

УДК 532.5:536.25:551.2

## **Тепловые и гидродинамические условия образования магматического очага и канала плавления в зоне субдукции\***

**А.А. Кирдяшкин, А.Г. Кирдяшкин, В.Э. Дистанов, И.Н. Гладков**

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,  
Новосибирск*

E-mail: aak@igm.nsc.ru

На основе экспериментального моделирования и теоретического анализа, а также геологических и геофизических данных представлена модель термохимического плюма в зоне субдукции. Термохимический плюм зарождается на границе верхней и нижней мантии при наличии в коровом слое субдуцирующей океанической литосферной плиты химической добавки, понижающей температуру плавления вещества корового слоя. На основе экспериментального моделирования установлена структура тепловых гравитационных течений в канале плюма, выплавляемого в коровом слое. Определены тепловая мощность на подошве плюма и тепловая мощность, отданная каналом плюма в окружающую мантию. В зависимости от толщины корового слоя, скорости субдукции и угла наклона погружающейся литосферной плиты определена глубина расположения первичного магматического очага, от которого термохимический плюм зарождается и поднимается к поверхности континента, где образуется вулкан. Первичный магматический очаг образуется в области, где скорости субдукции и плавления корового слоя равны по величине и противоположно направлены. Представлена модель зарождения термохимического плюма на кровле первичного очага, и определены условия, при которых канал плюма выходит на поверхность. На основе теоретического моделирования, геологических и геофизических данных о глубине зарождения первичного очага найдены тепловые и гидродинамические условия существования термохимического плюма, зарождающегося от первичного очага и ответственного за образование вулкана на поверхности.

**Ключевые слова:** свободно-конвективные течения, зона субдукции, канал плюма, расплав, первичный очаг, тепловая мощность.

### **Введение**

При исследовании гидродинамики и теплообмена в недрах Земли, т.е. при решении геодинамических задач, возникает необходимость обращения к классу обратных задач, в которых известны только граничные условия на поверхности в настоящее время. Обратные задачи не имеют единственного решения, строго говоря, в геологии они имеют неограниченное число решений. Однако изучение геодинамических процессов в Земле может проводиться методом моделирования и решением прямых задач. Исследование гидродинамики и теплообмена в оболочках Земли возможно с помощью модели, которая

---

\* Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования РФ (проект № FWZN-2022-0037).

построена на основе имеющихся достоверных геологических данных и удовлетворяет законам сохранения массы, энергии и импульса. Достоверность модели определяется соответствием результатов решения и геологических данных.

Зона субдукции — это область, где океаническая литосферная плита погружается в мантию в области контакта с континентальной литосферой или островной дугой [1]. Погружение океанической литосферной плиты происходит под действием силы тяжести. Эта плита холоднее окружающей мантии. Одним из основных вопросов при исследовании субдукции является вопрос об источнике тепла и механизме зарождения и существования вулканов.

В работах [2–4] было выдвинуто предположение, что температура плавления мантии в зоне субдукции зависит от концентрации веществ, понижающих ее, например, воды,  $\text{CO}_2$  и т.д. Глубина очагов зарождения магм (расплавов) в зоне субдукции определялась при равенстве температуры плавления и температуры мантии. Автором [2] делалось предположение о балансе концентраций летучих веществ в восходящих и нисходящих потоках в зоне субдукции. В работе [5] отмечалась ключевая роль воды в образовании магм в зонах субдукции. Также было указано, что вода может выделяться вследствие дегидратации погружающейся плиты в область мантии над плитой (так называемый мантийный клин), где происходит плавление [5, 6]. С использованием геохимических данных проводились оценки временных масштабов образования и подъема магматических расплавов под вулканами зон субдукции [7], изучалась возможность количественной оценки вклада эродированного вещества континентальной коры в расплавы вулканической дуги [8], выяснялось влияние расплавов, образующихся в зонах субдукции, на состав и строение континентальной коры [9]. При этом в исследованиях не рассматривался вопрос, выполняется ли закон сохранения энергии.

Исследования тепло- и массопереноса в зоне субдукции возможны с использованием метода теплофизического моделирования. Так, в работе [10] на основе геологических и геофизических данных при соблюдении вышеуказанных законов сохранения была построена модель тепло- и массообмена в зоне субдукции. Источником тепла являлась граница верхней и нижней мантии, расположенная на глубине 670 км. Тепловой поток на этой границе оценивался на основе среднего удельного теплового потока на океаническом дне. Авторами [11] было установлено, что плавление корового слоя океанической литосферы происходит на границе 670 км при наличии в коровом слое химических добавок, понижающих температуру плавления.

В настоящей работе представлены результаты исследований теплообмена для условий формирования канала термохимического плюма, первичного магматического очага в верхней мантии и зарождения термохимического плюма, ответственного за образование вулкана, от этого первичного очага.

### **Структура течения в зоне субдукции**

Экспериментальные исследования показали, что литосферная оболочка при давлении  $P > 10$  кбар по реологическим свойствам соответствует вязкой среде [12]. Поэтому экспериментальное и теоретическое моделирование гидродинамики и теплообмена в зоне субдукции следует проводить как для вязкой среды на основе имеющихся достоверных геологических и геофизических данных и с учетом выполнения законов сохранения массы, энергии и импульса в вязкой среде [1]. Как было указано выше, зона субдукции — это область, в которой имеет место погружение океанической литосферной плиты под континент или островную дугу. Движение в этой зоне происходит под действием тепловых

гравитационных сил. В связи с этим необходимо обоснованное моделирование (экспериментальное и теоретическое) источников тепла, ответственных за тепловые и гидродинамические процессы в зоне субдукции.

Ранее экспериментальное моделирование зоны субдукции было выполнено на модели, представляющей собой плоский слой вязкой жидкости в условиях тепловой гравитационной конвекции [13]. Источники тепла располагались в слое жидкости в противоположных торцах слоя, который сверху охлаждается плоским теплообменником. Область континентального крыла зоны субдукции, т.е. область континента, под которую погружается плита, создавалась путем увеличения толщины горизонтального охлаждающего теплообменника, что порождало уменьшение теплового потока от слоя вязкой жидкости и создавало ступенчатое препятствие, характерное для континентального крыла. Лабораторное моделирование показало следующее. Опускное течение образуется в области, где производная от температуры  $T$  по горизонтальной координате  $\xi$  равна нулю. В этой области горизонтальные градиенты температуры и давления меняют свой знак. Если область  $\partial T/\partial \xi = 0$  совпадает с областью контакта океанической литосферной плиты с континентом, то в этой зоне образуется опускное течение. Если область  $\partial T/\partial \xi = 0$  образуется под континентом (вдали от области контакта океанической плиты с континентом), то вдоль подошвы континентальной литосферной плиты присутствует горизонтальное движение до опускного течения, которое возникает в области  $\partial T/\partial \xi = 0$ . Лабораторное моделирование показывает, что траектория опускного течения определяется положением области  $\partial T/\partial \xi = 0$  по глубине, а в окрестности подошвы слоя совпадает с вектором силы тяжести.

