

УДК 551.2+551.14+536.25

DOI: 10.21209/2227-9245-2020-26-1-14-22

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПОД КОНТИНЕНТОМ**TEMPERATURE DISTRIBUTION IN THE UPPER MANTLE BENEATH A CONTINENT****А. А. Кирдяшкин,**

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

A. Kirdyashkin,

Sobolev Institute of Geology and
Mineralogy SB RAS, Novosibirsk

**А. Г. Кирдяшкин,**

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

A. Kirdyashkin,

Sobolev Institute of Geology and
Mineralogy SB RAS, Novosibirsk

**В. Э. Дистанов,**

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

V. Distanov,

Sobolev Institute of Geology and
Mineralogy SB RAS, Novosibirsk

Верхняя мантия под континентом представлена состоящей из трех слоев: 1) высоковязкой континентальной литосферы, в которой осуществляется кондуктивный теплообмен; 2) астеносферного слоя, теплообмен в котором происходит в условиях свободной конвекции; 3) слоя *C* (переходной зоны мантии), в котором также имеет место свободно-конвективный теплоперенос. С учетом имеющихся данных лабораторного и теоретического моделирования представлена структура свободноконвективных течений в астеносферном слое и слое *C* под континентом. При числах Рэлея $Ra > 10^5$ в астеносфере и слое *C* имеет место нестационарное крупномасштабное ячеестое свободно-конвективное течение. У поверхностей теплообмена (границ слоев) в условиях неустойчивой стратификации организуются продольные валики, оси которых совпадают с направлением течения крупномасштабных ячеек. Распределение температуры в континентальной литосфере найдено с учетом радиогенного тепловыделения в условиях кондуктивного теплообмена.

Приведены оценки величины кинематической вязкости астеносферного слоя и слоя *C*. Представлены соотношения для определения сверхадиабатических перепадов температуры, перепадов температуры в тепловых пограничных слоях и кондуктивных подслоях в астеносфере и слое *C*. Кроме того, получены соотношения для толщины валиковых кондуктивных подслоев на границах астеносферы и слоя *C*. Определены значения температуры на границах слоев, толщины тепловых пограничных слоев, перепады температуры в них. Представлено распределение температуры в верхней мантии в континентальной области. Профили температуры по толщине астеносферного слоя и слоя *C* построены на основании экспериментально определенных закономерностей свободно-конвективного теплообмена в горизонтальном слое вязкой жидкости, подогреваемом снизу и охлаждаемом сверху

Ключевые слова: верхняя мантия; астеносфера; слой *C*; свободно-конвективные течения; конвективные валики; граница фазового перехода; континентальная литосфера; кинематическая вязкость; тепловой пограничный слой; кондуктивный подслой; профили температуры

The upper mantle beneath the continent is represented by three layers: 1) a highly viscous continental lithosphere in which conductive heat transfer is carried out; 2) an asthenospheric layer in which heat transfer occurs under conditions of free convection; 3) layer *C* (transition zone of the mantle), in which free convective heat

transfer also takes place. Based on the available laboratory and theoretical modeling data, the structure of free convective flows in the asthenospheric layer and layer C under the continent is presented. At Rayleigh numbers $Ra > 10^5$ in the asthenosphere and layer C, an unsteady large-scale cellular free-convection flow takes place. At heat transfer surfaces (layer boundaries), under conditions of unstable stratification, longitudinal rolls are organized, the axes of which coincide with the direction of flow of large-scale cells. The temperature distribution in the continental lithosphere was found taking into account radiogenic heat release under conditions of conductive heat transfer.

Estimates of the kinematic viscosity of the asthenospheric layer and layer C are given. The relationships for determining the adiabatic temperature drops, temperature drops in the thermal boundary layers and conductive sublayers in the asthenosphere and layer C are presented. In addition, relations for the thickness of the roll conduction sublayers at the boundaries of the asthenosphere and layer C are obtained. The values of temperature at the boundaries of the layers, the thickness of the thermal boundary layers, and temperature differences in them are determined. The temperature distribution in the upper mantle in the continental region is presented. Temperature profiles over the thickness of the asthenospheric layer and layer C are constructed on the basis of experimentally determined laws of free-convective heat transfer in a horizontal layer of a viscous fluid, heated from below and cooled from above

Key words: upper mantle; asthenosphere; layer C; free-convection flows; convection rolls; phase transition boundary; continental lithosphere; kinematic viscosity; thermal boundary layer; conduction sublayer; temperature profiles

Введение. Знание распределения температуры в верхней мантии необходимо как для определения физических свойств, так и для исследований ее строения и состава [1; 18]. Как отмечается в статье «Распределение температуры в коре и в мантии» [10], построение геотерм (кривых, выражающих зависимость температуры земных недр от глубины) в коре и мантии в значительной мере связано с интерпретацией данных геофизических и петрологических наблюдений. В ряде трудов профиль температуры верхней мантии под континентом рассчитывается на основе сейсмических данных с учетом различных моделей ее состава [4; 6; 13; 16]. Представлены континентальные геотермы, наилучшим образом удовлетворяющие оценкам P - T -условий для ксенолитов в кимберлитах [10; 15]. В труде Д. Л. Туркотта и Г. Шуберта «Геодинамика» [18] определяется вид типичной геотермы в континентальной коре исходя из задачи о стационарной теплопроводности и для экспоненциального закона убывания радиогенного тепловыделения с глубиной. Континентальные геотермы рассчитываются для различных поверхностных тепловых потоков и для случая нестационарной теплопроводности [9].

