

УДК 551.2+551.14+536.25
DOI: 10.21209/2227-9245-2022-28-9-16-24

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ТЕЧЕНИЙ В ВЕРХНЕЙ И НИЖНЕЙ МАНТИИ И ТЕПЛООБМЕН МЕЖДУ НИМИ

GEODYNAMIC STRUCTURE OF UPPER AND LOWER MANTLE FLOWS AND HEAT TRANSFER BETWEEN THEM



А. Г. Кирдяшкин,
Институт геологии и минералогии
им. В. С. Соболева СО РАН,
г. Новосибирск
agk@igm.nsc.ru



А. А. Кирдяшкин,
Институт геологии и минералогии
им. В. С. Соболева СО РАН,
г. Новосибирск
aak@igm.nsc.ru



Ю. М. Непогодина,
Институт геологии и минералогии
им. В. С. Соболева СО РАН,
г. Новосибирск
nepogodina@igm.nsc.ru

A. Kirdyashkin, Sobolev Institute
of Geology and Mineralogy SB RAS,
Novosibirsk

A. Kirdyashkin,
Sobolev Institute of Geology and
Mineralogy SB RAS, Novosibirsk

Yu. Nepogodina,
Sobolev Institute of Geology and
Mineralogy SB RAS, Novosibirsk

Объектом исследования является двухслойная геодинамическая модель мантии Земли, включающая верхнюю и нижнюю мантию. **Предмет исследования** – направление течения у кровли и подошвы нижней мантии. Оно определяется при известной геодинамической структуре в верхней мантии, известном направлении течения у ее кровли и при наличии подъемного потока в области срединно-океанического хребта. **Цель исследования** – выявить характер взаимодействия верхне- и нижнемантийных крупномасштабных свободно-конвективных ячеек. У границы верхняя-нижняя мантия возможны два вида взаимодействия верхне- и нижнемантийных течений: либо течения однонаправленные – прямоток, либо противоположно направленные – противоток. Горизонтальные крупномасштабные течения у границы 670 км есть следствие горизонтального градиента температуры в условиях свободной конвекции. Передача тепла от границы раздела потоков происходит в условиях свободной конвекции, и интенсивность теплообмена на этой границе определяется вертикальным градиентом температуры. Представлен анализ теплообмена в верхнемантийном и нижнемантийном потоках у границы 670 км при прямотоке и противотоке. Оценена величина уменьшения средней температуры потока для нижнемантийного теплового пограничного слоя вблизи границы 670 км при противотоке у этой границы. Представлены оценки разности плотностей и температур в мантии под континентом и океаном, обеспечивающих превышение уровня поверхности континента над уровнем океанического дна, равное 7 км. Сопоставление оцененного характерного изменения температуры с данными о тепловых потоках в мантии под океаном и континентом приводит к заключению, что у границы 670 км существует прямоточное течение верхнемантийных и нижнемантийных потоков. Проводится анализ влияния прямотока на границе 670 км на структуру крупномасштабных мантийных течений. Для двух различных ситуаций взаимодействия верхнемантийных течений под океаном с мантией под континентом представлены крупномасштабные течения в верхней и нижней мантии

Ключевые слова: Верхняя мантия, нижняя мантия, граница 670 км, срединно-океанический хребет, свободно-конвективные течения, прямоток, противоток, температура, геодинамическая структура, континент

The object of the study is a two-layer geodynamic model of the Earth's mantle, including the upper and lower mantle. **The subject of the study** is the direction of flow at the top and bottom of the lower mantle. It is determined under the known geodynamic structure in the upper mantle, the known direction of the flow at its roof and in the presence of a lifting flow in the mid-ocean ridge area. **The aim of the study** is to reveal the character of interaction between the upper and lower mantle large-scale free flowing cells. At the upper-lower mantle boundary, two types of interaction of upper- and lower-mantle flows are possible: either unidirectional flows - cocurrent flow, or oppositely directed - counterflow. Horizontal large-scale currents at the 670 km boundary are a consequence of the horizontal temperature gradient under conditions of free convection. Heat transfer from the flow interface occurs under conditions of free convection, and the intensity of heat transfer at this boundary is determined by the vertical temperature gradient. The analysis of heat transfer in upper-mantle and lower-mantle flows at the 670 km boundary with cocurrent flow and counterflow is presented. The decrease in the average flow temperature for the lower mantle thermal boundary layer near the 670 km boundary with a counterflow at this boundary is estimated. The density and temperature differences in the mantle under the continent and the ocean, providing an excess of the surface level of the continent above the level of the ocean floor, equal to 7 km, are presented. Comparison of the estimated characteristic temperature difference with data on heat flows in the mantle under the ocean and the continent leads to the conclusion that there is a cocurrent flow of upper mantle and lower mantle flows at the 670 km boundary. The influence of the cocurrent flow at the 670 km boundary on the structure of large-scale mantle flows is analyzed. For two different situations of interaction of upper mantle flows under the ocean with the mantle under the continent, large-scale flows in the upper and lower mantle are presented