В работе [13] было показано, что опускное течение образуется вследствие охлаждения вязкой жидкости в температурном пограничном слое у горизонтальной верхней поверхности в условиях свободной конвекции. Течение в горизонтальном слое, нагреваемом по торцам и охлаждаемом сверху, представляет собой две крупномасштабные ячейки с подъемным течением у торцов и опускным течением в области, где  $\partial T/\partial \xi = 0$ . Горизонтальное течение у кровли слоя создается горизонтальным градиентом температуры, направленным противоположно течению жидкости. Течение у подошвы слоя совпадает с направлением горизонтального градиента температуры. Образуются два замкнутых циркуляционных контура вязкой жидкости в соответствии с законами сохранения массы, энергии и импульса. Согласно закону сохранения массы, массовый расход жидкости в опускном течении равен массовому расходу в потоке у кровли, а также в потоке у подошвы слоя. Указанные закономерности справедливы как для слоя справа от опускного течения («континентального крыла»), так и для слоя слева («океанического крыла»), где толщина слоя уменьшена ступенчато за счет увеличения толщины охлаждающей пластины, которая моделирует континент [13].

На основании результатов экспериментального и теоретического моделирования, геофизических и геологических данных можно сделать вывод, что процесс субдукции есть следствие тепловых и гидродинамических процессов, протекающих в условиях тепловой гравитационной конвекции, осложненных фазовыми переходами в вязкой среде верхней мантии (рис. 1). Субдуцирующая (погружающаяся) литосферная плита разделяет зону субдукции на две области или два крыла: океаническое крыло зоны субдукции (слева от плиты) и континентальное крыло (справа от плиты). Погружающаяся океаническая литосферная плита является фрагментом океанического крыла: она зарождается на кровле астеносферного слоя и развивается вплоть до зоны субдукции. Океаническая литосферная плита входит в крупномасштабное циркуляционное течение океанического крыла и,

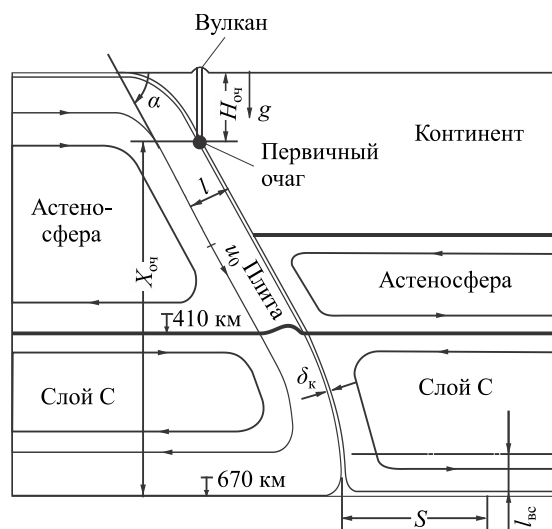


Рис. 1. Схема строения зоны субдукции и структура течений в астеносферном слое и слое С, сопряженных с погружающейся плитой.

$l$  — толщина погружающейся плиты,  $X_{оч}$  — координата первичного магматического очага, отсчитываемая от границы 670 км,  $H_{оч}$  — глубина, на которой находится первичный очаг,  $S$  — протяженность горизонтального участка корового слоя погружающейся плиты, в котором образуется горизонтальный канал плавления,  $l_{вс}$  — высота конвективных валиков, создающихся в области неустойчивой стратификации вблизи границы 670 км.

согласно уравнению неразрывности (закону сохранения массы), остается в океаническом крыле. В этом крыле существуют также циркуляционные течения в слое астеносферы и слое С (переходная зона мантии), разделенные границей фазового перехода «оливин – вадслеит» на глубине 410 км, проницаемой для свободно-конвективных течений.

Континентальное крыло зоны субдукции состоит из трех слоев (см. рис. 1): верхнего — континентального слоя, астеносферного слоя (до границы 410 км) и слоя С (до границы 670 км). Динамическая вязкость континентального слоя оценивается величиной  $\eta_{конт} \approx 10^{21} - 10^{23}$  Н·с/м<sup>2</sup>, вязкость астеносферного слоя —  $\eta_a \approx 3 \cdot 10^{17}$  Н·с/м<sup>2</sup>, вязкость слоя С —  $\eta_c \approx 4 \cdot 10^{18}$  Н·с/м<sup>2</sup>. Свободно-конвективные течения в астеносферном слое и слое С вызваны горизонтальным градиентом температуры, направленным от границы контакта погружающейся литосферной плиты к торцам слоев [13].

На основании результатов экспериментального и теоретического моделирования, а также геологических и геофизических данных определено, что зона субдукции может быть представлена схемой, изображенной на рис. 1. Погружающаяся океаническая литосферная плита контактирует с континентальным крылом в области своего корового слоя толщиной  $\delta_k = 4 - 8$  км. Коровый слой образуется за время движения океанической плиты от срединно-океанического хребта до зоны субдукции и является более молодым по сравнению с континентальным крылом. Этот слой сложен по составу и геологически неоднороден по своей толщине. При контакте погружающейся плиты с континентальным крылом он подвергается деформации.

Так как реология корового слоя в условиях его контакта с континентом и его вязкость неизвестны, то средний коэффициент трения на границе контакта погружающейся плиты с мантией континентального крыла может быть оценен по суммарной движущей силе ( $F_{дв}$ ) этой плиты [13]:  $\tau = (F_{дв} \sin^2 \alpha) / (670 \cdot 10^3)$ , где  $\alpha$  — угол между субдуцирующей плитой и горизонтальной поверхностью Земли (рис. 1). Величина  $\tau = 3 \cdot 10^7$  Н/м<sup>2</sup> [13] и, например, для скорости погружения плиты (скорости субдукции)  $u_0 = 7$  см/год =  $2,22 \cdot 10^{-9}$  м/с

средняя величина удельного теплового потока вследствие трения в месте контакта плиты с континентальным крылом составляет  $q_{\text{тр}} = u_0 \tau = 0,067 \text{ Вт/м}^2$ . Если рассматривать коровый слой как вязкую среду, то для течения Куэтта в нем  $\tau = \eta_k u_0 / \delta_k$ , и, следовательно, динамическая вязкость корового слоя  $\eta_k = \tau \delta_k / u_0$ . Например, для  $\delta_k = 5 \cdot 10^3 \text{ м}$  и  $u_0 = 6 \text{ см/год} = 1,9 \cdot 10^{-9} \text{ м/с}$  получаем  $\eta_k = 8 \cdot 10^{19} \text{ Н·с/м}^2$ .

