

В.В. Гордиенко, Л.Я. Гордиенко

Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Киев

О РТ-УСЛОВИЯХ В МАНТИЙНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ОЧАГАХ ПОД АРКТИЧЕСКИМ И ДРУГИМИ ОКЕАНАМИ

Рассмотрены геологические и геофизические факты, указывающие на океанизацию земной коры Арктического океана. Проведено исследование РТ-параметров очагов магм в мантии этого и других океанов. Они составляют около 25 км и 1150 °С, 55 км и 1200 °С, 90 км и 1300 °С, 145 км и 1500 °С, 215 км и 1700 °С. Результаты согласуются с адвекционно-полиморфной гипотезой глубинных процессов.

Ключевые слова: Мантия океанов, глубинные процессы, источники магм, РТ-параметры

Введение

В статье отражены результаты продолжения исследований, которым посвящены публикации авторов [5—7]. Это связано с возможностью использовать большой массив новых данных по Тихому, Атлантическому и Индийскому океанам, дополнив полученные ранее результаты, а под Арктическим океаном рассмотреть ситуацию для всех основных структурных элементов региона (ранее была охарактеризована только его часть, примыкающая к Атлантике [6]). Согласно разрабатываемой авторами адвекционно-полиморфной гипотезе (АПГ), базирующейся на соблюдении закона сохранения энергии, во всех случаях кровли мантийных очагов располагаются примерно на 200, 150, 100 и 50 км [4]. В разных эндогенных режимах изменяется лишь последовательность появления мантийных очагов на разных глубинах и их количество в рамках одного периода активизации. На меньших (коровых) глубинах очаги считались производными от мантийных, для них в АПГ определены характерные значения — 20—30 (естественно, в тех случаях, когда кора достигает такой мощности), 6—10 и 5—2 км [4]. При анализе результатов вычислений параметров очагов под океанами ранее предполагалось, что в процессе охлаждения (в том числе и за счет выноса магмы) верхних очагов могут формироваться объекты на глубинах между 100 и 50 км. Привлечение большого массива новых данных, в том числе и характеризующих

© В.В. ГОРДИЕНКО, Л.Я. ГОРДИЕНКО, 2014

локальные в пространстве и времени эпизоды магматизма, выявило особенности процесса, которые не полностью укладываются в такую схему. Необходимым оказалось откорректировать некоторые результаты расчетов. Частично это относится и к ранее полученным данным по Индийскому океану.

Методика расчетов

Вычисления глубины кровли очага магмы (Н) и температуры (Т) в нем проведены для пород с содержанием SiO_2 не более 52 % (т.е. для основных и ультраосновных), не рассматривались также карбонатиты и образования с большой концентрацией нефелина (т.е. не анализируются не только нефелиновые сиениты, но и фонолиты и пр.). Использовались содержания Al_2O_3 и MgO , что оправдало себя на тысячах примеров определений РТ-параметров для выплавки из мантии. Использовались выражения: $T = -0,365(\text{MgO})^2 + 32,903(\text{MgO}) + 1060$ и $T = -0,133(\text{Al}_2\text{O}_3)^2 - 32(\text{Al}_2\text{O}_3) + 1824$ и $H = 0,319(T - 1050)$, где Н — в км, Т — в °С. Связь температуры с глубиной оказывается практически линейной: около $H = 0,33(T - 1060)$ и очень близкой к установленной ранее одним из авторов: $T = 1013 + 3,914H - 0,0037H^2$ [4]. Принятое выражение при больших значениях концентраций Al_2O_3 дает явно заниженные величины температур и, соответственно, глубин очагов. Поэтому при концентрациях 22 % и более применялась постоянная величина $T = 1070$ °С, что для практически встречающихся концентраций не могло заметно повлиять на результаты. Не использовались, соответственно, и данные с концентрацией MgO менее 1,5 %.

Ранее авторами предпринимались попытки использовать для расчетов связь с глубиной и температурой очага магматизма концентрации окисла кальция в изверженных породах мантийного происхождения. Они оказались менее удачными, чем для окислов алюминия и магния. Возможность использовать большие выборки данных, предоставляемая работой [23], позволила выяснить причину этого и более обоснованно исключить использование концентрации кальция (рис. 1).

Очевиден большой разброс концентраций окиси кальция и распространение ситуаций, когда в пределах основного тренда их изменения они отвечают разным концентрациям окиси магния. В этом случае невозможно получить согласованные результаты расчетов. Причина в увеличении концентраций окислов натрия и калия в гавайитах и адакитах, т.е. содержания CaO падают без изменения общей щелочности низкомагнезиальных пород. В диапазоне содержаний MgO 10—15 % видно влияние появления в выборке нефелинитов: возникает область пониженных концентраций CaO и возрастания содержаний окислов калия и натрия (см. рис. 1).

