

## ПАРАМЕТРЫ ГОРЯЧИХ ТОЧЕК И ТЕРМОХИМИЧЕСКИХ ПЛЮМОВ

Н.Л. Добрецов, А.Г. Кирдяшкин, А.А. Кирдяшкин

*Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

Для оценки условий тепло- и массообмена по высоте канала плюма выделены три типа плюмов: а) расположенные в океанических и континентальных областях вдали от зон спрединга; б) находящиеся на оси срединно-океанического хребта; в) расположенные вблизи оси хребта.

С учетом геолого-геофизических данных получены оценки расхода расплава, изливающегося на поверхность, а на основе величин расхода расплава — оценки тепловой мощности источников мантийных плюмов, формирующихся на границе ядро—мантия. Мощность источников для плюмов Буве, Гавайского и Исландского равна соответственно  $1,57 \cdot 10^7$ ,  $3,02 \cdot 10^8$  и  $3,78 \cdot 10^8$  кВт.

Проанализирован тепло- и массообмен термохимического плюма при подъеме от ядро-мантийной границы. Для плюмов, имеющих мощность  $N = (3,0—3,8) \cdot 10^8$  кВт и время подъема  $t = 1—5$  млн лет, определены наиболее вероятные значения вязкости расплава в канале плюма и числа Льюиса для химической добавки, понижающей температуру плавления на границе ядро—мантия. Для этих чисел Льюиса оценены характерные перепады температуры  $\Delta T_{II}$  между температурой плавления массива и температурой подошвы плюма. Для рассмотренных значений  $\Delta T_{II}$  при числах  $Le = 100—1000$  рассчитаны параметры (концентрации добавки, перепады температуры, тепловая мощность, время и скорость подъема) для диаметров источника плюма на границе ядро—мантия  $d_s = 70$  и  $100$  км.

*Горячие точки, термохимический плюм, тепло- и массообмен плюма, расход расплава, тепловая мощность, число Льюиса, время подъема, перепад температуры.*