При среднем значении динамической вязкости для континента  $\eta_{\text{конт}} = 10^{22} \text{ Н·с/м}^2$  отношение  $\eta_k / \eta_{\text{конт}} = 8 \cdot 10^{-3}$ . Это означает, что скорость течения на границе контакта корового слоя с континентом будет равна  $8 \cdot 10^{-3} u_0$ , т.е. при скорости субдукции  $u_0 = 6 \text{ см/год}$  она составит  $0,48 \text{ мм/год}$ . При такой низкой скорости, порождающей вынужденное течение в континенте, последнее не скажется на теплообмене между погружающейся литосферной плитой и континентом и им можно пренебречь при решении задачи о теплообмене.

### Термохимический плюм в зоне субдукции, образующийся на границе 670 км

Термохимический плюм в зоне субдукции образуется на границе 670 км (граница верхняя – нижняя мантия), которая является источником тепла. Предельная тепловая мощность субдукционного термохимического плюма, при которой он еще выходит на поверхность, составляет  $2 \cdot 10^9 \text{ Вт}$ . Она меньше тепловой мощности, передающейся к каналу плюма от границы 670 км [11]. В континентальном крыле субдукционной зоны погружающаяся плита движется горизонтально вдоль границы 670 км (см. рис. 1). Формирование канала плавления (канала плюма) в наклонном коровом слое погружающейся океанической литосферной плиты происходит в области сопряжения с горизонтальным каналом расплава корового слоя плиты на границе 670 км. Течение расплава в канале плавления в коровом слое погружающейся плиты и в горизонтальном канале расплава корового слоя у границы 670 км происходит в условиях турбулентной свободной конвекции. Интенсивность теплообмена на поверхности теплообмена в этих условиях определяется из соотношения [14]

$$\text{Nu} = qd / \lambda \Delta T_s = 0,18 (\beta g \Delta T_s d^3 / a \nu)^{1/3}, \quad (1)$$

где  $\text{Nu}$  — критерий Нуссельта,  $q$  — удельный тепловой поток на поверхности теплообмена,  $d$  — диаметр канала плавления,  $\lambda$  — коэффициент теплопроводности расплава в канале,  $\Delta T_s$  — перепад температуры в пограничном слое на поверхности теплообмена,  $\beta$  — коэффициент термического расширения,  $g$  — ускорение свободного падения,  $a$  — коэффициент температуропроводности,  $\nu$  — коэффициент кинематической вязкости расплава. Таким образом, интенсивность теплообмена не зависит ни от ориентации поверхности теплообмена, ни от линейного размера канала. Из соотношения (1) следует, что

$$q = 0,18 \lambda \Delta T_s^{4/3} (\beta g / a \nu)^{1/3}. \quad (2)$$

Для плюма, образующегося в наклонном коровом слое субдуцирующей плиты, тепловая мощность  $N$  на подошве канала плюма диаметром  $d$  составляет  $N = q (\pi d^2 / 4)$  и с учетом равенства (2) определяется из соотношения

$$N = 0,045 \pi d^2 \lambda \Delta T_s^{4/3} (\beta g / a \nu)^{1/3}. \quad (3)$$

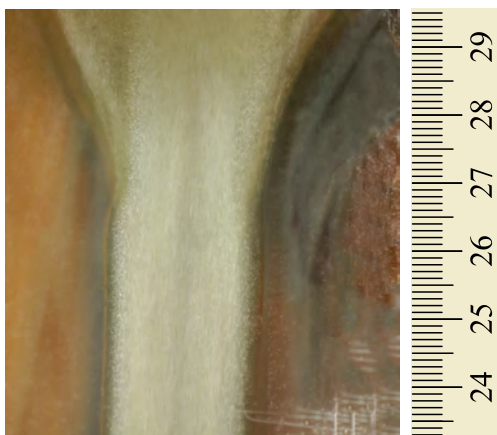
В области поворота канала плавления от горизонтального к вертикальному в окрестностях границы 670 км не возникает существенных изменений интенсивности теплообмена. Тепловая мощность, передаваемая от подошвы плюма в его канал в зоне субдукции, лимитируется условиями теплообмена в области поворота канала плавления, а не возможностями источника тепла [11]. При относительно малых диаметрах плюма в зоне субдукции (5–10 км) и кондуктивном теплообмене между каналом плюма и окружающей мантией время перехода от нестационарного режима теплообмена к установившемуся режиму теплообмена относительно времени организации самого термохимического плюма и его существования является незначительным. Исходя из этого, мощность, отдаваемую от канала плюма в окружающую мантию ( $N_x$ ), можно определить по закону теплообмена от цилиндрической поверхности для установившегося режима кондуктивного теплообмена [15]:  $Nu = 0,5$ . Тогда, согласно [10, 11],

$$N_x = 0,5 \pi \lambda \Delta T_0 x (1/\sin \alpha), \quad (4)$$

где  $x$  — вертикальная координата, отсчитываемая от границы верхняя–нижняя мантия,  $\Delta T_0 = T_{пл} - T_0$  — разность температур границы канала плюма  $T_{пл}$  и окружающей мантии  $T_0$  вдали от канала, усредненной по высоте канала.

Свободно-конвективные течения в канале плюма, возникающие в наклонном плоском слое, существуют в условиях неустойчивой стратификации, поскольку источник тепла расположен на подошве плюма. Согласно экспериментальному моделированию, структура течения в канале следующая. Подъемное течение наблюдается у верхней плоской границы слоя, а опускное — по остальному периметру канала. Вблизи верхней ограничивающей поверхности обнаруживаются продольные валики, имеющие нормальную к стенке скорость течения, много меньшую, чем продольная скорость вдоль этой поверхности. Уходящий от стенки поток присутствует в средней области верхней ограничивающей стенки и проявляется на фотографии (рис. 2) как область потемнения в средней части канала плюма.

На рис. 3а схематично представлены профили скорости и температуры в расплаве в канале наклонного плоского слоя. Неустойчивая стратификация существует в виде двух составляющих в направлениях  $g_x$  и  $g_y$ . На рис. 3б представлена структура течения в сечении, нормальном к верхней ограничивающей стенке наклонного слоя. Благодаря продольным валикам происходит подогрев опускного потока и повышение его температуры выше температуры плавления окружающего твердого массива.



### Образование первичного очага

Первичным магматическим очагом назовем область (магматический резервуар), в которой формируется вертикальный

Рис. 2. Фотография картины течения вблизи «головы» плюма, образующегося вследствие плавления в наклонном парафиновом слое над локальным источником тепла.

Угол наклона слоя  $\alpha = 67^\circ$ ,  
мощность нагревателя  $N = 7,9$  Вт,  
область на снимке соответствует интервалу по высоте 20–29 см от нагревателя.