Обилие данных в [23] о содержаниях окислов в породах Гавайских островов дает также возможность продемонстрировать практическую непригодность использования концентраций окислов железа и титана для решения поставленной задачи (см. рис. 1). Поскольку информативность изменений концентраций MgO не вызывает сомнений, устанавливаемый вид связей с ними содержаний FeO (имеется в виду суммарное содержание обоих разновидностей окислов железа) и TiO_2 выглядит бесперспективным.

Сравнение рассчитанных параметров с установленными для тех же пород детальным минералогическим анализом для известных в литературе геотермометров и геобарометров [8, 13, 14, 20, 21, 27 др.] показывает, что ошибки сопоставляемых методик близки. Недостатком используемого подхода следует признать

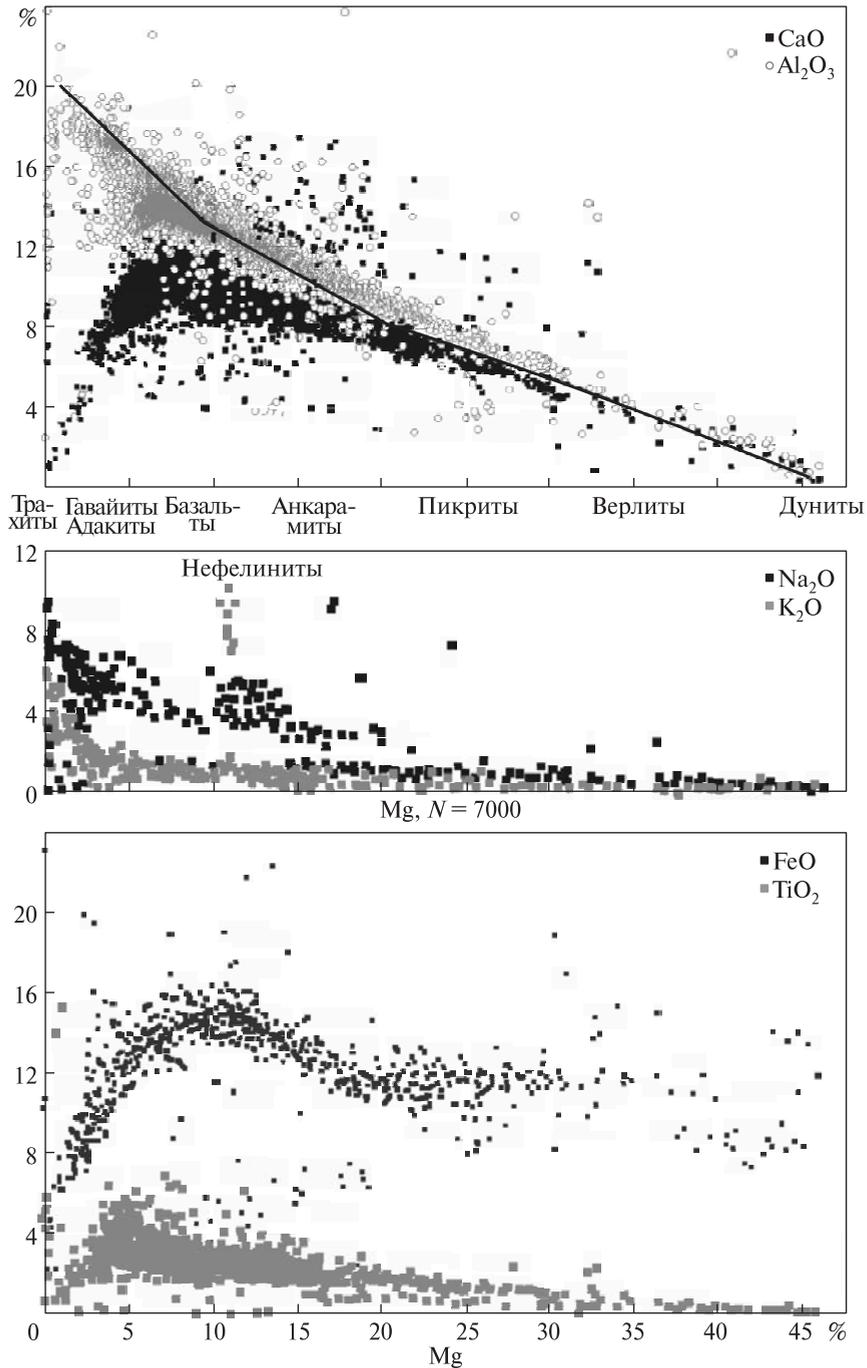


Рис. 1. Связь концентраций окислов магния, алюминия и кальция для пород Гавайских островов. Линия — вид связи, следующий из расчетных формул (см. выше)

привязку результатов фактически к принимаемой линии солидуса. Это приводит к заметному сокращению вариаций температур на одной расчетной глубине. Практически получается интервал глубин, растянутый на несколько лишних километров. Ниже отмечен и специфический вариант такого растягивания.