Key words: upper mantle, lower mantle, 670 km boundary, mid-ocean ridge, free-convective flows, cocurrent flow, counterflow, temperature, geodynamic structure, continent

Введение. Геология – историческая наука. На основе современных геологических и геофизических данных о строении Земли может быть изучена история ее развития. Другими словами, при известных конечных граничных условиях можно выяснить процессы, следствием которых являются современная Земля и ее структура. Это обратная задача, которая имеет множество решений, строго говоря, бесконечное число решений. Прямые задачи имеют одно или несколько решений, когда известны начальные и граничные условия и модель процессов, протекающих в изучаемом объекте.

Объектом исследования является двухслойная геодинамическая модель мантии Земли, включающая верхнюю и нижнюю мантию.

Предмет исследования – направление течения у кровли и подошвы нижней мантии. Оно определяется при известной геодинамической структуре в верхней мантии, известном направлении течения у ее кровли и при наличии подъемного потока в области срединно-океанического хребта.

Цель исследования – выявить характер взаимодействия верхне- и нижнемантийных

крупномасштабных свободно-конвективных ячеек.

Задачи исследования: проанализировать тепловое и гидродинамическое взаимодействие верхне- и нижнемантийных свободно-конвективных потоков у границы 670 км; определить влияние прямотока на границе 670 км на структуру мантийных течений. При изучении геологических и геофизических процессов, которые происходили в ходе эволюции Земли, используется *метод моделирования*.

В геодинамической модели, построенной на основе известных геологических и геофизических данных, должны быть выполнены три закона сохранения:

- 1) закон сохранения энергии;
- 2) закон сохранения вещества;
- 3) закон сохранения импульса.

Справедливость модели обосновывается соответствием полученных решений реальным граничным условиям.

В исследовании рассматривается двухслойная геодинамическая модель мантии Земли, представляющая собой верхнюю и нижнюю мантию¹. Граница верхней и нижней мантии расположена на глубине 670 км [2; 7]. Верхняя мантия – трехслойная, она состоит

¹ Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. Г., Кирдяшкин А. А. Глубинная геодинамика. – Новосибирск: Гео, 2001. – 409 с.

² Там же.

³ Там же.

из верхнего слоя океанической и континентальной литосферы, астеносферы до глубины 410 км и слоя С до глубины 670 км².

В настоящее время с геодинамической точки зрения нижняя мантия рассматривается однослойной³. Источником тепловой энергии является ядро Земли и радиогенное тепло в коровом слое континентальной литосферы. Тепловая энергия, поступающая в мантию Земли, количественно оценивается по тепловой энергии, отданной от поверхности Земли в атмосферу (океан).

Геодинамические движения в мантии существуют в поле тепловых гравитационных сил, то есть в условиях тепловой гравитационной (свободной) конвекции. Уравнения свободной конвекции представлены уравнением движения, уравнением теплообмена и уравнением неразрывности. При количественном анализе геодинамических движений закон сохранения импульса представлен уравнением движения, закон сохранения энергии – уравнением теплообмена, закон сохранения вещества отражен уравнением неразрывности (сплошности). С реологической точки зрения мантия является высоковязкой средой (жидкостью), за исключением литосферы. При построении геодинамической модели мантии должны быть выполнены три основных закона сохранения. Геодинамика мантии изучается с помощью экспериментального и теоретического моделирования свободно-конвективных течений в вязкой среде.

Результаты исследования.

Двухслойная конвекция в мантии. Граница верхней и нижней мантии, расположенная на глубине 670 км (радиус $R_b = 5700$ км), и граница ядро–мантия, расположенная на глубине 2880 км (радиус $R_n = 3486$ км), представляют собой сферические поверхности. Радиус для границы верхняя–нижняя мантия $R_b = R_3 - 670$ км = 5700 км, где радиус Земли $R_3 = 6370$ км. Для границы ядро–мантия радиус $R_n = R_3 - 2880$ км = 3490 км. Толщина нижней мантии $h = R_b - R_n = 2210$ км соизмерима с радиусом R_n и сферичностью слоя в решениях нельзя пренебречь. Для наглядности схематическое представление геодинамических течений будем выполнять в плоском приближении.

