *Geophysical Res. Lett.* 2017. P. 2600–2609.
- Wang Y., Fan W., Guo F. et al.* Geochemistry of Mesozoic Mafic Rocks Adjacent to the Chenzhou-Linwu fault, South China: Implications for the Lithospheric Boundary between the Yangtze and Cathaysia Blocks // *International Geology Review*. 2003. V. 45. P. 263–286.
- Wang D., Shu L.* Late Mesozoic basin and range tectonics and related magmatism in Southeast China // *Geoscience Frontiers*. 2012. V. 3. № 2. P. 109–124.
- Wang Y., Zhang F., Fan W. et al.* Tectonic setting of the South China Block in the early Paleozoic: Resolving intra-continental and ocean closure models from detrital zircon U-Pb geochronology // *Tectonic*. 2010. V. 29. TC6020. P. 1–16.
<https://doi.org/10.1029/2010TC002750>
- Wang F.Y., Ling M.X., Ding X. et al.* Mesozoic large magmatic events and mineralization in SE China: oblique subduction of the Pacific plate // *International Geology Review*. 2011. V. 53. № 5–6. P. 704–726.
- Watt J.T., Glen J.M.G., John D.A., A. Ponce D.A.* Three-dimensional geologic model of the northern Nevada rift and the Beowawe geothermal system, north-central Nevada // *Geosphere*. 2007. V. 3. № 6. P. 667–682.
<https://doi.org/10.1130/GES00100.1>
- Xu Y.G., He B., Chung S.L. et al.* Geologic, geochemical, and geophysical consequences of plume involvement in the Emeishan flood-basalt province // *Geology*. 2004. V. 32. № 10. P. 917–920.
- Zhang N., Li Z.X.* Formation of mantle “lone plumes” in the global downwelling zone – A multiscale modelling of subduction-controlled plume generation beneath the South China Sea // *Tectonophysics*. 2018. V. 723. P. 1–13.
- Zhang K., Lü Q., Zhao J., Yan J., Hu H., Luo F., Fu G., Xin T.* Magnetotelluric evidence for the multi-microcontinental composition of eastern South China and its tectonic evolution // *Scientific Reports*. 2020. V. 10. P. 13105.
<https://doi.org/10.1038/s41598-020-69777-3>
- Zeyen H., Volker F., Wehre V. et al.* Styles of continental rifting: crust-mantle detachment and mantle plumes // *Tectonophysics*. 1997. V. 278. № 3. P. 329–352.
- Zheng H., Zhong Li-F., Kapsiotis A. et al.* Post-spreading Basalts from the Nanyue Seamount: Implications for the Involvement of Crustal- and Plume-Type Components in the Genesis of the South China Sea Mantle // *Minerals*. 2019. V. 9. № 6. P. 3–20.
<https://doi.org/10.3390/min9060378>
- Zhou L., Xie J., Shen W. et al.* The structure of the crust and uppermost mantle beneath South China from ambient noise and earthquake tomography // *Geophys. J. Int.* 2012. V. 189. P. 1565–1583.
- Zhu J.S., Cai X.L., Cao J.M., Yan Z.Q.* Lithosphere structure and geodynamics in China and its adjacent areas // *Geology in China*. 2006. V. 33(4). P. 793–803.
- Zorin Yu.A., Turutanov E.K., Mordvinova V.V. et al.* The Baikal rift zone: the effect of mantle plumes on older structure // *Tectonophysics*. 2003. V. 371. P. 153–173.

Geometry and Rheology of Plumes: Common Features in the Probabilistic Gravity Models

A. M. Petrishchevsky*

Institute of Complex Analysis of Regional Problems, Sholom Aleikhema str., 4, Birobidzhan, 679016 Russia

**e-mail: petris2010@mail.ru*

By means of the gravity models reflecting a rheological states of geological environments 3D distribution of density contrast in the heads of six plumes (Yellowstone, Emeishan, Indigiro-Kolyma, Sea of Okhotsk, Indigiro-Kolyma, and Maya-Selemdzha) up to the depth of 200 km are studied and compared with all geological-geophysical data. According to the obtained data, astenospheric parts of plumes have mushroom-like shape, and astenospheric magmas spread under the lithosphere bottom and more rare — under the crust bottom. At the distance of 250–300 km from central trunks of plumes they are narrowed to diameter of 200–300 km at a depth of 100–120 km. In heads of the majority of plumes astenospheric magmas merge with the subcrustal viscous layer and approach the Earth's surface to 40–50 km. In the majority of the considered plumes their lithospheric and crustal fragments are curved towards the Earth's surface, In the upper crust layers upwards are sometimes complicated by local downwards (Yellowstone and May-Selemdzha plumes) that is explained by sagging of the dome roofs over the magmatic chambers into subcrustal viscous layer and in asthenosphere. Plumes are often accompanied by zones of the lithosphere stretching (rifts) therefore in the lower lithospheric and crustal sections of plumes linear zones of the lowered viscosity are mapped. The structural position of considered plumes is controlled by borders of lithospheric plates and large segments of the second rank. Identical geometry and rheology of plumes created at different times (Triassic–Neogene) in the regions which are far removed from each other (the North East Russia, North West of the USA, Southern China, Sea of Okhotsk) demonstrate universality of the tectonic situations promoting penetration of mantle streams into upper layers of the Earth. The main of them are the lithosphere stretching zones, in particular — sites of crossing of multidirectional fractures of a lithosphere and crust.

Keywords: Gravity models, rheology, plumes, crust, upper mantle, Eastern Asia, marginal seas, Yellowstone