При исследовании тепловых и гидродинамических процессов в зоне субдукции необходимо знать распределение температуры в континентальном крыле субдукционной зоны. Распределение температуры в верхней мантии является необходимым граничным условием при изучении гидродинамики и теплообмена выплавляющегося канала плюма

в континентальной области. Для построения профиля температуры в верхней мантии под континентом необходимо рассмотреть теплообмен и структуру течения в верхней мантии. В статье профиль температуры в континентальной верхней мантии построен на основе модели тепловой и гидродинамической структуры верхней мантии, полученной с использованием данных лабораторного и теоретического моделирования свободно-конвективных течений в горизонтальном слое вязкой жидкости, подогреваемом снизу и охлаждаемом сверху и моделирующем астеносферный слой и слой С.

Рассмотрим верхнюю мантию, состоящую из трех слоев (рис. 1а):

1) континентальной литосферы толщиной $l_{\text{кон}}$;

2) астеносферного слоя, толщина которого $l_a = 410 \text{ км} - l_{\text{кон}}$, подошва расположена на глубине 410 км, отвечающей границе фазового перехода оливин – вадслеит;

3) слой С (переходная зона мантии) толщиной $l_c = 250 \text{ км}$, кровля которого расположена на границе фазового перехода оливин – вадслеит, а подошва – на глубине 670 км, на границе верхняя – нижняя мантия.

Слои обладают различной реологией. Континентальная литосфера характеризуется высокой вязкостью, теплообмен в ней исследуется в условиях теплопроводности. Теплообмен в астеносфере и слое С, имеющих относительно низкие вязкости, происходит в условиях свободной конвекции (тепловой гравитационной конвекции).

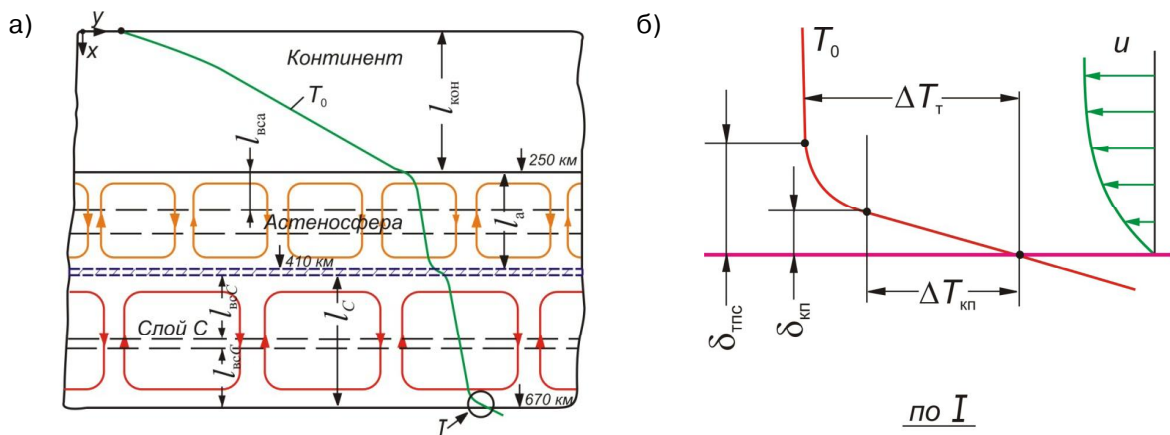


Рис. 1. Свободно-конвективный тепло- и массоперенос в верхней мантии под континентом:

а – схема свободно-конвективных течений в верхней мантии под континентом, построенная с учетом данных лабораторного и теоретического моделирования [1; 11; 12]. Показаны свободно-конвективные ячейчатые течения в астеносфере и слое С (переходной зоне мантии). Схематически изображен профиль температуры T_0 по толщине континентальной литосферы, астеносферного слоя и слоя С. Пунктирными линиями (длинный пунктир) показаны верхние границы валиковых слоев; $l_{вса}$ – толщина валиковых слоев у кровли и подошвы астеносферы; $l_{всC}$ – толщина валиковых слоев у кровли и подошвы слоя С; б – схема пограничного слоя на границе 670 км. Профили скорости течения и температуры в пограничном слое представлены в области I (рис. 1а); u – горизонтальная скорость свободно-конвективного течения вблизи границы 670 км; $\delta_{тnc}$ – толщина теплового пограничного слоя; $\delta_{кп}$ – толщина кондуктивного подслоя; ΔT_r – перепад температуры в тепловом пограничном слое; $\Delta T_{кп}$ – перепад температуры в кондуктивном подслое / Fig. 1. Free-convection heat and mass transfer beneath a continent: a – diagram of free-convection flows in the continental upper mantle constructed with regard to the data of theoretical and laboratory modeling [1; 11; 12]. Free-convection cellular flows in the asthenosphere and layer C (the mantle transition zone) are shown schematically. The temperature profile T_0 in the continental lithosphere, asthenosphere and layer C is shown schematically. The upper boundaries of roll layers are shown by dashed lines (long dashes); $l_{вса}$ is the thickness of roll layers on the roof and the bottom of the asthenosphere; $l_{всC}$ is the thickness of roll layers at the roof and the bottom of layer C; б – diagram of the boundary layer at the 670 km boundary. The flow velocity and temperature profiles are presented for region I (Fig. 1a); u is the horizontal flow velocity adjacent to the 670 km boundary; $\delta_{тnc}$ thermal boundary layer thickness; $\delta_{кп}$ is the conduction sublayer thickness; ΔT_r is the temperature drop across the thermal boundary layer; $\Delta T_{кп}$ is the temperature drop across the conduction sublayer

Кондуктивный теплоперенос в континенте. Ряд исследований показывает, что в коровом слое континентальной литосферы происходит тепловыделение радиоактивных тепловых источников [1; 18]. Радиоактивное тепловыделение по толщине корового слоя аппроксимируется экспоненциальным законом $Q = Q_n e^{-x/x_0}$, где Q_n – среднее значение интенсивности радиогенной теплогенерации в приповерхностных породах; x_0 – характерный масштаб убывания радиогенного тепловыделения с глубиной, ось x направлена вниз, то есть в направлении вектора силы тяжести.

Распределение сверхадиабатической температуры по толщине континента определяется из соотношения [1; 18]

$$T = -q_m x / \lambda_{\text{коп}} + (Q_n x_0^2 / \lambda_{\text{коп}}) [1 - e^{-x/x_0}] + T_n, \quad (1)$$

где $\lambda_{\text{коп}}$ – коэффициент теплопроводности континентальной литосферы;

T_n – температура на поверхности Земли;
 $q_m = -\lambda(\partial T / \partial x)$ – мантийный удельный тепловой поток, направленный вверх.

Так как $\partial T / \partial x > 0$, то $q_m < 0$, и удельный тепловой поток на поверхности Земли:

$$-q_n = -q_m + Q_n x_0.$$

С учетом адиабатической температуры распределение температуры T_0 по толщине континента

$$T_0 = T + (\partial T / \partial x)_{\text{ад}} x, \quad (2)$$

где T – сверхадиабатическая температура, $(\partial T / \partial x)_{\text{ад}} = 0,75$ °C/км – адиабатический градиент температуры для $x < 200$ км; $(\partial T / \partial x)_{\text{ад}} = 0,56$ °C/км для $200 < x < 500$ км [2].

Распределение температуры по толщине континента определим при осредненных параметрах для континентальной литосферы: $q_n = -0,052$ Вт/м², $Q_n = 1,82 \cdot 10^{-6}$ Вт/м³, $x_0 = 2,2 \cdot 10^4$ м, $\lambda_{\text{коп}} = 3$ Вт/м · °C, $T_n = 0$, $l_{\text{коп}} = 2,5 \cdot 10^5$ м.

При этих параметрах $q_m = -0,012$ Вт/м². Распределение температуры по толщине континентальной литосферы $l_{\text{кон}}$ для приведенных параметров вычислено по соотношениям (1) и (2). На рис. 2 представлен профиль температуры по толщине континента (кривая 2) и

температурные условия формирования лерцолитов Северного Лесото (3) [3], которые совпадают с вычисленным профилем температуры. На подошве континентальной литосферы $T_{\text{кон}} = 1472$ °С.

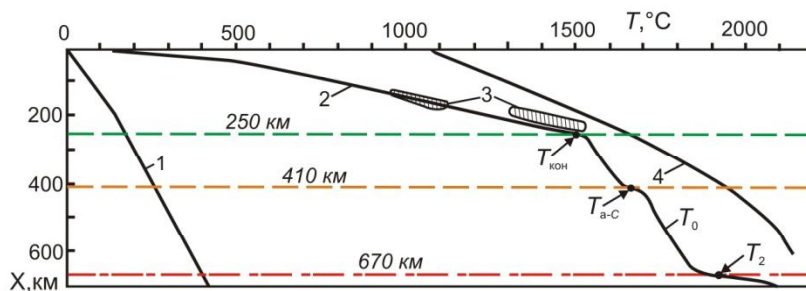


Рис. 2. Профили температуры в континентальной верхней мантии:

1 – адиабатическая температура; 2 – распределение температуры в верхней мантии T_0 ; 3 – температурные условия формирования лерцолитов Северного Лесото [3]; 4 – температура плавления базальта [19]; $T_{\text{кон}}$ – температура на подошве континентальной литосферы; $T_{\text{а-с}}$ – температура границы астеносфера – слой С; T_2 – температура на границе 670 км / Fig. 2. Temperature profiles in the continental upper mantle: 1 – adiabatic temperature; 2 – temperature distribution in the upper mantle T_0 ; 3 – temperature conditions for Northern Lesotho lherzolites formation [3]; 4 – basalt melting curve [19]. $T_{\text{кон}}$ is the temperature of the continental lithosphere bottom; $T_{\text{а-с}}$ is the temperature of the asthenosphere-layer C boundary; T_2 is the temperature of the 670 km boundary

Гидродинамика и теплообмен в астеносфере и слое С в условиях свободной конвекции. Кровля астеносферного слоя контактирует с континентом (см. рис. 1а). Подошва астеносферного слоя представляет собой границу фазового перехода оливин – вадслеит. Оливин превращается в вадслеит на глубине 410 км со скачком плотности $\Delta\rho/\rho = 0,07$ при наклоне кривой фазового равновесия $\gamma = \partial P/\partial T = 3 \cdot 10^8$ Па/°С (P – давление) [8; 17]. Безразмерная величина $\bar{\gamma} = \gamma \Delta T / \rho g l$ для перепада температуры в слое $\Delta T = 200$ °С, толщины слоя $l = 410$ км и плотности $\rho = 3900$ кг/м³ равна $\bar{\gamma} = 0,037$; для $\Delta T = 400$ °С и $l = 670$ км, $\bar{\gamma} = 0,015$. При $\bar{\gamma} = 0,015 \dots 0,037$ число Нуссельта (безразмерный коэффициент теплообмена) $Nu = ql/\Delta T \lambda$ увеличивается на несколько процентов по сравнению с числом Nu при $\bar{\gamma} = 0$, а средняя скорость подъемного течения при наличии фазового перехода увеличивается не более чем на 10 % от величины при $\bar{\gamma} = 0$. Указанные численные решения получены для равных величин кинематической вязкости в верхнем и нижнем слоях [17]. Из них следует, что можно пренебречь влиянием фазового перехода на теплообмен в системе двух слоев. Как будет показано далее, вязкость асте-

носферы в 20...60 раз меньше вязкости слоя С, и влиянием границы фазового перехода оливин – вадслеит на теплообмен можно пренебречь. Границу 410 км будем рассматривать как границу раздела между слоями (астеносферой и слоем С).

Величину кинематической вязкости ν для жидкости в горизонтальном слое, нагреваемом сбоку, можно найти из соотношения [11; 12]

$$\nu = \frac{\beta g}{a} \left(\frac{\lambda}{Q_1} \right)^2 \left(\frac{\Delta T_{\text{max}} l}{8} \right)^3, \quad (3)$$

где $Q_1 = q_1 y_0$ – количество тепла, подводимого на вертикальном торце слоя на 1 м погонной длины по ширине слоя, (количество тепла, отводимое от кровли слоя, также равно $q_1 y_0$);

q_1 – средний удельный тепловой поток на кровле слоя;

y_0 – горизонтальный размер слоя;

$\Delta T_{\text{max}} = T_{\text{max}} - T_1$, T_{max} – максимальная температура в подъемном свободно-конвективном потоке у кровли слоя;

T_1 – температура охлаждаемой кровли слоя;

l – толщина слоя;

β – коэффициент теплового объемного расширения;

a – коэффициент температуропроводности;

λ – коэффициент теплопроводности жидкости.

Соотношение (3) получено по результатам экспериментальных и теоретических исследований в горизонтальном плоском слое при свободной конвекции в условиях подвода тепла на одном из торцов и охлаждения верхней ограничивающей поверхности, когда нижняя граница – адиабатическая. Такие условия приняты в экспериментах по моделированию свободной конвекции в астеносфере под океаном [11; 12]. Согласно оценке по формуле (3), для астеносферного слоя $\nu_a \approx 10^{14} \text{ м}^2/\text{с}$ [11; 12]. Это значение согласуется с оценками величины кинематической вязкости астеносферного слоя, приведенными в трудах отечественных и зарубежных ученых [2; 5; 7].

В отличие от астеносферы, в слое C (см. рис. 1а) охлаждение происходит у одного из торцов (в зоне субдукции), а нагрев слоя – на границе верхняя-нижняя мантия, расположенной на глубине 670 км. Задача о свободно-конвективном теплообмене в слое C сводится к задаче о теплообмене при свободной конвекции в астеносфере. Для слоя C справедливо соотношение (3), где $\Delta T_{\max} = T_2 - T_{\min}$, T_2 – температура на границе верхняя-нижняя мантия, $T_{\min}$ – температура в опускном потоке в зоне субдукции, $Q_2 = q_2 y_0$, q_2 – средний удельный тепловой поток на границе верхняя – нижняя мантия, y_0 – протяженность срединно-океанического хребта. Для параметров для слоя: $\beta = (2 \dots 5) \cdot 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$, $\lambda = 3,5 \dots 4 \text{ Вт/м} \cdot ^\circ\text{C}$, $\rho = 3900 \text{ кг/м}^3$, $a = \lambda/c\rho = (7,5 \dots 8,5) \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ ($c = 1200 \text{ Дж/кг} \cdot ^\circ\text{C}$ – теплоемкость), $q_2 = 0,06 \text{ Вт/м}^2$, $y_0 = 3 \cdot 10^6 \text{ м}$, $\Delta T_{\max} = 850 \text{ } ^\circ\text{C}$ [1] кинематическая вязкость $\nu_c = (2,1 \dots 6,0) \cdot 10^{15} \text{ м}^2/\text{с}$.