Согласно лабораторному моделированию в горизонтальном слое вязкой жидкости,

подогреваемом снизу, горизонтальный размер свободно–конвективной ячейки $X = (1...1,5)L$, где L – толщина слоя⁴. Подъемное течение при $y = 0,5L$ (в среднем горизонтальном сечении слоя) локализовано в области $0 \leq x \leq 0,125L$. При числах Рэлея $Ra = \beta g \Delta T L / \alpha \nu \geq 10^6$ в конвектирующем горизонтальном слое наблюдается турбулентный режим течения, при этом число Рейнольдса $Re = uL/\nu \ll 1$ ($Re \approx 10^{-19}$). Здесь β – коэффициент теплового расширения, g – ускорение силы тяжести, ΔT – перепад температуры в слое, α – коэффициент температуропроводности, ν – коэффициент кинематической вязкости.

При значениях числа Прандтля $Pr = \nu/\alpha \approx 10^{21}$ толщина теплового пограничного слоя $\delta_{\text{тпс}}$ у горизонтальной поверхности теплообмена составляет 5...8 % от L и определяется из соотношения

$$\delta_{\text{тпс}} = (Ra_{\text{вс}} \alpha \nu / \beta g \Delta T_{\text{тпс}})^{1/3}, \quad (1)$$

где $Ra_{\text{вс}} = 10^4$ – значение числа Рэлея для пристенного ячеистого течения у поверхности теплообмена;

ΔT – перепад температуры в тепловом пограничном слое у поверхности теплообмена.

Астеносферный слой и слой С разделены на глубине 410 км границей фазового перехода «оливин–вадслеит». Превращение оливина в вадслеит сопровождается скачком плотности $\Delta \rho/\rho = 0,07$, наклон границы фазового перехода $dP/dT = 3 \cdot 10^6$ Па/°С, где P – давление [6; 9]. Эта граница фазового перехода проникаема для свободно-конвективных течений⁵. Наличие фазовой границы слабо сказывается на скорости течения. Согласно численным решениям [4], число Нуссельта $Nu = qL/\Delta T \lambda$ (q – тепловой поток, λ – коэффициент теплопроводности) возрастает на несколько процентов по сравнению со случаем отсутствия фазовой границы. Поэтому течение в верхней мантии представляет собой единую ячейку по всей толщине верхней мантии.

На рис. 1а представлена схема течения в верхней и нижней мантии для южной части Атлантического океана от Срединно-Атлантического хребта (САХ) до Африки. В верхней мантии направление движения в крупномасштабной ячейке известно. Астеносферное движение у подошвы океанической литосферы направлено от срединно-океанического хреб-

⁴Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. Г., Кирдяшкин А. А. Глубинная геодинамика. – Новосибирск: Гео, 2001. – 409 с.

⁵Там же.

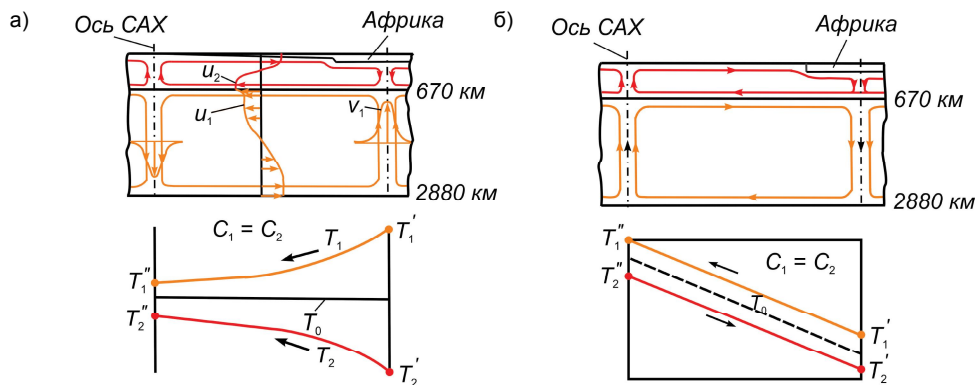


Рис. 1. Характер изменения температур мантийных течений при прямотоке (а) и противотоке (б) у границы верхняя-нижняя мантия. Индекс (1) означает, что величина относится к более горячему потоку у кровли нижней мантии, индекс (2) – к потоку у подошвы верхней мантии. Верхний индекс (') обозначает температуру потока, направленного к границе верхняя-нижняя мантия, верхний индекс (") обозначает температуру потока, направленного от этой границы. v_1 – скорость нижнемантийного восходящего свободно-конвективного течения / Fig. 1. The nature of changes in the temperatures of mantle flows with cocurrent flow (a) and counterflow (b) at the upper-lower mantle boundary. Index (1) means that the value refers to the hotter flow at the roof of the lower mantle, index (2) refers to the flow at the base of the upper mantle. The upper index (') denotes the temperature of the flow directed to the upper-lower mantle boundary, the upper index (") denotes the temperature of the flow directed from this boundary. v_1 is the velocity of the ascending free-convective flow in the lower mantle

та к континенту, а у кровли верхней мантии направление течения от континента к срединно-океаническому хребту. Подъемный поток расположен под САХ, а опускной – под континентом (Африкой).

