

А.А. АРИСКИН, А.Ю. БУЛАНЖЕ, А.Г. ГОРШКОВ,
И.Л. ЛУКАШЕВИЧ, М.Я. ФРЕНКЕЛЬ

ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА И ЕГО СВЯЗЬ С ТЕКТОНИКОЙ РЕГИОНА

(Представлено академиком Д.С. Коржинским 21 VI 1984)

Динамика формирования океанической коры в рифтовых зонах в значительной степени определяется скоростью раздвижения океанского дна и термическим режимом магматических очагов, в которых образуется и дифференцируется базальтовая магма.

Целью настоящей работы является расчет температур магматических очагов Срединно-Атлантического хребта и выявление зависимости температурного режима хребта от локальной геодинамической обстановки. Для расчета температур магматических очагов нами использован метод численного моделирования ликвидусных фазовых соотношений в породах основного состава, разработанный М.Я. Френкелем и А.А. Арискиным [1].

В своей работе мы исходили из предположения, что ликвидусная температура базальтового стекла должна соответствовать температуре базальтовых расплавов в верхней магматической камере, и рассчитали эти температуры для стекол толеитовых базальтов Срединно-Атлантического хребта. Точность расчета $\pm 2^\circ\text{C}$. Нами использованы данные о составе 185 стекол, приведенные в [2–4]. Мы изучали распределение температур магматических очагов в зависимости от степени дифференциации базальта, о которой судили по отношению $I = \text{FeO}^*/\text{MgO}$. Стекла с $I > 2,5$ из анализа исключались, из 185 стекол встретились только 3 образца с такой высокой степенью дифференцированности.

Для анализа связи термического и тектонического режимов Срединно-Атлантический хребет был разделен на участки приблизительно через 1° . Затем участки с одинаковыми зависимостями температуры от степени дифференцированности были объединены и, по существу, оказались заключенными в пределах однородных блоков между крупными трансформными разломами или в пределах самих разломов. Всего оказалось 19 участков (табл. 1). Из таблицы видно, что участки 8 и 9 между 43 и 35° с.ш. также можно объединить. В эту зону попадает Азоро-Гибралатрское тройное сочленение.

Распределение ликвидусных температур толеитовых стекол в зависимости от железо-магниевого отношения показано на рис. 1 на примере Исландии, а также хребтов — Исландского, Рейкьянес и Мона. Характер зависимости для каждого участка таков, что ее можно описать линейной регрессией. На рис. 2 приведены линии регрессии для рассчитанных нами температур ликвидуса и температур, полученных для тех же районов Шиллингом в результате физико-химического моделирования [5]. Хорошее соответствие свидетельствует о применимости выбранной нами методики.

Для того чтобы можно было сравнить результаты, по уравнениям регрессии рассчитаны температуры для минимальной степени дифференцированности изученных стекол $I = 0,9$, а также для $I = 0,5$. Из данных [6] и наших предварительных

Таблица 1

Расчетные значения температур вдоль Срединно-Атлантического хребта

№ уч.	Название	Широта	Число точек	Диапазон $I = \text{FeO}^*/\text{MgO}$
1	Хр. Мона	73,0–71,8° с.ш.	7	0,95–1,26
	Разлом Ян-Майен			
2	Исландский хр.	69,7–66,9° с.ш.	8	1,24–2,10
	Разлом Тьернес			
3	Исландия	65,0–64,0° с.ш.	12	0,97–1,62
4	Рейкьянес	63,0–54,0° с.ш.	10	1,11–2,00
5	Разлом Чарли-Гиббс	52,7–52,3° с.ш.	7	1,20–1,68
6	Северо-Атлантический хр.	52,0–49,0° с.ш.	6	1,13–1,32
	Разломы 49,0° с.ш. и 48,0° с.ш.			
7	Северо-Атлантический хр.	48,0–43,0° с.ш.	17	0,86–1,57
8	Азоро-Гибралтарское поднятие	42,4–38,4° с.ш.	18	0,98–2,11
	Восточно-Азорская разломная зона			
9	Азоро-Гибралтарское поднятие	37,0–35,0° с.ш.	21	0,94–1,50
	Разлом Океанографер			
10	Северо-Атлантический хр.	34,9–32,0° с.ш.	11	1,01–1,46
	Разлом Атлантис			
11	Северо-Атлантический хр.	28,9–25,0° с.ш.	6	0,98–1,41
	Разлом Кейн			
12	Северо-Атлантический хр.	23,0–22,0° с.ш.	11	1,22–1,64
13	Разлом Вима	11,37–11,0° с.ш.	4	1,28–1,69
14	Разлом Сан-Паулу	00,9–00,3° с.ш.	4	1,22–1,93
15	Южно-Атлантический хр.	20,5° ю.ш.	5	1,26–1,34
16	Зона разломов	22,0–23,0° ю.ш.	7	1,04–1,48
17	Южно-Атлантический хр.	23,5–25,0° ю.ш.	16	1,14–1,44
18	Южно-Атлантический хр.	27,0–28,0° ю.ш.	9	1,17–1,42
19	8,025–23,7° з.д.	28,0–30,9° ю.ш.	5	0,86–1,49