## PARAMETERS OF HOT SPOTS AND THERMOCHEMICAL PLUMES

N.L. Dobretsov, A.G. Kirdyashkin, and A.A. Kirdyashkin

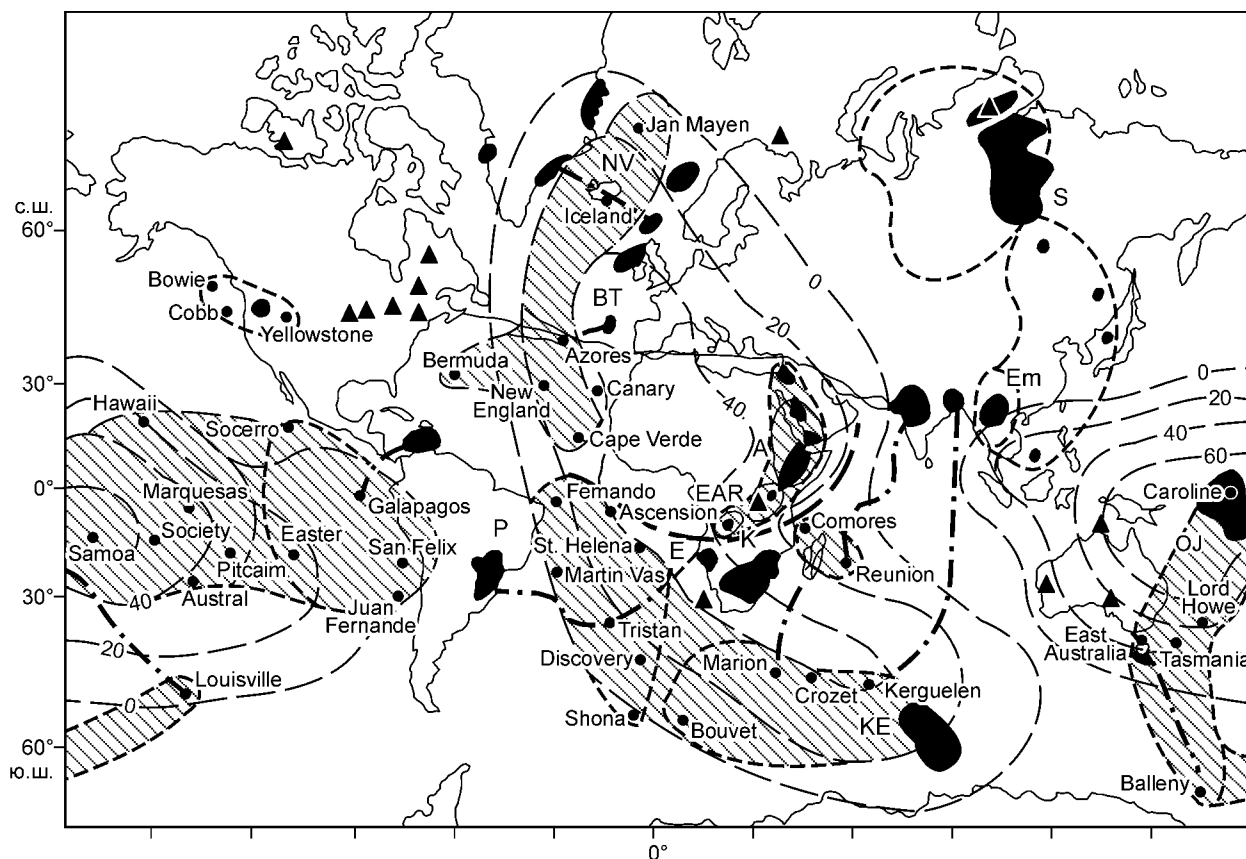
To estimate conditions of heat and mass transfer through a plume channel, three kinds of plumes have been recognized: (a) plumes located in oceanic and continental regions far from spreading zones; (b) plumes at the axis of a mid-ocean ridge, and (c) plumes situated near the ridge axis. Given geological and geophysical data, the flow rate of the effused magma has been estimated. The flow rate values permitted us to estimate the heat power of the source of the plumes formed at the core-mantle boundary. The source powers for the Bouvet, Hawaiian, and Icelandic plumes are  $1.57 \cdot 10^7$ ,  $3.02 \cdot 10^8$ , and  $3.78 \cdot 10^8$  kW, respectively.

We have analyzed the heat and mass transfer of a thermochemical plume rising from the core-mantle boundary. The most probable values of melt viscosity in the plume channel and Lewis numbers for a chemical additive which lowers the melting point at the core-mantle boundary have been obtained for plumes with  $N = (3.0—3.8) \cdot 10^8$  kW, rising for 1–5 Myr. For these Lewis numbers, typical temperature gradients  $\Delta T_{II}$  between the melting point of the massif and the temperature of plume sole have been found. For the given  $\Delta T_{II}$  at  $Le = 100—1000$ , such parameters as additive concentration, temperature gradient, power, and time and velocity of rise are calculated for the plume source diameters at the core-mantle boundary  $d_s = 70$  and  $100$  km.

*Hot spot, thermochemical plume, heat and mass transfer, melt flow rate, heat power, Lewis number, time of rise, temperature gradient*

## ВВЕДЕНИЕ

Горячие точки, трактуемые нами как проявление термохимических плюмов [1, 2], обнаруживают большое разнообразие проявлений на поверхности Земли. На рис. 1 приведены современные горячие точки, главные поля мезозойско-кайнозойских платобазальтов и изолинии аномалий геоида. Последние хорошо согласуются с главными сейсмотомографическими аномалиями в нижней мантии, которые можно рассматривать как области возникновения нижнемантийных плюмов на границе внешнего ядра и нижней мантии [3—5].



**Рис. 1. Распределение фанерозойских (кружки) и протерозойских (треугольники) горячих точек на поверхности Земли и связь (известная или предполагаемая) горячих точек с мезозойско-кайнозойскими полями платобазальтов (залитыми черным цветом) по данным [3—5] с добавлениями.**

Штриховыми линиями обозначены аномалии геоида (в метрах), коррелирующие с областями пониженных скоростей сейсмических волн в нижней мантии. BT — провинция Бритиш Тэзэри, NV — Северо-Атлантическая вулканическая провинция, А — Афар, EAR — Восточно-Африканские рифты, К — Карру, Е — Этендека, Em — Эмейшань, Р — Парана, OJ — плато Онтонг-Джава, KE — Кергулен, S — сибирские траппы. Штриховкой обозначены горячие поля.