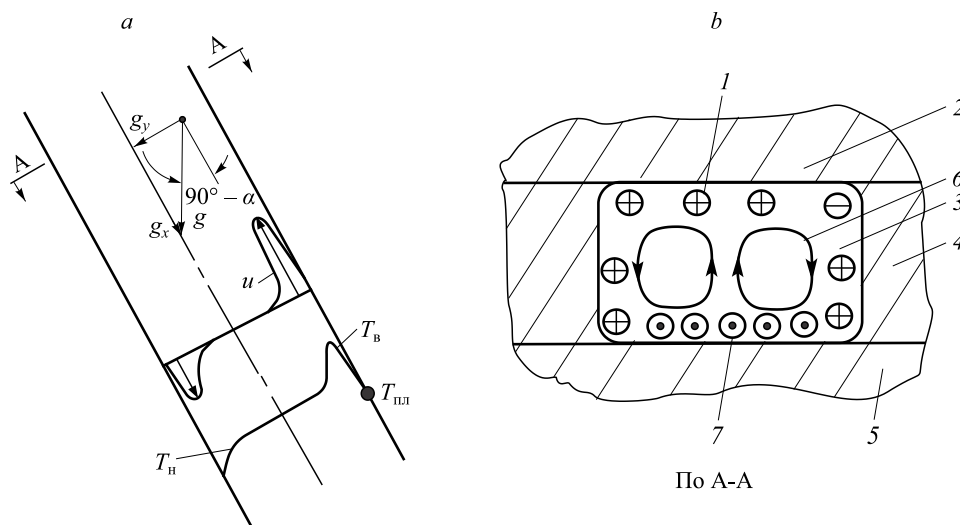


Рис. 3. Структура течения в канале плюма в наклонном плоском слое в продольном (а) и в поперечном (б) сечениях.

1 — опускающийся поток, 2 — верхняя ограничивающая пластина, 3 — канал плюма (расплав), 4 — твердый массив парафина, 5 — нижняя ограничивающая пластина, 6 — конвективные валики, 7 — подъемный поток.

канал плюма, выплавляющийся к поверхности континентального крыла субдукционной зоны. Над вертикальным каналом плюма образуется вулкан (рис. 4).

Магматический очаг, сформированный непосредственно под вулканом, назовем вторичным очагом. Первичный очаг возникает на глубине  $H_{оч}$  (рис. 1 и 4), где скорость плавления наклонного корового слоя субдуцирующей океанической плиты (скорость подъема плюма в наклонном коровом слое)  $u_{пл}$  равна скорости погружения этой плиты (скорости субдукции)  $u_0$ . Таким образом, глубина залегания первичного очага  $H_{оч}$  определяется из условия равенства противоположно направленных скоростей:

$$u_{пл} = u_0. \quad (5)$$

Другими словами, тепловая мощность  $N_{пл}$ , затрачиваемая на плавление корового слоя субдукционной плиты на глубине  $H_{оч}$ , равна тепловой мощности на кровле плюма  $N - N_{х,оч}$ ,

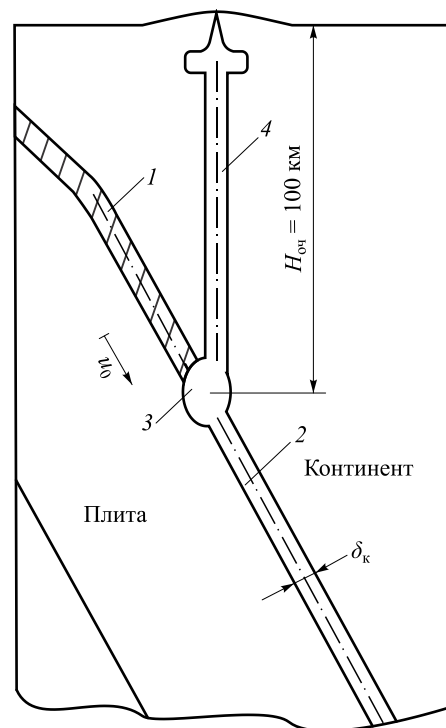


Рис. 4. Схема формирования вторичного термохимического плюма, ответственного за образование вулкана.

1 — наклонный коровый слой субдуцирующей плиты, 2 — канал плюма, выплавляющегося в коровом слое субдуцирующей плиты до первичного очага, 3 — первичный очаг, 4 — вертикальный канал плюма в континентальной области, зарождающийся от первичного очага в коровом слое и выплавляющийся к поверхности континента.

где  $N_{x, \text{оч}}$  — тепловая мощность, отдаваемая каналом плюма в мантию при  $x = X_{\text{оч}}$ ,  $X_{\text{оч}}$  — координата, определяющая положение кровли плюма. Таким образом, соотношение для тепловой мощности  $N_{\text{пл}}$  имеет вид:

$$N_{\text{пл}} = (\pi d^2/4)(B + C\Delta T_c)\rho u_0 = N - N_{x, \text{оч}}, \quad (6)$$

где  $B$  и  $C$  — теплота плавления и теплоемкость корового слоя;  $\Delta T_c = T_{\text{пл}}(X_{\text{оч}}) - T_c(X_{\text{оч}})$ ,  $T_{\text{пл}}(X_{\text{оч}})$  — температура плавления корового слоя при  $x = X_{\text{оч}}$ ,  $T_c(X_{\text{оч}})$  — средняя температура корового слоя при  $x = X_{\text{оч}}$ . Согласно (4), мощность  $N_{x, \text{оч}}$  определяется из соотношения

$$N_{x, \text{оч}} = 0,5\pi\lambda\Delta T_0 X_{\text{оч}} (1/\sin\alpha). \quad (7)$$

С учетом соотношений (5) и (6) получаем

$$u_{\text{пл}} = \frac{N - N_x}{(\pi d^2/4)(B + C\Delta T_c)\rho}. \quad (8)$$

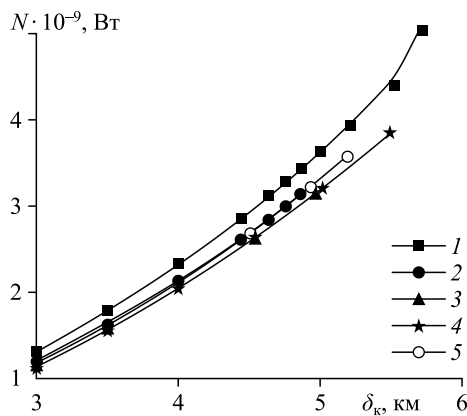
В общем случае в правую часть равенства (6) входит мощность  $N_x$ . В случае, когда рассматривается положение первичного очага,  $N_x = N_{x, \text{оч}}$ . Учитывая равенство (5), из соотношений (7) и (8) определяем координату первичного очага:

$$X_{\text{оч}} = \frac{N - (\pi d^2/4)(B + C\Delta T_c)\rho u_0}{0,5\pi\lambda\Delta T_0 / \sin\alpha}. \quad (9)$$

Соответственно, глубина расположения первичного очага  $H_{\text{оч}} = 670 \text{ км} - X_{\text{оч}}$  (см. рис. 1).