При различии в вязкостях более чем на порядок между астеносферой и слоем C проницаемость фазовой границы между этими слоями в условиях свободной конвекции снижается по сравнению со случаем, когда они имеют одинаковые вязкости. При одинаковых вязкостях названных слоев средняя скорость подъемного течения возрастает не более чем на 10 % при наличии фазовой границы, разделяющей слои [17]. Поэтому влиянием фазового перехода на теплообмен в системе астеносфера – слой C пренебрегаем. Вдали от области сопряжения континенталь-

ной и океанической литосферы теплообмен происходит в условиях свободной конвекции, и моделью слоя C и астеносферы служит горизонтальный слой вязкой жидкости, подогреваемый снизу и охлаждаемый сверху.

В горизонтальном слое, подогреваемом снизу и охлаждаемом сверху, согласно экспериментальным исследованиям [1], закон теплообмена при числах Рэлея, характеризующих интенсивность свободно-конвективного движения, $Ra = \beta g \Delta T^3 / a \nu > 10^5$ имеет вид

$$Nu = 0,1 Ra^{1/3}, \quad (4)$$

где $Nu = q_{\text{вм}} l / \Delta T \lambda$ – число Нуссельта (безразмерный коэффициент теплообмена);

ΔT – сверхадиабатический перепад температуры между горизонтальными границами слоя;

g – ускорение силы тяжести.

Удельный тепловой поток не зависит от толщины слоя, согласно (4),

$$q_m = 0,1 \lambda \Delta T^{4/3} (\beta g / a \nu)^{1/3}. \quad (5)$$

Такая закономерность имеет место в развитом турбулентном режиме свободно-конвективного теплообмена. В наших условиях числа Рэлея для астеносферного слоя и слоя C $Ra > 10^5$, как будет показано далее.

Структура ячеистых свободно-конвективных течений при $Ra = 10^5 \dots 10^6$ представлена на рис. 1. Согласно экспериментальным исследованиям [1], течения имеют неустойчивый характер. Наблюдаются крупномасштабные ячеистые и приповерхностные валиковые течения, оси которых имеют направление крупномасштабных ячеистых течений. Относительный горизонтальный размер крупномасштабных конвективных ячеек лежит в интервале $l_{\text{я}}/l = 0,8 \dots 2$, где $l_{\text{я}}$ – горизонтальный размер ячейки.

Мелкомасштабные свободно-конвективные валиковые течения возникают вследствие неустойчивой стратификации в пограничном слое на поверхности теплообмена. Толщина валиков зависит от параметров валикового слоя при $Ra > Ra_{\text{вс}}$, где $Ra_{\text{вс}}$ – число Рэлея для валикового слоя. Для конвективных валиков обнаруживается закономерность: $Ra_{\text{вс}} = \beta g \Delta T_{\text{вс}} l_{\text{вс}} / a \nu = \text{const}$ [11; 12; 14], где $\Delta T_{\text{вс}}$ – перепад температуры по толщине валикового слоя, который соответствует перепаду температуры в тепловом пограничном слое $\Delta T_{\text{т}}$ (рис. 1б) – $\Delta T_{\text{вс}} \approx \Delta T_{\text{т}}$. В этом случае толщина валикового слоя определяется из соотношения

$$l_{\text{вс}} = (Ra_{\text{вс}} a \nu / \beta g \Delta T_{\text{вс}})^{1/3}. \quad (6)$$

Согласно равенству (5), сверхадиабатический перепад температуры в астеносфере и в слое *C* определяется соотношением

$$\Delta T = (10 q_m / \lambda)^{3/4} (a \nu / \beta g)^{1/4}. \quad (7)$$

Перепад температуры в тепловом пограничном слое толщиной $\delta_{\text{тпс}}$ (рис. 1б) [1]

$$\Delta T_{\text{т}} = 0,5 \Delta T, \quad (8)$$

где ΔT – перепад температуры между подошвой и кровлей горизонтального слоя.