расчетов следует, что степень дифференцированности примитивной магмы, поступающей в верхний очаг, приблизительно 0,5. Тогда температуру, рассчитанную для $I = 0,5$, можно считать максимальной температурой, с которой поступает вещество в магматический очаг.

Основные результаты приведены в табл. 1, из которой видно, что при довольно значительном разбросе максимальных значений степени дифференцированности I вдоль хребта минимальная температура остается очень стабильной и равна 1194 °С при дисперсии $\sigma = 5$ °С. Исключение составляет Исландия, которая является особой точкой по характеру магматической деятельности. Поскольку минимальная температура является температурой самого верхнего слоя магматического очага, ее устойчивость может свидетельствовать об одинаковых условиях на поверхности очагов вдоль всего Срединно-Атлантического хребта, в частности об одинаковой глубине верхней границы очагов.

Диапазон температур, °С	Уравнение линий регрессии	T, °С	
		I = 0,9	I = 0,5
1213–1197	$T = 1258 - 46I$	1217	1238
	Разлом Ян-Майен		
1220–1190	$T = 1258 - 31I$	1230	1243
	Разлом Тьернес		
1254–1212	$T = 1289 - 47I$	1247	1266
1227–1189	$T = 1297 - 55I$	1248	1270
1217–1194	$T = 1248 - 31I$	1220	1233
1220–1195	$T = 1318 - 91I$	1236	1273
	Разломы 49,0° с.ш. и 48,0° с.ш.		
1232–1194	$T = 1235 - 21I$	1216	1225
1229–1187	$T = 1259 - 38I$	1225	1240
	Восточно-Азорская разломная зона		
1222–1195	$T = 1258 - 39I$	1223	1239
	Разлом Океанографер		
1248–1196	$T = 1330 - 89I$	1250	1286
	Разлом Атлантик		
1229–1200	$T = 1299 - 73I$	1233	1263
	Разлом Кейн		
1210–1192	$T = 1250 - 34I$	1219	1233
1219–1190	$T = 1294 - 62I$	1238	1263
1206–1187	$T = 1222 - 15I$	1209	1215
1222–1207	$T = 1457 - 187I$	1289	1364
1217–1196	$T = 1257 - 38I$	1223	1238
1219–1196	$T = 1316 - 85I$	1240	1274
1218–1197	$T = 1291 - 63I$	1234	1260
1240–1193	$T = 1304 - 77I$	1235	1266

С другой стороны, при $I = 0,5$ максимальная температура сильно изменяется, от 1215 до 1364 °С, для разных участков хребта. Заметим, что эта температура определяется температурой поступающего из глубинных слоев верхней мантии вещества и температурой подстилающей очаг астеносферы. В последнее время в литературе [7, 8] приводилась точка зрения, что магма зарождается на глубине существования шпинелевой фации лерцолита, т.е. 50–60 км, хотя окончательно этот вопрос и не решен. Что касается температуры окружающей астеносферы, то она зависит от конкретной тектонической обстановки. Из табл. 1 видно, что изменение термического режима рифтовой зоны связано с переходом через трансформные разломы. В [9] мы показали, что если восходящий мантийный поток находится под Исландией, то он вызывает перетекание вещества в астеносфере под гребнем Северо-Атлантического хребта на север и юг от центра потока. Тогда все разломы Северной Атлантики по характеру их влияния на термический режим можно разделить на два типа. К пер-