Горячие точки группируются в горячие поля, которые можно трактовать как проявления суперплюмов [5—8], причем существует несколько вариантов такой группировки. Горячие точки в пределах **Африкано-Атлантической аномалии** геоида можно объединить в одно горячее поле [6]. Но, возможно, они представляют четыре или пять самостоятельных полей: 1) Северо-Атлантическое, от Ян-Майена до островов Зеленого Мыса; 2) Южно-Атлантическое, от Фернандо до Шона; 3) Индийско-Антарктическое, от Буве (вблизи тройной точки) до Кергулена (два последних поля могут быть объединены в одно); 4) Восточно-Африканское поле, включая тройное сочленение Афар, Красноморский, Аденский и Эфиопский рифты, а также две кольцевые структуры Восточно-Африканских рифтов; 5) Западно-Индийское поле, включающее горячие точки Коморы и Реюньон (поля 4 и 5 могут быть также объединены в одну цепочку плюмов). На рис. 1 жирная штриховая линия разделяет эти поля и аномалию геоида на две области с разной историей и длительностью функционирования мантийных плюмов. В северной области структуры более молодые: Северо-Атлантические плюмы начали функционировать 90—120 млн лет назад (поле в Западной Гренландии и хребте Альфа) [6, 9], Северная Атлантика стала раскрываться 100 млн л.н.; Восточно-Африканские поля базальтов начали формироваться 30 млн л.н., Аденский рифт открывается 25—30 млн л.н., Красноморский рифт — последние 12 млн лет [1].

Структура и плюмы южной области начали формироваться не менее 180 млн лет назад. Например, платобазальты Парана и Этендека сформировались 180 млн л.н. на начальной стадии плюма Тристан; плато Кергулен — 120 млн лет, траппы Декана — 90 млн л.н. Поля платобазальтов, связанные с начальной стадией деятельности плюмов, оказались отодвинутыми от современных горячих точек [1, 5].

Горячие точки в пределах **Тихоокеанско-Австралийской аномалии** геоида могут быть сгруппированы в одно горячее поле [6] или в 2—3 самостоятельных поля с разной геодинамической обстановкой: 6) Восточно-Тихоокеанское поле, где горячие точки расположены на Восточно-Тихоокеанском

срединно-океаническом хребте или вблизи него (в основном это молодые плюмы, сформировавшиеся 30 млн лет назад); 7) Западно-Тихоокеанское (или Гавайское, по наиболее известному мантийному плюму) поле в центральной части Тихоокеанской океанической плиты (плюмы функционируют здесь, начиная с 80—90 млн лет); 8) Австралийско-Антарктическое поле или цепочка плюмов включает Каролинский плюм и вулканическое плато Онтонг-Джава (с возрастом базальтов 90 и 120 млн лет соответственно), плюмы Лорд Хоу, Тасмания, Восточно-Австралийский и Баллени с возможным продолжением до горячей точки Луисвилль; это поле связано с деятельностью Индийско-Антарктического срединно-океанического хребта или Западно-Тихоокеанских окраинных морей.