Вблизи поверхности теплообмена при свободной конвекции существует так называемый кондуктивный подслой толщиной $\delta_{\text{кп}}$, где температура изменяется по линейному закону (рис. 1б). Перепад температуры в кондуктивном подслое теплового пограничного слоя [1]

$$\Delta T_{\text{кп}} = 0,7 \Delta T_{\text{т}} = 0,35 \Delta T. \quad (9)$$

Тепловой поток в кондуктивном подслое определяется из соотношения

$$q_{\text{кп}} = \lambda \Delta T_{\text{кп}} / \delta_{\text{кп}}. \quad (10)$$

Находим толщину кондуктивного подслоя, используя соотношения (7), (9), (10),

$$\delta_{\text{кп}} = 3,5 (a \nu / \beta g \Delta T_{\text{кп}})^{1/3}. \quad (11)$$

Вне пограничного слоя сверхадиабатическая температура $T_{\text{са}}$ постоянна (рис. 1б), и температура изменяется по адиабатическому закону

$$T_0 = T_{\text{са}} + (\partial T / \partial x)_{\text{ад}} x, \quad (12)$$

где $T_{\text{са}} = \text{const}$.

Определим характерные температуры в астеносферном слое. На границе фазового перехода ($x = 410$ км) тепловой поток равен

$$q_{410} = q_m [R_3 / (R_3 - 410)]^2, \quad (13)$$

где $R_3 = 6370$ км – радиус Земли.

Из (13) для $q_m = 0,012$ Вт/м² находим $q_{410} = 0,0137$ Вт/м².

Сверхадиабатический перепад температуры в астеносферном слое ΔT_a определяем для значений параметров этого слоя [1; 12]: $\lambda = 3,8$ Вт/м · °С, $c = 1200$ Дж/кг · °С, $\beta = 3 \cdot 10^{-5}$ °С⁻¹, $a = 9,9 \cdot 10^{-7}$ м²/с, $\nu_a = 10^{14}$ м²/с, $q = 0,0137$ Вт/м². Из соотношения (7) получаем $\Delta T_a = 63$ °С.

При кинематической вязкости $\nu_c = 3,8 \cdot 10^{15}$ м²/с и $q = 0,0137$ Вт/м² и остальных

вышеуказанных параметрах сверхадиабатический перепад температуры в слое *C*, согласно (7), будет равен 156,5 °С. Числа Рэлея для астеносферного слоя и слоя *C* для указанных параметров и $\Delta T_a = 63$ °С, $\Delta T_c = 156,5$ °С, $l_a = 1,7 \cdot 10^5$ м, $l_c = 2,5 \cdot 10^5$ м равны соответственно $7,6 \cdot 10^5$ и $2 \cdot 10^5$.

Толщину кондуктивных подслоев $\delta_{\text{кп}}$ находим с использованием соотношения (11): для астеносферного слоя $\delta_{\text{кп}a} = 8,7 \cdot 10^3$ м; для слоя *C* $\delta_{\text{кп}c} = 2,85 \cdot 10^3$ м. Толщина валиковых слоев в астеносфере ($l_{\text{вса}}$) и слое *C* ($l_{\text{вс}c}$) (рис. 1а) определяется из соотношения (6). Для валиковых слоев у границ астеносферного слоя и слоя *C* на основании данных экспериментального моделирования в режиме пограничного слоя можно принять $Ra_{\text{вс}} = 2,5 \cdot 10^4$ [11; 12]. Для указанных параметров астеносферного слоя и слоя *C* и для найденных перепадов температуры $\Delta T_a = 63$ °С и $\Delta T_c = 156,5$ °С получаем $l_{\text{вса}} = 64,2$ км и $l_{\text{вс}c} = 125$ км.

Температуру на границе астеносферы – слой *C* находим из соотношения $T_{a-c} = T_{\text{кон}} + \Delta T_a + (\partial T / \partial x)_{\text{ад}a} l_a$. Для $(\partial T / \partial x)_{\text{ад}} = 0,56$ °С/км, $l_a = 170$ км, $\Delta T_a = 63$ °С, $T_{\text{кон}} = 1472$ °С получаем $T_{a-c} = 1630$ °С. Температура на границе верхняя – нижняя мантия $T_2 = T_{a-c} + \Delta T_c + (\partial T / \partial x)_{\text{ад}c} l_c$, и при $l_c = 250$ км она равна $T_2 = 1932$ °С.

Профили температуры в астеносферном слое и слое *C* (см. рис. 2, кривая 2) построены на основе экспериментальных данных о закономерностях изменения температуры по толщине слоя, представленных в виде соотношений (6)–(9), (11), определенных из них характерных перепадов температуры ΔT , $\Delta T_{\text{кп}}$ и $\Delta T_{\text{т}}$ и характерных толщин пограничных слоев.

Заключение. Верхняя мантия под континентом состоит из трех слоев: 1) высоковязкой континентальной литосферы, теплообмен в которой кондуктивный; 2) астеносферного слоя, теплообмен в котором происходит в условиях свободной конвекции; 3) слоя *C*, теплообмен в котором также происходит в условиях свободной конвекции.

Распределение температуры по толщине континента определено с учетом радиогенного тепловыделения в коровом слое, в условиях теплопроводности. Представлена структура свободно-конвективных течений в астеносфере и слое *C*. При значениях параметров слоя *C* и астеносферы ячеистые течения в них неустойчивые, состоят из крупномасштабных ячеек. У кровли и подошвы

слоев существуют продольные валики, оси которых совпадают с направлением течения крупномасштабных ячеек.