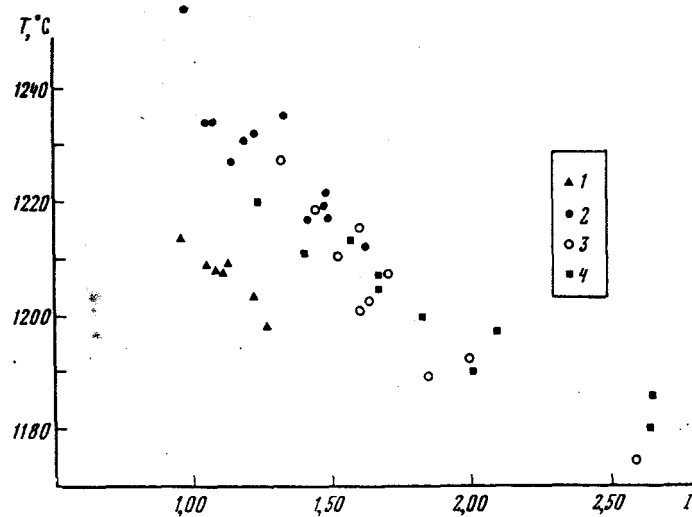


Рис. 1. Распределение ликвидусных температур толентовых стекол в зависимости от железо-магнезиального отношения. 1 – хр. Мона; 2 – Исландия; 3 – хр. Рейкьянес; 4 – Исландский хребет

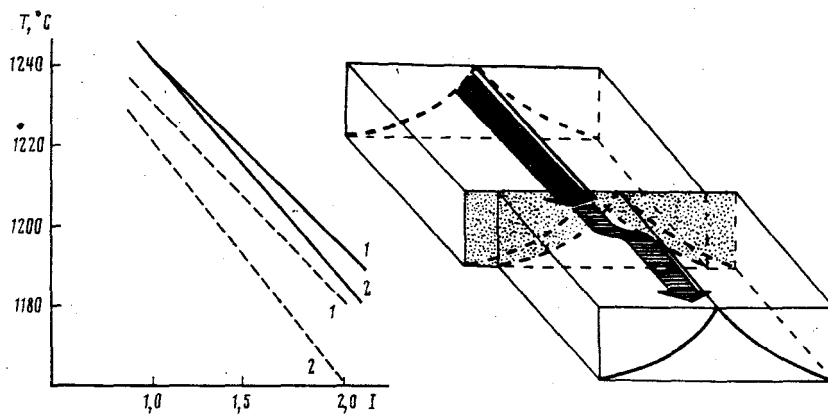


Рис. 2. Осредненные температуры, вычисленные авторами (сплошные линии) и полученные в результате физико-химического моделирования [5] (штриховые линии). 1 – Исландия; 2 – хр. Рейкьянес

Рис. 3. Влияние трансформного разлома на астеносферный поток

вому относятся разломы, при переходе через которые (по направлению течения астеносферного потока) температура поступающего расплава уменьшается, ко второму типу — разломы, приводящие к увеличению этой температуры.

Тектоническая роль разломов обоих типов различна: разломы первого типа или не смещают ось рифтовой зоны, или смещают ее не дальше 5-й магнитной аномалии (т.е. 100–150 км для Северной Атлантики)*, разломы второго типа смещают ось рифтовой зоны значительно сильнее.