Верхнемантийная крупномасштабная конвективная ячейка, представляет собой плоский слой высотой $L_2 = 670$ км – $\delta_{лит}$ ($\delta_{лит}$ – толщина литосферы) и горизонтальным размером, соизмеримым с толщиной мантии L_m ($L_m/L_2 = 4.4$). Течение в этом слое возникает вследствие горизонтального градиента температуры $\partial T/\partial x$, представляющего собой вектор, который направлен от континента к срединно-океаническому хребту (СОХ): температура монотонно уменьшается по мере удаления от СОХ⁶. Результаты экспериментальных и теоретических исследований [8] показали, что в плоском горизонтальном слое, нагреваемом снизу и охлаждаемом сверху, закономерности свободно-конвективного теплообмена сохраняются и при наличии вынужденного ламинарного течения в этом плоском слое. Горизонтальные течения, возникающие под действием горизонтального градиента температуры, слабо сказываются

на интенсивности теплообмена на горизонтальной поверхности при разности температуры между стенкой и жидкостью, вызывающей неустойчивую стратификацию. Это означает, что при определении интенсивности теплообмена от поверхности, ограничивающей крупномасштабную ячейку, определяющим является перепад температуры по вертикали (по направлению силы тяжести) [8].

Рассмотрим свободно-конвективную ячейку под океаном и частично – под континентом в нижней мантии. Нижнемантийная крупномасштабная ячейка, толщина которой $L = 2,21 \cdot 10^6$ м, согласно экспериментальным исследованиям, имеет горизонтальный размер $X = (1...1,5)L$ ⁷. Подошвой нижней мантии является ядро-мантийная граница, от которой тепло передается в условиях свободной поверхности нижней мантии. Трением между высоковязкой мантией и жидкометаллическим низковязким внешним ядром можно пренебречь. Как уже было сказано, интенсивность теплообмена на этой границе определяется на основании закономерности теплообмена при свободной конвекции от го-

⁶ Кирдяшкин А. Г. Тепловые гравитационные течения и теплообмен в астеносфере. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1989. 81 с.

⁷ Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. Г., Кирдяшкин А. А. Глубинная геодинамика. – Новосибирск: Гео, 2001. – 409 с.

ризонтовой поверхности; при $y = 0,5L$ подъемный (и опускной) поток локализуется в области $0 \leq x \leq 0,125L$.

Определить направление течения в нижнемантийной ячейке можно только на основании исследования влияния закономерностей температуры на границе 670 км на направление течения в верхнемантийной крупномасштабной ячейке. Определяющим критерием является соответствие распределения температуры на этой границе геологическим и геофизическим данным о теплообмене в мантии под океаном и континентом.

Влияние направления течений у границы 670 км на конвективную структуру мантии. Закономерность изменения температуры на границе 670 км зависит от направления горизонтальных течений в верхней и нижней мантии у этой границы. Возможны два случая:

1) случай, когда направления горизонтальных течений совпадают – это прямоток (см. рис. 1а);

2) случай, когда течения противоположно направлены – это противоток (рис. 1б).

Расчет теплообменных аппаратов обоих типов (с прямотоком и противотоком) представлен в [3].

Рассмотрим характер изменения температуры жидкости при прямотоке (см. рис. 1а). При спутных потоках, т. е. при прямотоке, граница между потоками подвижная, и в первом приближении пренебрегаем трением между потоками при различных значениях u_1 и u_2 , которые представляют собой максимальные значения скорости потоков. Плотности потоков 1 и 2 равны соответственно ρ_1 и ρ_2 и их теплоемкость равна c . При толщине теплового пограничного слоя, определяемой соотношением (1) и много меньшей L , скорость потоков 1 и 2 постоянная и равная u_1 и u_2 соответственно. Можно определить теплоемкость потоков жидкости в единицу времени

$$C_1 = u_1 \rho_1 \delta_{\text{тпс1}} c \text{ и } C_2 = u_2 \rho_2 \delta_{\text{тпс2}} c, \quad (2)$$

где $\delta_{\text{тпс1}}$ и $\delta_{\text{тпс2}}$ – толщины тепловых пограничных слоев, в которых постоянный перепад температуры равен соответственно $T_1 - T_0$ и $T_0 - T_2$, где T_1 – температура более нагретого потока (потока 1);

T_2 – температура менее нагретого потока (потока 2);

T_0 – температура границы между потоками.

На рис. 1а представлен характер изменения температуры при прямотоке при $C_1 = C_2$ [3]. Для анализа процессов при прямотоке и противотоке у границы 670 км в первом приближении принимаем $C_1 \approx C_2$.