Канал плюма в зоне субдукции, согласно лабораторному моделированию в наклонном плоском слое, можно представить в виде прямоугольника. Толщина канала плюма равна  $\delta_k$ , ширина —  $2\delta_k$ . Определим эквивалентный диаметр канала  $d_3$ , зная площадь его поперечного сечения ( $2\delta_k^2$ ):  $\pi d_3^2/4 = 2\delta_k^2$ . Тогда  $d_3 = 1,6\delta_k$ . Вычисления по соотношениям (2) – (7) выполнены для указанной зависимости диаметра  $d_3$  от  $\delta_k$  при следующих значениях параметров для верхней мантии [10, 11]:  $\lambda = 3,3 \text{ Вт/(м} \cdot \text{°C)}$ ,  $C = 1200 \text{ Дж/(кг} \cdot \text{°C)}$ ,  $B = 2,1 \cdot 10^5 \text{ Дж/кг}$ ,  $\rho = 3400 \text{ кг/м}^3$ ,  $\beta = 3 \cdot 10^{-5} \text{ 1/°C}$ ,  $a = 8,088 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ ,  $\nu = 2 \text{ м}^2/\text{с}$ ,  $\Delta T_s = 10 \text{ °C}$ ,  $\Delta T_0 = 784 \text{ °C}$ ,  $\Delta T_c = 800 \text{ °C}$ ,  $H = 6,7 \cdot 10^5 \text{ м}$ ,  $\alpha = 45^\circ$  и  $60^\circ$ ,  $u_0 = 5 \text{ см/год}$  ( $1,6 \cdot 10^{-9} \text{ м/с}$ ) и  $7 \text{ см/год}$  ( $2,22 \cdot 10^{-9} \text{ м/с}$ ).

На рис. 5 представлены зависимости  $N(\delta_k)$  для различных значений  $\alpha$  и  $u_0$ . Как следует из рисунка, тепловая мощность, затрачиваемая на плавление корового слоя в области образования первичного очага ( $N_{\text{пл}} = N - N_{x, \text{оч}}$ ), зависит от скорости субдукции и слабо зависит от угла наклона субдуцирующей плиты.



При  $\alpha = 60^\circ$  и  $u_0 = 5 \text{ см/год}$  имеем  $N_{\text{пл}}/N = 0,087$ , при  $\alpha = 60^\circ$  и  $u_0 = 7 \text{ см/год}$  —  $N_{\text{пл}}/N = 0,125$ . При  $\alpha = 45^\circ$  и  $u_0 = 5 \text{ см/год}$  —

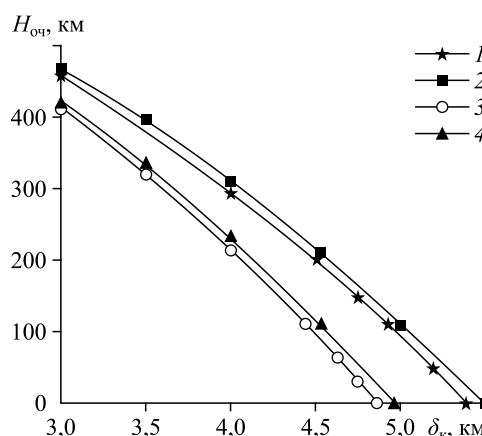
Рис. 5. Мощность на подошве плюма  $N$  в зависимости от толщины корового слоя  $\delta_k$ .  
1 —  $N(\delta_k)$ , 2 —  $\alpha = 60^\circ$ ,  $u_0 = 7 \text{ см/год}$ ,  
3 —  $\alpha = 60^\circ$ ,  $u_0 = 5 \text{ см/год}$ , 4 —  $\alpha = 45^\circ$ ,  $u_0 = 7 \text{ см/год}$ ,  
5 —  $\alpha = 45^\circ$ ,  $u_0 = 5 \text{ см/год}$ .

Рис. 6. Глубина расположения первичного очага  $H_{\text{оч}}$  в зависимости от толщины корового слоя  $\delta_k$  угла наклона субдуцирующей плиты  $\alpha$  и скорости субдукции  $u_0$ .

1 —  $\alpha = 45^\circ$ ,  $u_0 = 5$  см/год, 2 —  $\alpha = 45^\circ$ ,  $u_0 = 7$  см/год, 3 —  $\alpha = 60^\circ$ ,  $u_0 = 5$  см/год, 4 —  $\alpha = 60^\circ$ ,  $u_0 = 7$  см/год.

$N_{\text{пл}}/N = 0,088$ , при  $\alpha = 45^\circ$  и  $u_0 = 7$  см/год —  $N_{\text{пл}}/N = 0,121$ . Таким образом, доля тепловой мощности, затрачиваемой на плавление корового слоя при образовании первичного очага, составляет 9 – 12 % от тепловой мощности на подошве плюма.

На рис. 6 представлены зависимости глубины расположения первичного очага  $H_{\text{оч}} = 670 \text{ км} - X_{\text{оч}}$  от толщины корового слоя для различных  $\alpha$  и  $u_0$ . Как следует из рисунка, величина  $H_{\text{оч}}$  зависит от угла наклона субдуцирующей плиты  $\alpha$  и слабо зависит от скорости субдукции  $u_0$ . Согласно геологическим и геофизическим данным [1, 16], вулканизм в зоне субдукции проявляется при  $H_{\text{оч}} < 100 - 120$  км. Как показывают вычисления, этим значениям  $H_{\text{оч}}$  отвечает толщина корового слоя  $\delta_k > 4,44 - 5$  км. При значениях  $\delta_k < 4,44 - 5$  км плюмы в зоне субдукции не выходят на поверхность и могут проявляться в виде поднятий поверхности над первичным очагом [11]. При  $\delta_k > 5 - 5,5$  км вблизи поверхности формируется грибообразная голова плюма, которая проявляется на поверхности в виде крупных внедрившихся в земную кору магматических тел — батолитов [17].



### Зарождение термохимического плюма на кровле первичного очага и его подъем к поверхности

Как было показано в предыдущем разделе, образование первичного очага, согласно геологическим данным, происходит на глубине  $\sim 100 - 120$  км. При образовании первичного очага тепловая мощность  $N - N_x$  расходуется на плавление корового слоя субдуцирующей плиты, то есть тепловая мощность, полученная подошвой плюма от нижней мантии, передается от канала плюма в окружающую мантию и расходуется на плавление корового слоя в области первичного очага:  $N = N_{\text{пл}} + N_x$ .