Заметим, что, как видно из таблицы, ликвидусные температуры стекол, драгированных в 3 из 4 трансформных разломах, значительно ниже, чем ликвидусные температуры стекол из прилегающих участков хребта. Этот факт, по-видимому, можно объяснить более интенсивным охлаждением мантийного вещества под трансформными разломами за счет проникновения в них океанской воды. В таком случае разломы первого типа могут способствовать снижению температуры в астеносферном потоке. Что касается разломов второго типа, то можно предположить, что повышение температуры вещества, поступающего в магматический очаг при значительном смещении осей рифтовой зоны, происходит вследствие проявления "дамбового" эффекта [11]. "Дамбовый" эффект появляется за счет перегораживания расположенной под рифтовой зоной астеносферной призмы боковой поверхностью литосферной плиты, смещенной в этом месте по трансформному разлому (рис. 3). При этом блокируется и рассеивается текущий под хребтом астеносферный поток и к поверхности поднимается более глубинное, а следовательно, и более горячее вещество мантии. Высота подъема определяется по формуле $H = a\sqrt{t}$ (км), где H — мощность литосферы, t — величина сдвига рифтовой оси, млн. лет, a равно 7,5 для t [0–20] млн. лет, 8,3 для t [20–60] млн. лет и 8,1 для $t > 60$ млн. лет [12].

Для разломов со значительным сдвигом (например, Чарли-Гиббс, $t = 38$ млн. лет) разогрев, по-видимому, преобладает над охлаждением. Заметим, что Азоро-Гибралтарское поднятие влияет на термический режим так же, как и разломы второго типа, т.е. способствует повышению температуры. Возможно, оно играет роль дамбы, поскольку имеет под собой кору большой мощности [13], под тяжестью которой прогибается и подстилающая ее литосфера.

Южная Атлантика изучена значительно меньше, чем Северная. Мы располагали данными по хребту на 27–28° ю.ш. [4] и данными [3] для той же широты, но для участков коры с возрастом от 21 до 53 млн. лет (участки 18 и 19). Из табл. 1 видно, что результаты расчетов для этих участков различаются незначительно, т.е. можно предположить, что в этом районе, по крайней мере за последние 53 млн. лет, условия выплавки магматических пород практически не менялись.

На основании полученных материалов можно сделать следующие выводы. 1. Поскольку минимальная температура магматических очагов на всем протяжении Срединно-Атлантического хребта остается постоянной, можно считать, что и глубина их расположения вдоль хребта почти не меняется. 2. Термический режим магматических очагов зависит от локальной тектонической обстановки, в частности от расположения трансформных разломов, степени смещения оси рифтовой зоны и направления астеносферного потока под хребтом.

Институт океанологии им. П.П. Ширшова
Академии наук СССР
Институт геохимии и аналитической химии
им. В.И. Вернадского
Академии наук СССР
Москва

Поступило
24 VII 1984

* Возраст океанской коры определялся по карте осей палеомагнитных аномалий [10].

ЛИТЕРАТУРА

1. *Арускин А.Л., Френкель М.Я.* - Геохимия, 1982, № 3, с. 338.
2. *Sigurdsson H.* - I. Geophys. Res., 1981, vol. 86, N» BIO, p. 9483.
3. *Melson W.G., Byerly G.R., Nelen J.A. et al.* - Contrib. Earth Sci., 1977, vol. 19, p. 31.
4. Отчет нис "Штокман", рейс № 7, М.: ИОАН СССР. 1982.
5. *Fisk M.R., Schilling J.G., Sigurdsson H.* - Contrib. to Mineral, and Petrol., 1980, vol. 74, p. 361.
6. *Дмитриев Л.В., Соболев А.Л., Суцевская Н.М. и др.* Тр. XXVII международн. геол. конгресса. Докл. сов. ученых. С-6, 1984.
7. *Рябчиков И.Л., Богатилов О.А., Пилоян Г.О., Бабанский А.Д.* - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 8, с. 5.
8. *Кокс К.Г., Бела Дж.Л., Панкхерст Р.Дж.* Интерпретация изверженных горных пород. М.: Недра, 1982.
9. *Сорохтин О.Г., Лукашевич И.М.* - Океанология, 1984, № 3.
10. *Карасик А.М., Сочеванова Н.А.* В сб.: Изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии на акватории морей и океанов электромагнитными методами. М. 1981, с. 205.
11. *Vogt P.R., Jonson G.J.* - J. Geophys. Res., 1975, vol. 80, № 11, p. 1399.
12. *Лукашевич И.М., Приставакика Е.М.* - Изв. АН СССР. Физка Земли, 1984, № 2, с. 302.
13. *Nafe J.B., Drake C.Z.* - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 1969, N» 12, p. 59.