Запишем тепловой баланс для потока 1 и потока 2:

$$Q_1 = u_1 \rho_1 c \delta_{\text{тпс1}} (T_1 - T_0) = C_1 (T_1 - T_0) \text{ и } Q_2 = u_2 \rho_2 c \delta_{\text{тпс2}} (T_0 - T_2) = C_2 (T_0 - T_2).$$

Поскольку $Q_1 = Q_2$, то получаем

$$(T_1 - T_0)/(T_0 - T_2) = C_2/C_1. \quad (3)$$

Из соотношения (3) следует, что отношение изменения температуры в потоках обратно пропорционально отношению их теплоемкостей. При $C_1 = C_2$ получаем $T_1 - T_0 = T_0 - T_2$ и, следовательно, $T_0 = (T_1 + T_2)/2$.

Из соотношения (3) следует, что

$$T_0 = (T_1 + \xi T_2)/(1 + \xi), \quad (4)$$

где $\xi = C_2/C_1$. При уменьшении величины ξ температура T_0 возрастает, что указывает на увеличение температуры в мантии под континентом. Температура границы раздела при $\xi = 1$ постоянна и равна $(T_1 + T_2)/2$. Как видно из рис. 1а, в этом случае в области подъемного потока в верхней мантии наблюдается нисходящее течение в нижней мантии. В области нисходящего течения под континентом существует восходящее нижнемантийное течение.

Рассмотрим случай, когда у границы верхняя-нижняя мантия горизонтальные течения разнонаправленные (противоточные). В верхней мантии течение в области САХ восходящее. В случае противотока восходящее течение и в нижней мантии. В этом случае у границы верхняя-нижняя мантия в области восходящих течений будут максимальные температуры как для нижней, так и для верхней мантии, а в области нисходящих течений минимальные температуры как для верхней, так и для нижней мантии (рис. 1б). При такой структуре нижнемантийных течений в океанической области (САХ) средняя температура мантии наибольшая, а в области мантии под континентом – наименьшая.

Для случая противотока оценим величину уменьшения средней температуры потока 1 $\Delta T_1 = T_1' - T_1''$ для нижнемантийного теплового пограничного слоя вблизи границы 670 км. Количество тепла, передаваемого на границе 670 км из нижней мантии, $Q = qX$,

где X – горизонтальный размер нижнемантийной ячейки;

q – удельный тепловой поток.

Количество тепла, отданное нижнемантийным потоком, $Q_1 = u_m \bar{\delta}_{\text{тнс}} \Delta T_1 \rho_1 c_1$, где u_m – скорость течения, постоянная по толщине теплового пограничного слоя, так как толщина теплового пограничного слоя много меньше толщины нижней мантии;

$\bar{\delta}_{\text{тнс}}$ – средняя толщина теплового пограничного слоя, имеющего температуру T_1'' .

Из равенства $Q_i = Q$ получаем

$$\Delta T_1 = qX / u_m \bar{\delta}_{\text{тнс}} \rho_1 c_1.$$

При значениях параметров: $q = 0,0971$ Вт/м², $X = 1,5L = 2,4 \cdot 10^6$ м, $u_m = 2 \cdot 10^{-9}$ м/с, $\bar{\delta}_{\text{тнс}} = 10^5$ м, $\rho_1 = 4400$ кг/м³ и $c_1 = 1200$ Дж/кг·°С находим $\Delta T_1 = 298$ °С.

Оценка разности плотностей и температур в мантии под континентом и океаном.

Величина падения средней температуры нижнемантийного потока $\Delta T_1 = T_1' - T_1'' = 298$ °С указывает на снижение и средней температуры по толщине мантии. Это означает, что в случае противотока у границы 670 км нижняя мантия под континентом тяжелее, чем под океаном. Напротив, В. В. Белоусов [1] указывал на то, что под океанами мантия тяжелее, чем под континентами. По этой причине и образуются океаны. Плотность под океанами может быть больше по двум причинам:

- 1) мантия под океаном может иметь меньшую среднюю температуру, чем под континентом;
- 2) мантия под океаном имеет более плотные породы из-за обеднения мантии под континентом тяжелыми породами.

В. П. Трубицын и Е. В. Харыбин [5] показали, что процессы седиментации имеют затухающий характер во времени и асимптотически прекращаются. К тому же, если и есть разность плотности в мантии под континентом и под океаном, то возникающий градиент плотности вызывает горизонтальные течения, которые выравнивают распределение плотности по горизонтали в отсутствие постоянного источника массы. За время жизни Земли эти процессы выравнивают по горизонтали имеющее место различие плотностей.

Что касается изменения плотности от температуры, то тепловой источник является постоянным источником, создающим плотностную неоднородность, вызванную тепловыми гравитационными течениями, то есть различием температуры. И пока существует источник тепловой энергии, будет существовать плот-

ностная неоднородность, вызванная различием температуры в пространстве и во времени.