Процесс плавления корового слоя со скоростью погружающейся плиты происходит непрерывно. Более легкие компоненты расплава накапливаются в верхней части первичного очага. Эти относительно легкие «добавки» взаимодействуют с мантией на кровле очага и понижают температуру плавления мантийного вещества до  $T_{\text{пх}} = T_{\text{пс}} - kc_2$ , где  $T_{\text{пх}}$  — температура плавления при наличии химической добавки,  $T_{\text{пс}}$  — температура плавления массива мантии без химической добавки, коэффициент  $k$  ( $^\circ\text{C}/\%$ ) представляет снижение температуры плавления за счет химической добавки,  $c_2$  — концентрация добавки на границе раздела «расплав — окружающая мантия» [14].

На кровле первичного очага происходит плавление мантийного вещества при наличии химической добавки и образование вертикального канала термохимического плюма, следствием деятельности которого является вулкан (см. рис. 1, 4). При сохранении баланса между притоком тепла на подошве плюма на границе 670 км и количеством тепла,

отданным окружающей мантии и на плавление корового слоя, плавление мантийного вещества на кровле очага возможно только при отводе тепла от расплава в канале плюма к кровле первичного очага. Вследствие такого отвода тепла на плавление на кровле очага понижается температура расплава в канале плюма и в первичном очаге на величину  $\Delta T_{sm}$ .

Термохимический плюм выплавляется в сплошном массиве, и поперечное сечение канала имеет вид, близкий к цилиндрическому, с двумя характерными размерами. В поперечном сечении граница канала имеет эллиптическую форму. Структура течения в канале плюма, неустойчиво стратифицированном по высоте, ячеистая. Подъемный поток имеет струйный характер. Опускной поток расположен по периметру границы канала. В ячейке канала плюма происходит понижение температуры опускающего потока, вызывающее образование сужения [18]. В месте сужения подъемный поток переходит на противоположную сторону канала и происходит нагрев опускающего потока. В результате этого нагрева диаметр канала в нижележащей ячейке увеличивается. Таким образом, каждая ячейка канала устойчиво стратифицирована [18].

Понижение температуры расплава в канале плюма при образовании вертикального канала от первичного очага, т.е. при образовании плюма, ответственного за формирование вулкана, происходит вследствие отвода от него количества тепла в окружающую мантию в единицу времени, равного  $N_{kb}$ . Понижение температуры расплава плюма на величину  $\Delta T_{sm}$  сказывается на увеличении перепада температуры между расплавом и границей «верхняя – нижняя мантии» (границей 670 км) и, соответственно, на увеличении тепловой мощности, передаваемой расплаву от подошвы термохимического плюма.

Оценим влияние плюма, зародившегося от первичного очага и проявляющегося на поверхности в виде вулкана, на величину понижения температуры в канале основного плюма и в первичном очаге ( $\Delta T_{sm}$ ). Также оценим влияние этого плюма на величину тепловой мощности на подошве плюма ( $N_2$ ), обусловленную понижением температуры  $\Delta T_{sm}$  над поверхностью источника тепла, расположенного на границе 670 км.

Тепловая мощность  $N_{kb}$ , отведенная от канала плюма протяженностью  $H_{оч}$ , сформировавшегося от первичного очага (см. рис. 4), определяется из соотношения

$$N_{kb} = 0,5 \pi \lambda \Delta T_0 H_{оч}. \quad (10)$$

Как было отмечено выше, увеличение тепловой мощности на подошве плюма на величину  $N_{kb}$  происходит из-за понижения температуры расплава на величину  $\Delta T_{sm}$ .

Мощность на подошве плюма  $N_2$  определяется согласно соотношению (3):

$$N_2 = 0,045 \pi d^2 \lambda (\Delta T_s + \Delta T_{sm})^{4/3} (\beta g / a \nu)^{1/3}, \quad (11)$$

где  $\Delta T_s + \Delta T_{sm}$  — перепад между температурой расплава и температурой поверхности теплообмена, который возникает вследствие понижения температуры расплава на величину  $\Delta T_{sm}$ . Увеличение мощности на подошве плюма  $N_2 - N$  равно мощности, отданной каналом плюма, образовавшимся от первичного очага, т.е.  $N_{kb} = N_2 - N$ . Тогда из соотношений (3), (10) и (11) получаем

$$(\Delta T_s + \Delta T_{sm})^{4/3} - \Delta T_s^{4/3} = 11,1 \Delta T_0 H_{оч} / d^2 (\beta g / a \nu)^{1/3}. \quad (12)$$

Согласно соотношению (12)

$$\Delta T_{sm} = \left[ \frac{11,1 \Delta T_0 H_{оч}}{d^2 (\beta g / a \nu)^{1/3}} + \Delta T_s^{4/3} \right]^{3/4} - \Delta T_s. \quad (13)$$

Оценим характерное время, за которое произойдет охлаждение расплава в канале плюма и возрастание тепловой мощности на подошве плюма. Объем расплава в канале термохимического плюма  $V$  определим из соотношения

$$V = (\pi d_3^2 / 4) L, \quad (14)$$

где  $L$  — протяженность канала. Величина  $L$  определяется равенством

$$L = H_{\text{оч}} + X_{\text{к}} + S, \quad (15)$$

где  $H_{\text{оч}}$  — длина канала плюма от первичного очага до поверхности,  $X_{\text{к}} = (670 \cdot 10^3 - H_{\text{оч}}) / \sin \alpha$  — длина канала плюма в коровом слое субдуцирующей плиты от первичного очага до границы 670 км, где происходит сопряжение с каналом плавления, расположенным вдоль границы 670 км,  $S$  — протяженность горизонтального канала плавления вдоль границы 670 км. Определим величину  $S$ , исходя из следующих рассуждений. Тепловая мощность на подошве плюма  $N$ , определяемая согласно равенству (3), равна тепловой мощности, передаваемой расплаву на границе 670 км:

$$N = 2q_1 L_{\text{в}} S, \quad (16)$$

где  $q_1 = 0,097 \text{ Вт/м}^2$  — удельный тепловой поток на границе верхней и нижней мантии,  $L_{\text{в}} = 62 \cdot 10^3 \text{ м}$  — высота конвективного валика в слое С у границы 670 км [11]. Тогда, согласно соотношению (16),

$$S = N / (2q_1 L_{\text{в}}). \quad (17)$$

С учетом равенства (15) объем расплава канала плюма в зоне субдукции переписывается в виде:

$$V = \frac{\pi d_3^2}{4} \left( H_{\text{оч}} + S + \frac{670 \cdot 10^3 - H_{\text{оч}}}{\sin \alpha} \right). \quad (18)$$

Количество тепловой энергии, выделившейся при понижении температуры в канале плюма на величину  $\Delta T_{\text{см}}$ , определяется как

$$W = V \rho C \Delta T_{\text{см}}. \quad (19)$$

Количество тепловой энергии, которое отводится от расплава канала, образовавшегося от первичного очага, за время  $t$  запишется следующим образом:

$$W = N_{\text{кв}} t. \quad (20)$$

Согласно соотношениям (10) и (20), время, за которое понизится температура расплава в канале плюма, рассчитывается как

$$t = W / N_{\text{кв}} = V \rho C \Delta T_{\text{см}} / (0,5 \pi \lambda \Delta T_0 H_{\text{оч}}). \quad (21)$$

Оценим время выхода вертикального канала плюма, порождающего вулкан, на поверхность. В настоящее время отсутствует возможность оценки концентрации химической добавки в первичном очаге, вызывающей понижение температуры плавления мантии. Известна только глубина расположения первичного очага, при которой плюм, выплавившийся от него, проявляется на поверхности в виде вулкана:  $H_{\text{оч}} = 100 - 120 \text{ км}$ .