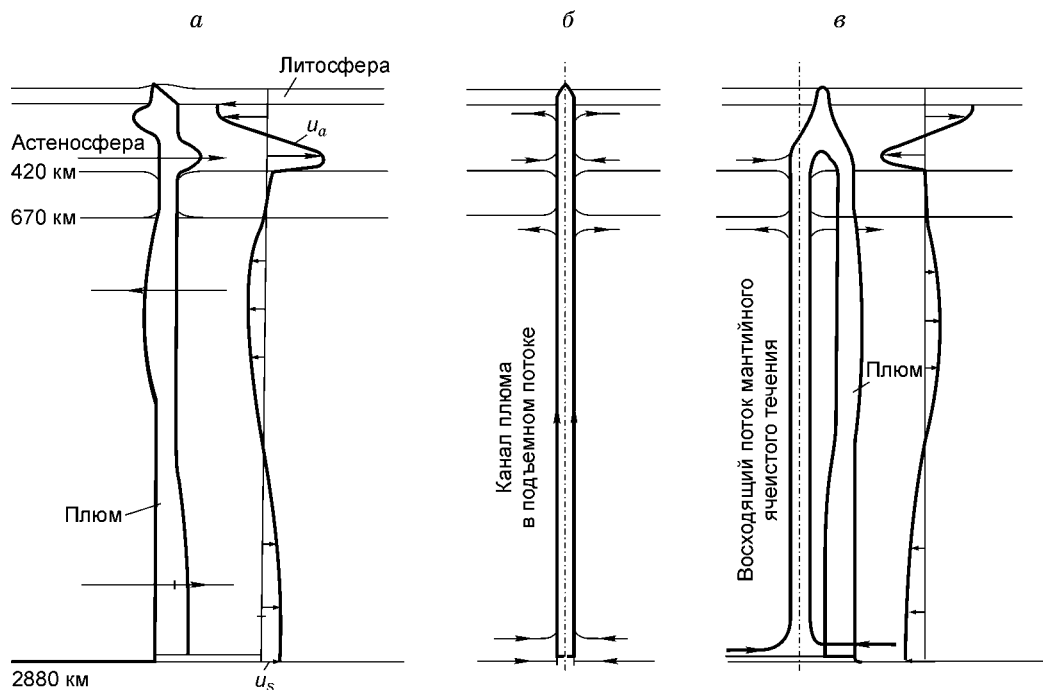
Наконец, вне аномалий геоида располагаются: частично поле 8; 9) Западно-Американское поле, включающее плюмы Боуи, Кобб, Йеллоустонский, плато Колорадо, зону Бассейнов и Хребтов, рифт Рио-Гранде; 10) может быть намечено Восточно-Азиатское поле, включающее Монгольский и Восточно-Китайский плюмы и связанные с ними базальтовые поля, а также центры спрединга в Японском и Южно-Китайском морях, раннемезозойские платобазальты Эмейшань в Юго-Восточном Китае.

Всего на рис. 1 показано около 50 мантийных плюмов (некоторые авторы приводят цифру до 100 плюмов), из них около 50—55 % связаны со срединно-океаническими хребтами (наиболее типичный пример — Исландский плюм), 15 % располагаются внутри океанических плит (Гавайи), 15 % — внутриконтинентальные (Йеллоустонский, Восточно-Африканские, Монгольский и др.), 15 % связаны с центрами спрединга в окраинных морях. Значительная часть плюмов совпадает с точками тройных сочленений (Афар, Баллени, Галапагос) или представляли участки тройных сочленений в прошлом (Азоры, Тристан, Марион, Кергулен и др.)

### 1. ТИПЫ МАНТИЙНЫХ ПЛЮМОВ И УСЛОВИЯ ИХ ТЕПЛООБМЕНА И ГИДРОДИНАМИКИ

Мы не будем пока рассматривать суперплюмы и условия формирования гигантских полей платобазальтов типа траппов Сибири или плато Онтонг-Джава. Отметим, что размеры этих полей (2—4 тыс. км в поперечнике) сопоставимы с крупнейшими современными горячими полями как вероятными суперплюмами. Рассмотрим плюмы, проявляющиеся в виде локальной магматической струи (Гавайский, Исландский или Йеллоустонский) с диаметром базальтовых полей (или более сложных магматических ареалов) не более 300 км. Для оценки условий тепло- и массообмена по высоте канала плюма можно выделить следующие типы плюмов, показанные на рис. 2.

а. Плюм, расположенный под движущейся океанической плитой (Гавайи). Процесс тепло- и массообмена происходит здесь в условиях горизонтального мантийного течения, смещающего плюм.



**Рис. 2. Схемы расположения плюмов и влияние мантийных конвективных течений на них.**

Типы плюмов: а — под движущейся океанической плитой; б — на оси срединно-океанического хребта; в — вблизи срединно-океанического хребта.  $u_s$  — скорость подошвы мантии,  $u_a$  — скорость в астеносфере.