Оценим, насколько должна быть больше средняя температура мантии под континентом, чем средняя температура мантии под океаном, чтобы уровень дневной поверхности континента был на $\Delta h = 7 \cdot 10^3$ м выше, чем уровень океанического дна. Разность между литостатическим давлением под континентом на уровне дна океана и гидростатическим давлением на океаническом дне, вследствие которой создается разность уровня поверхности континента и дна океана Δh , определяется равенством $\Delta P_{\text{ко}} = \Delta \rho_{\text{ко}} \Delta h$, где $\Delta h = \Delta h_{\text{к}} + \Delta h_{\text{о}}$, $\Delta h_{\text{к}}$ – высота дневной поверхности континента над уровнем поверхности океана;

$\Delta h_{\text{о}}$ – средняя глубина океана.

На высоте $\Delta h_{\text{к}}$ разность плотностей равна

$$\rho_{\text{к}} - \rho_{\text{возд}},$$

где $\rho_{\text{к}}$ – плотность континента;

$\rho_{\text{возд}}$ – плотность воздуха.

На глубине $\Delta h_{\text{о}}$ разность плотностей равна $\rho_{\text{к}} - \rho_{\text{H}_2\text{O}}$, где $\rho_{\text{H}_2\text{O}}$ – плотность воды.

Тогда среднее значение разности плотностей $\Delta \rho_{\text{ко}}$ по всей высоте Δh будет $\Delta \rho_{\text{ко}} = \Delta h_{\text{к}} \rho_{\text{к}} / (\Delta h_{\text{о}} + \Delta h_{\text{к}}) + [\Delta h_{\text{о}} (\rho_{\text{к}} - \rho_{\text{H}_2\text{O}})] / (\Delta h_{\text{о}} + \Delta h_{\text{к}})$. Для $\Delta h_{\text{о}} = 4,5 \cdot 10^3$ м и $\Delta h_{\text{к}} = 2,5 \cdot 10^3$ м, при $\rho_{\text{к}} = 3 \cdot 10^3$ кг/м³ и $\rho_{\text{H}_2\text{O}} = 10^3$ кг/м³ получаем среднюю разность плотностей $\Delta \rho_{\text{ко}} = 2,36 \cdot 10^3$ кг/м³.

Определим величину среднего перепада температуры между мантией под континентом и мантией под океаном $\Delta \bar{T}_{\text{ко}}$. Разность давлений $\Delta P_{\text{ко}}$ определяется перепадом температуры $\Delta \bar{T}_{\text{ко}}$. Имеет место следующий баланс давлений:

$$(\Delta h_{\text{о}} + \Delta h_{\text{к}}) \Delta \rho_{\text{ко}} = \Delta \bar{T}_{\text{ко}} \beta \bar{\rho}_{\text{м}} H,$$

где $\bar{\rho}_{\text{м}}$ – средняя плотность мантии,

H – расстояние от границы ядро-мантия до поверхности. Из этого равенства находим

$$\Delta \bar{T}_{\text{ко}} = (\Delta h_{\text{о}} + \Delta h_{\text{к}}) \Delta \rho_{\text{ко}} / \beta \bar{\rho}_{\text{м}} H. \quad (5)$$

Для $\beta = 3 \cdot 10^{-5}$ 1/°С, $\bar{\rho}_{\text{м}} = 4,4 \cdot 10^3$ кг/м³ и $H = 2,88 \cdot 10^6$ м из соотношения (5) следует, что перепада температуры $\Delta \bar{T}_{\text{ко}} = 44$ °С достаточно для существования перепада высот между континентом и океаном $\Delta h = \Delta h_{\text{к}} + \Delta h_{\text{о}} = 7 \cdot 10^3$ м. Другими словами, если средняя температура мантии под континентом больше на 44 °С, чем температура мантии под океаном, то уровень дна океана будет на $7 \cdot 10^3$ м ниже, чем дневная поверхность континента.

В условиях противоточного течения у границы 670 км температура мантии под континентом ниже, чем температура мантии под океаном (см. рис. 1б). В этом случае в области восходящего течения (под СОХ) должен быть континент, а в области нисходящего течения – океан. Это противоречит геологическим и геофизическим данным.

Как следует из соотношения (4), в условиях прямотока на границе 670 км температура этой границы T_0 возрастает при отношении теплоемкостей потоков $C_2/C_1 < 1$. В реальных условиях мантии $C_1 > C_2$, и поэтому мантия под континентом более нагрета, чем под океаном, что подтверждается геолого-геофизическими данными. Более высокий средний удель-

верхняя–нижняя мантия горизонтальные верхне-мантийные течения и горизонтальные нижне-мантийные течения однонаправленные, то есть существует прямоток.