Таблица 1

Параметры субдукционного термохимического плюма, образующегося на границе 670 км, и термохимического плюма, образующегося от первичного очага на глубине  $H_{\text{оч}}$  ( $\alpha = 60^\circ$ ,  $u_0 = 5$  см/год)

| $\delta_k$ , км | $d_3$ , км | $N \cdot 10^{-9}$ , Вт | $H_{\text{оч}}$ , км | $\Delta T_{\text{см}}$ , °C | $N_2 \cdot 10^{-9}$ , Вт | $S$ , км | $t$ , тыс. лет | $N_2/N$ |
|-----------------|------------|------------------------|----------------------|-----------------------------|--------------------------|----------|----------------|---------|
| 4,1             | 6,56       | 2,45                   | 193,8                | 2,32                        | 3,02                     | 269      | 13,08          | 1,233   |
| 4,44            | 7,1        | 2,87                   | 112,2                | 1,169                       | 3,326                    | 277      | 13,58          | 1,156   |
| 4,63            | 7,4        | 3,12                   | 64                   | 0,62                        | 3,78                     | 281      | 13,86          | 1,142   |
| 4,75            | 7,6        | 3,28                   | 30,84                | 0,28                        | 3,41                     | 284      | 14,04          | 1,09    |
| 4,863           | 7,78       | 3,45                   | 0                    | 0                           | —                        | —        | —              | —       |

Учитывая соотношения (8) и (10), определим среднюю скорость выплавления канала плюма:

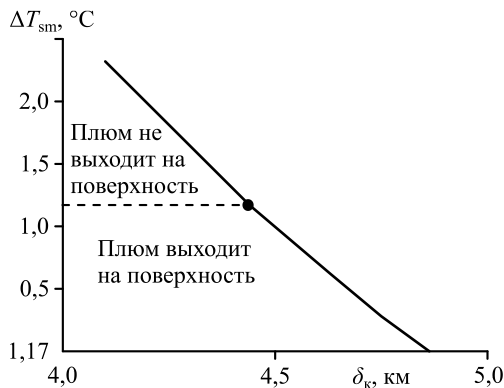
$$u_{\text{пл,ср}} = \frac{1}{H_{\text{оч}}} \int_0^{H_{\text{оч}}} u_{\text{пл}} dx = \frac{1,5\lambda\Delta TH_{\text{оч}}}{d_3^2 (B + C\Delta T_c) \rho}. \quad (22)$$

Из соотношения (22) находим время выхода на поверхность для плюма, выплавляющегося от первичного очага и ответственного за образование вулкана:

$$t_v = H_{\text{оч}} / u_{\text{пл,ср}} = \rho d_3^2 (B + C\Delta T_c) / (1,5\lambda\Delta T_0). \quad (23)$$

Вычисления параметров плюма выполнялись при значениях параметров верхней мантии, представленных выше. Параметры плюмов в зоне субдукции, зарождающихся на границе 670 км и образующих первичный очаг в верхней мантии, и плюмов, выплавляющихся от первичного очага и порождающих вулканы, представлены в табл. 1 для угла наклона субдуцирующей плиты  $\alpha = 60^\circ$  и её скорости  $u_0 = 5$  см/год. Также в ней представлены оценки области протяженности горизонтального канала плавления  $S$  вдоль границы 670 км и время  $t$ , за которое понизится температура расплава в канале плюма.

Согласно геологическим данным, вулканы в зоне субдукции проявляются при глубине расположения первичного очага  $H_{\text{оч}} < 100 - 120$  км [1, 16]. При  $H_{\text{оч}} > 100 - 120$  км плюм, образовавшийся от первичного очага, не выходит на поверхность. Так, при  $\delta_k = 4,1$  км,  $H_{\text{оч}} = 193,8$  км (табл. 1) плюм не выходит на поверхность континентального крыла субдукционной зоны. Как видно из табл. 1, при  $H_{\text{оч}} = 112$  км понижение первоначальной температуры расплава составляет  $\Delta T_{\text{см}} = 1,17$  °C. С увеличением толщины корового слоя субдуцирующей плиты  $\delta_k$  увеличивается мощность на подошве плюма и уменьшается



глубина расположения первичного очага. В этом случае уменьшается и величина  $\Delta T_{\text{см}}$  (рис. 7, табл. 1). При  $\Delta T_{\text{см}} > 1,17$  °C плюм не выходит на поверхность (рис. 7).

Это означает, что источник тепла (на границе 670 км) не может увеличить тепловую мощность более, чем на 16 %

Рис. 7. Понижение температуры в расплаве канала плюма в коровом слое субдуцирующей плиты при образовании термохимического плюма на кровле первичного очага и его подъеме к поверхности.

Таблица 2

Параметры термохимического плюма, поднявшегося на поверхность от первичного очага, расположенного на глубине 110 км

| $\delta_k$ , км | $d_3$ , км | $\alpha$ , град | $u_0 \cdot 10^9$ , м/с | $N \cdot 10^{-9}$ , Вт | $H_{оч}$ , км | $\Delta T_{sm}$ , °C | $N_2 \cdot 10^{-9}$ , Вт | $S$ , км | $t$ , тыс. лет | $N_2/N$ | $t_b$ , млн лет |
|-----------------|------------|-----------------|------------------------|------------------------|---------------|----------------------|--------------------------|----------|----------------|---------|-----------------|
| 4,44            | 7,1        | 60              | 1,6                    | 2,87                   | 112,2         | 1,169                | 3,326                    | 277      | 13,58          | 1,159   | 1,64            |
| 4,93            | 7,88       | 45              | 1,6                    | 3,535                  | 110           | 0,934                | 3,982                    | 331      | 16,29          | 1,126   | 2,02            |
| 4,53            | 7,25       | 60              | 2,22                   | 2,993                  | 110           | 1,10                 | 3,44                     | 286      | 13,7           | 1,15    | 1,71            |
| 5,01            | 8,02       | 45              | 2,22                   | 3,662                  | 111,6         | 0,915                | 4,115                    | 342      | 16,44          | 1,124   | 1,7             |

от первоначальной тепловой мощности на подошве плюма (см. табл. 1, отношение мощностей  $N_2/N = 1,156$  при глубине расположения первичного очага  $H_{оч} = 112$  км).