Определены температуры на границах слоев, толщины тепловых пограничных слоев и перепады температуры в них, распределение температуры вне пограничных слоев.

Профили температуры по толщине астеносферного слоя и слоя *C* построены

на основании экспериментально определенных закономерностей свободно-конвективного теплообмена в горизонтальном слое, подогреваемом снизу и охлаждаемом сверху. Температурные условия формирования лерцолитов Северного Лесото согласуются с полученным нами профилем температуры в верхней мантии в континентальной области.

Список литературы

1. Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. Г., Кирдяшкин А. А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: ГЕО, 2001. 408 с.
2. Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука, 1983. 416 с.
3. Сурков Н. В. Лерцолитовая палеогеотерма // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2003. С. 430–433.
4. Anderson O. L. The temperature profile of the upper mantle // *Journal of Geophysical Research*. 1980. Vol. 85, No. B12. P. 7003–7010.
5. Bonatti E., Ligi M., Brunelli D., Cipriani A., Fabretti P., Ferrante V., Gasperini L., Ottolini L. Mantle thermal pulses below the Mid-Atlantic Ridge and temporal variations in the formation of oceanic lithosphere // *Nature*. 2003. Vol. 423. P. 499–505.
6. Cammarano F., Goes S., Vacher P., Giardini D. Inferring upper-mantle temperatures from seismic velocities // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2003. Vol. 138. P. 197–222.
7. Choblet G., Parmentier E. M. Mantle upwelling and melting beneath slow spreading centers: effects of variable rheology and melt productivity // *Earth and Planetary Science Letters*. 2001. Vol. 184, No. 3–4. P. 589–604.
8. Herzberg C., Zhang J. Melting experiments on anhydrous peridotite KLB-1: compositions of magmas in the upper mantle and transition zone // *Journal of Geophysical Research*. 1996. Vol. 101, No. B4. P. 8271 – 8295.
9. Jaupart C., Mareschal J.-C. Heat flow and thermal structure of the lithosphere // *Treatise on Geophysics*. Vol. 6. Crust and lithosphere dynamics. Amsterdam: Elsevier, 2007. P. 217–251.
10. Jeanloz R., Morris S. Temperature distribution in the crust and mantle // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 1986. Vol. 14. P. 377–415.
11. Kirdyashkin A. A., Kirdyashkin A. G. Effect of the oceanic lithosphere velocity on free convection in the asthenosphere beneath mid-ocean ridges // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2008. Vol. 44, No. 4. P. 291–302.
12. Kirdyashkin A. A., Kirdyashkin A. G., Surkov N. V. Thermal gravitational convection in the asthenosphere beneath a mid-ocean ridge and stability of main mantle-derived parageneses // *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)*. 2006. Vol. 47, No. 1. P. 76–94.
13. Kuskov O. L., Kronrod V. A. Determining the temperature of the earth's continental upper mantle from geochemical and seismic data // *Geochemistry International*. 2006. Vol. 44, No. 3. P. 232–248.
14. Leontiev A. I., Kirdyashkin A. G. Experimental study of flow patterns and temperature fields in horizontal free convection liquid layers // *International Journal of Heat and Mass Transfer*. 1968. Vol. 11, No. 10. P. 1461–1466.
15. McKenzie D., Jackson J., Priestley K. Thermal structure of oceanic and continental lithosphere // *Earth and Planetary Science Letters*. 2005. Vol. 233. P. 337–349.
16. Röhm A. H. E., Snieder R., Goes S., Trampert J. Thermal structure of continental upper mantle inferred from S-wave velocity and surface heat flow // *Earth and Planetary Science Letters*. 2000. Vol. 181. P. 395–407.
17. Trubitsyn V. P., Evseev A. N., Baranov A. A., Trubitsyn A. P. Phase transition zone width implications for convection structure // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2008. Vol. 44, No. 8. P. 603–614.
18. Turcotte D. L., Schubert G. *Geodynamics*. New York: Cambridge University Press, 2002. 456 p.
19. Yasuda A., Fujii T., Kurita K. Melting phase relations of an anhydrous mid-ocean ridge basalt from 3 to 20 GPa: Implications for the behavior of subducted oceanic crust in the mantle // *Journal of Geophysical Research*. 1994. Vol. 99, No. B5. P. 9401–9414.