Структура течений в мантии при прямотоке у границы 670 км. На основании изложенного можно представить геодинамическую структуру в верхней и нижней мантии при существовании нисходящего течения в верхней мантии под континентом (случай пассивной континентальной окраины) (см. рис. 1а), а также при существовании субдукции океанической литосферы в области континентального крыла (см. рис. 2). В области подъемного верхне-мантийного течения (в области СОХ) существует нисходящее нижне-мантийное течение,

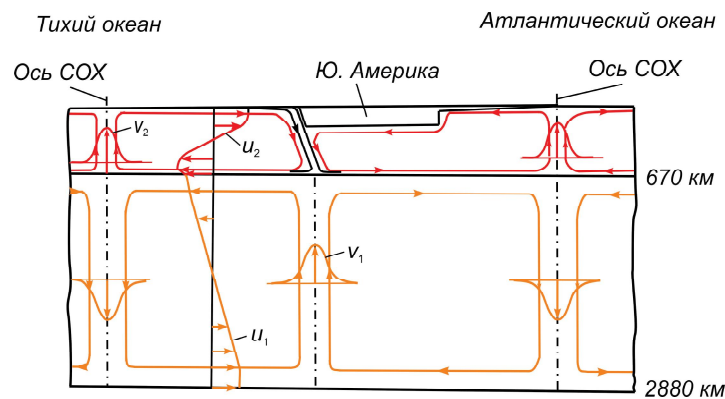


Рис. 2. Структура течения под океаном и континентом при наличии зоны субдукции /
Fig. 2. The flow structure under the ocean and the continent in the presence of a subduction zone

ный тепловой поток на океаническом дне $q_0 = 0,0782 \text{ Вт/м}^2$ по сравнению со средним тепловым потоком на континентах $q_k = 0,0565 \text{ Вт/м}^2$ и наличие радиогенного тепловыделения в континентальной коре⁸, составляющего значительную долю, при постоянной температуре границы ядро-мантия, обусловленной интенсивным свободно-конвективным теплообменом во внешнем ядре, указывают, что мантия под континентом более нагрета, чем мантия под океаном. При прямотоке нижне-мантийных и верхне-мантийных течений у границы верхняя–нижняя мантия температура мантии под континентом выше, чем температура мантии под океаном, т. е., не обнаруживается противоречий с геологическими и геофизическими знаниями, имеющимися в настоящее время. Отсюда следует вывод, что вблизи границы

в области нисходящего верхне-мантийного течения – восходящее нижне-мантийное течение. На границе верхняя–нижняя мантия можно пренебречь вязкостным трением в случае прямотока, и закономерности теплообмена на этой границе соответствуют закономерностям свободно-конвективного теплообмена от горизонтальной поверхности в большом объеме, в условиях неустойчивой стратификации. В случае субдукции (рис. 2) из-за различия граничных условий в океаническом и континентальном крыльях зоны субдукции существует необходимость выполнения решений двух сопряженных задач.

Заключение. В результате исследований выяснен характер взаимодействия верхне-мантийных и нижне-мантийных крупномасштабных свободно-конвективных ячеек: на границе

⁸ Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. Г., Кирдяшкин А. А. Глубинная геодинамика. – Новосибирск: Гео, 2001. – 409 с.

верхняя-нижняя мантия существует прямоточное течение верхнемантийного и нижнемантийного течения. В области нисходящего верхнемантийного течения под континентом и в зоне субдукции существует восходящее те-

чение в нижней мантии. В условиях прямотока на границе верхняя нижняя мантия силами трения между верхнемантийным и нижнемантийным течениями можно пренебречь.

Список литературы

1. Белоусов В. В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1989. 382 с.
2. Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука, 1983. 416 с.
3. Михеев М. А. Основы теплопередачи. М.; Л.: Госэнергоиздат, 1949, 396 с.
4. Трубицын В. П., Евсеев А. Н., Баранов А. А., Трубицын А. П. Структура конвекции при различной ширине зон фазовых переходов // Физика Земли. 2008. № 8. С. 3–14.
5. Трубицын В. П., Харибин Е. В. Гидродинамическая модель дифференциации вещества в Земле // Известия АН СССР. Физика Земли. 1988. № 4. С. 83–86.
6. Bina C. R., Helffrich G. Phase transition Clapeyron slopes and transition zone seismic discontinuity topography // Journal of Geophysical Research. 1994. Vol. 99, no. B8. P. 15,853–15,860.
7. Jeanloz R. Earth's mantle (geophysics) // Encyclopedia of Physical Science and Technology. San Diego: Academic Press, 2001. P. 783–799.
8. Mori Y., Uchida Y. Forced convective heat transfer between horizontal flat plates // International Journal of Heat and Mass Transfer. 1966. Vol. 9. P. 803–817.
9. Schubert G., Turcotte D., Olson P. Mantle convection in the Earth and planets. Cambridge: Cambridge University Press, 2001. 940 p.