Как следует из табл. 1, протяженность канала плюма вдоль границы 670 км оставляет  $S = 270 - 280$  км. Время установления режима теплообмена термохимического плюма, при котором выплавляется канал плюма от первичного очага, составляет  $t = 13 - 14$  тыс. лет.

В таблице 2 представлены параметры субдукции, плюма, образующегося в зоне субдукции на границе 670 км, и плюма, образующегося от первичного очага, находящегося на глубине  $H_{оч} = 110$  км. Видно, что мощность на подошве термохимического плюма, расположенной на границе 670 км, возрастает на 12 – 16 % от первоначальной мощности  $N$ . Время  $t = 14 - 16$  тыс. лет, за которое на подошве плюма происходит увеличение тепловой мощности на 12 – 16 %, много меньше времени выхода на поверхность плюма, образующегося от первичного очага и ответственного за формирование вулкана, составляющего  $t_b = 1,7 - 2$  млн лет. Понижение температуры расплава в канале плюма для различных углов наклона погружающейся плиты  $\alpha$  и скоростей субдукции  $u_0$  составляет  $\Delta T_{sm} = 0,92 - 1,17$  °C.

### Заключение

На основе модели тепловых и гидродинамических процессов в зоне субдукции и условий образования термохимических плюмов на границе верхней и нижней мантии (границе 670 км) найдены основные параметры термохимического плюма, образующегося в плоском коровом слое океанической литосферной плиты, погружающейся под континент. Определены тепловая мощность, отдаваемая на глубине 670 км термохимическому плюму, тепловая мощность, отдаваемая каналом плюма окружающей мантии, и скорость подъема (выплавления) плюма в зависимости от толщины корового слоя и скорости субдукции. Ширина канала плюма оценена с помощью экспериментального моделирования.

Удалось определить параметры первичного очага — области, в которой образуется вертикальный канал плюма, выплавляющийся к поверхности континентального крыла зоны субдукции. Вычисления показали, что доля тепловой мощности, затрачиваемой на плавление корового слоя при образовании первичного очага, составляет 9 – 12 % от тепловой мощности на подошве плюма. Определена глубина расположения первичного очага в зависимости от параметров субдукции. Первичный очаг возникает в области, где скорость выплавления канала направлена противоположно скорости субдукции и равна ей по величине.

При постоянной во времени скорости субдукции и стационарном расположении первичного очага происходит плавление корового слоя погружающейся плиты и накопление легких добавок, понижающих температуру плавления у кровли первичного очага. При взаимодействии таких добавок с веществом мантии под континентом происходит понижение температуры плавления мантийного вещества. Имеет место плавление кровли

первичного очага и выплавление вертикального канала термохимического плюма, ответственного за образование вулкана. Плавление и образование такого термохимического плюма вызывает понижение температуры расплава в канале плюма, выплавляющемся в наклонном коровом слое, и создает увеличение тепловой мощности на границе 670 км. На основании геологических данных о глубине расположения первичного очага найдено предельное значение понижения температуры расплава  $\Delta T_{sm} = 1,2^\circ\text{C}$ .

Время выхода на поверхность плюма, образующегося на кровле первичного очага и порождающего вулкан, много меньше времени существования субдукции и проявляющегося на континентальном крыле вулканизма и составляет  $t_v = 1,7 - 2$  млн лет. Для геологически и геофизически установленных скорости субдукции и толщины корового слоя определены основные параметры термохимического плюма, выплавляющегося от первичного очага, и время установления режима теплообмена, при котором происходит выплавление канала плюма.

### Список литературы

1. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Гео, 2001. 409 с.
2. Wallace P.J. Volatiles in subduction zone magmas: concentrations and fluxes based on melt inclusion and volcanic gas data // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2005. Vol. 140. P. 217–240.
3. Mibe K., Kawamoto T., Matsukage K.N., Fei Y., Ono S. Slab melting versus slab dehydration in subduction-zone magmatism // Proc. National Acad. Sci. U.S.A. 2011. Vol. 108, No. 20. P. 8177–8182.
4. Zellmer G.F., Edmonds M., Straub S.M. Volatiles in subduction zone magmatism // Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 2015. Vol. 410. P. 1–17.
5. Grove T.L., Till C.B., Krawczynski M.J. The role of  $\text{H}_2\text{O}$  in subduction zone magmatism // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2012. Vol. 40. P. 413–439.
6. Pearce J.A., Peate D.W. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 1995. Vol. 23. P. 251–285.
7. Turner S.P., George R.M.M., Evans P.J., Hawkesworth C.J., Zellmer G.F. Time-scales of magma formation, ascent and storage beneath subduction-zone volcanoes // Phil. Trans. R. Soc. Lond. A. 2000. Vol. 358. P. 1443–1464.
8. Straub S.M., Gymez-Tuena A., Vannucchi P. Subduction erosion and arc volcanism // Nat. Rev. Earth Environ. 2020. Vol. 1. P. 574–589.
9. Jagoutz O., Kelemen P.B. Role of arc processes in the formation of continental crust // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2015. Vol. 43. P. 12–1–12–42.
10. Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А., Гладков И.Н., Дистанов В.Э. Тепловая и гидродинамическая структура и вулканизм в зоне субдукции // Вест. ЗабГУ. 2019. Т. 25, № 9. С. 13–24.
11. Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г., Дистанов В.Э., Гладков И.Н. Об источнике тепла в зоне субдукции // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12, № 3. С. 471–484.
12. McDonnell R.D. Deformation of fine-grained synthetic peridotite under wet conditions // Ph. D. Thesis. Geologica Ultraiectina, No. 152. Utrecht University, 1997. 195 p.
13. Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Силы, действующие на субдуцирующую океаническую плиту // Геотектоника. 2014. № 1. С. 62–76.
14. Кирдяшкин А.А., Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Термохимические плюмы // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 9. С. 1057–1073.
15. Михеев М.А. Основы теплопередачи. 2-е изд. Москва, Ленинград: Госэнергоиздат, 1949. 396 с.
16. Turcotte D.L., Schubert G. Geodynamics. 3rd edition. Cambridge University Press, 2014. 636 p.
17. Аллисон А., Палмер Д. Геология. М.: Мир, 1984. 568 с.
18. Гладков И.Н., Дистанов В.Э., Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Об устойчивости границы раздела расплав–твердое тело на примере устойчивости канала плюма // Изв. РАН. МЖГ. 2012. № 4. С. 5–22.

*Статья поступила в редакцию 8 декабря 2021 г.,  
после доработки — 8 декабря 2021 г.,  
принята к публикации 22 марта 2022 г.*