References

1. Dobretsov N. L., Kirdyashkin A. G., Kirdyashkin A. A. *Glubinnaya geodinamika* (Deep-level geodynamics). Novosibirsk: GEO, 2001. 409 p.
2. Zharkov V. N. *Vnutrennee stroenie Zemli i planet* (Internal structure of Earth and planets). Moscow: Nauka, 1983. 416 p.
3. Surkov N. V. *Problemy prognozirovaniya, poiskov i izucheniya mestorozhdeniy poleznykh iskopaemykh na poroge XXI veka* (Problems of forecasting, exploration and study of mineral deposits into the 21st century). Voronezh: Voronezh State University Publishing House, 2003, pp. 430–433.
4. Anderson O. L. *Journal of Geophysical Research* (Journal of Geophysical Research), 1980, vol. 85, no. B12, pp. 7003–7010.
5. Bonatti E., Ligi M., Brunelli D., Cipriani A., Fabretti P., Ferrante V., Gasperini L., Ottolini L. *Nature* (Nature), 2003, vol. 423, pp. 499–505.
6. Cammarano F., Goes S., Vacher P., Giardini D. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* (Physics of the Earth and Planetary Interiors), 2003, vol. 138, pp. 197–222.
7. Choblet G., Parmentier E. M. *Earth and Planetary Science Letters* (Earth and Planetary Science Letters), 2001, vol. 184, no. 3–4, pp. 589–604.
8. Herzberg C., Zhang J. *Journal of Geophysical Research* (Journal of Geophysical Research), 1996, vol. 101, no. B4, pp. 8271–8295.
9. Jaupart C., Mareschal J.-C. *Treatise on Geophysics. Vol. 6. Crust and lithosphere dynamics* (Treatise on Geophysics. Vol. 6. Crust and lithosphere dynamics). Amsterdam: Elsevier, 2007, pp. 217–251.
10. Jeanloz R., Morris S. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* (Annual Review of Earth and Planetary Sciences), 1986, vol. 14, pp. 377–415.
11. Kirdyashkin A. A., Kirdyashkin A. G. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* (Izvestiya, Physics of the Solid Earth), 2008, vol. 44, no. 4, pp. 291–302.
12. Kirdyashkin A. A., Kirdyashkin A. G., Surkov N. V. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* (Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)), 2006, vol. 47, no. 1, pp. 76–94.
13. Kuskov O. L., Kronrod V. A. *Geochemistry International* (Geochemistry International), 2006, vol. 44, no. 3, pp. 232–248.
14. Leontiev A. I., Kirdyashkin A. G. *International Journal of Heat and Mass Transfer* (International Journal of Heat and Mass Transfer), 1968, vol. 11, pp. 1461–1466.
15. McKenzie D., Jackson J., Priestley K. *Earth and Planetary Science Letters* (Earth and Planetary Science Letters), 2005, vol. 233, pp. 337–349.
16. Röhm A. H. E., Snieder R., Goes S., Trampert J. *Earth and Planetary Science Letters* (Earth and Planetary Science Letters), 2000, vol. 181, pp. 395–407.
17. Trubitsyn V. P., Evseev A. N., Baranov A. A., Trubitsyn A. P. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* (Izvestiya, Physics of the Solid Earth), 2008, vol. 44, no. 8, pp. 603–614.
18. Turcotte D. L., Schubert G. *Geodynamics* (Geodynamics). New York: Cambridge University Press, 2002. 456 p.
19. Yasuda A., Fujii T., Kurita K. *Journal of Geophysical Research* (Journal of Geophysical Research), 1994, vol. 99, no. B5, pp. 9401–9414.

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

Коротко об авторах

Кирдяшкин Алексей Анатольевич, д-р геол.-минер. наук, профессор РАН, зав. лабораторией физического и химического моделирования геологических процессов, Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, доцент кафедры общей и региональной геологии геолого-геофизического факультета, Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия. Область научных интересов: лабораторное и теоретическое моделирование геодинамических процессов, тектонофизика, геотектоника
aak@igm.nsc.ru

Кирдяшкин Анатолий Григорьевич, д-р техн. наук, вед. науч. 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

Дистанов Валерий Элимович, канд. геол.-минер. наук, ст. науч. сотрудник лаборатории физического и химического моделирования геологических процессов, Институт геологии и минералогии им В. С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, Россия. Область научных интересов: геодинамика, конвективный теплообмен, физическое моделирование, рост кристаллов
dist@igm.nsc.ru

Briefly about the authors

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

Anatoly Kirdyashkin, doctor of technical sciences, leading researcher, Physical and Chemical Modeling of Geological Processes laboratory, 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

Valery Distanov, senior researcher, Physical and Chemical Modelling of Geological Processes laboratory, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia. Sphere of scientific interests: geodynamics, convective heat transfer, physical modeling, crystal growth

Образец цитирования

Кирдяшкин А. А., Кирдяшкин А. Г., Дистанов В. Э. Распределение температуры в верхней мантии под континентом // Вестник Забайкальского государственного университета. 2020. Т. 26, № 1. С. 14–22. DOI: 10.21209/2227-9245-2020-26-1-14-22.

Kirbyashkin A., Kirbyashkin A., Distanov V. Temperature distribution in the upper mantle beneath a continent // Transbaikalian State University Journal, 2020, vol. 26, no. 1, pp. 14–22. DOI: 10.21209/2227-9245-2020-26-1-14-22.

Статья поступила в редакцию: 28.11.2019 г.
Статья принята к публикации: 15.01.2020 г.