References

1. Belousov V. V. Osnovy geotektoniki (Basics of geotectonics). Moscow: Nedra, 1989. 382 p.
2. Zharkov V. N. Vnutrennee stroenie Zemli i planet (The internal structure of the Earth and planets). Moscow: Nauka, 1983. 416 p.
3. Mikheev M. A. Osnovy teploperedachi (Basics of heat transfer). Moscow, Leningrad: Gosenergoizdat, 1949. 396 p.
4. Trubitsyn V. P., Evseev A. N., Baranov A. A., Trubitsyn A. P. Fizika Zemli (Physics of the Earth), 2008, no 8, pp. 3–14.
5. Trubitsyn V. P., Kharybin E. V. Izvestiya AN SSSR. Fizika Zemli (Bulletin of the AN SSSR. Physics of the Earth), 1988, no. 4, pp. 83–86.
6. Bina C. R., Helffrich G. Journal of Geophysical Research (Journal of Geophysical Research), 1994, vol. 99, no B8, pp. 15,853–15,860.
7. Jeanloz R. Encyclopedia of Physical Science and Technology. Third Edition (Encyclopedia of Physical Science and Technology. Third Edition). San Diego: Academic Press, 2001. P. 783–799.
8. Mori Y., Uchida Y. International Journal of Heat and Mass Transfer (International Journal of Heat and Mass Transfer), 1966, vol. 9, pp. 803–817.
9. Schubert G., Turcotte D., Olson P. Mantle convection in the Earth and planets (Mantle convection in the Earth and planets). Cambridge: Cambridge University Press, 2001. 940 p.

Благодарности

*Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН при финансовой поддержке
Министерства науки и высшего образования Российской Федерации*

Информация об авторе

*Кирдяшкин Анатолий Григорьевич, д-р техн. наук, ведущий научный сотрудник лаборатории физического и химического моделирования геологических процессов, Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, заслуженный деятель науки РФ, лауреат Государственной премии РФ, г. Новосибирск, Россия. Область научных интересов: лабораторное и теоретическое моделирование геологических процессов, сочетание геодинамического и петрологического моделирования, использование законов и методов теплофизики в задачах геодинамики, рост кристаллов
agk@igm.nsc.ru*

Кирдяшкин Алексей Анатольевич, д-р геол.-минерал. наук, профессор РАН, зав. лабораторией физического и химического моделирования геологических процессов, Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, Россия. Область научных интересов: лабораторное и теоретическое моделирование геодинамических процессов, тектонофизика, геотектоника
aak@igm.nsc.ru

Непогодина Юлия Михайловна, инженер-исследователь лаборатории физического и химического моделирования геологических процессов, Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, Россия. Область научных интересов: теплофизическое моделирование геодинамических процессов
nepogodina@igm.nsc.ru

Information about the author

Anatoly Kirdyashkin, doctor of technical sciences, leading researcher, Laboratory of Physical and Chemical Modeling of Geological Processes, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, honored scientist of the Russian Federation, State prize of the Russian Federation laureate, Novosibirsk, Russia. Sphere of scientific interests: laboratory and theoretical modeling of geological processes, combination of geodynamic and petrologic modeling, application of principles and methods of thermophysics to geodynamic problems, crystal growth

Aleksey Kirdyashkin, doctor of geological and mineralogical sciences, professor, Russian Academy of Sciences, chief of the Physical and Chemical Modeling of Geological Processes laboratory, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia. Sphere of scientific interests: laboratory and theoretical modeling of geodynamic processes, tectonophysics, geotectonics

Yulia Nepogodina, research engineer, Physical and Chemical Modeling of Geological Processes laboratory, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia. Sphere of scientific interests: thermophysical modeling of geodynamic processes

Для цитирования

Кирдяшкин А. Г., Кирдяшкин А. А., Непогодина Ю. М. Геодинамическая структура течений в верхней и нижней мантии и теплообмен между ними // Вестник Забайкальского государственного университета. 2022. Т. 28, № 9. С. 16–24. DOI: 10.21209/2227-9245-2022-28-9-16-24.

Kirdyashkin A., Kirdyashkin A., Nepogodina Yu. Geodynamic structure of upper and lower mantle flows and heat transfer between them // Transbaikalian State University Journal, 2022, vol. 28, no. 9. pp. 16–24. DOI: 10.21209/2227-9245-2022-28-9-16-24.

Статья поступила в редакцию: 20.09.2022 г.

Статья принята к публикации: 01.11.2022 г.