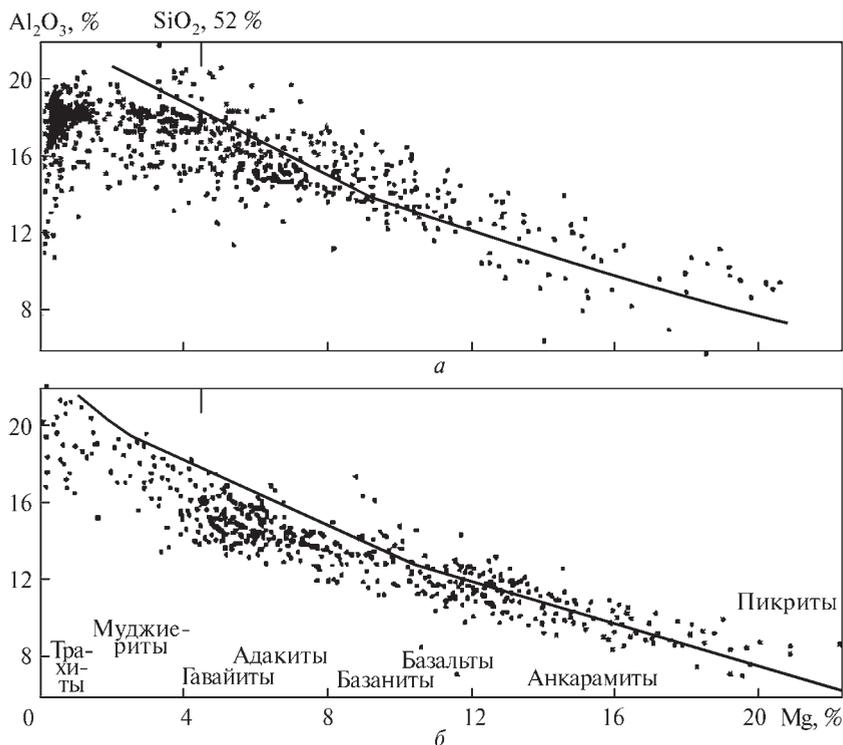


Рис. 2. Иллюстрация отклонений связи Al_2O_3 и MgO в реальных породах разного возраста нескольких регионов океанов (точки) от предполагаемой принятыми расчетными формулами (линия): *a* — острова Азорские, Ян-Майен, Реюньон (1070 обр.), *б* — Полинезия (600 обр.)

Реальные погрешности, составляющие для пород мантийного происхождения несколько десятков градусов и около 10 км, заметно превосходят вносимые собственно методикой расчета. Об их величине можно судить, например, по результатам сравнения связи концентраций окислов магния и алюминия, полученной из расчетных формул и наблюдаемой в реальности (рис. 1, 2). Полученные значения ΔT представляют собой различия между температурами, рассчитанными по концентрациям каждого из окислов. Приводимые ниже результаты — средние из этих величин (характерная величина отклонений от них — около 40°C).

Приведенный на рис. 1 и 2 разброс концентраций окислов характеризует его величину, близкую к оптимальной. В значительных массивах использованных данных он меньше или больше. При использовании основной части массива данных в источнике [23], в которой отсутствуют сведения о содержании кремнезема, возникают дополнительные трудности. Приходится считаться с возможностью попадания пород с MgO менее 4% в разряд средних (см. рис. 1, 2). Очевидно также, что в интервале содержаний 5–8% кроме основного тренда изменения состава возникает дополнительный, предположительно связанный с коро-мантийным обменом. На континентах он менее заметен, а на океанах проявляется в полной мере именно как результат океанизации. При этом процессе эклогитизированные основные породы изменяемой земной коры погружаются в мантию и влияют на ее состав в пределах интервала глубин, где располагаются очаги частичного плавления — на 50 и (в основном) 100 км.

В петрологической литературе можно встретить обоснование точки зрения, согласно которой часть находящихся в мантии эклогитов поступает в нее из коры [26]. Это предположение находит подтверждение в изотопных метках алмазов в некоторых эклогитах [16]. Они служат доказательством погружения эклогитизированных пород земной коры на большие глубины (ниже границы раздела графит-алмаз, т.е. при реальных T в платформенном регионе — более 120 км). Некоторые авторы [22 и др.] считают, что без погружения эклогитизированных блоков коры в верхнюю мантию вообще невозможен «внутриплитовый» магматизм (речь идет о континентальной плите) наблюдаемого состава из мантийного источника на глубинах порядка 50—150 км. Не исключено, что рассматриваемое явление формирует состав верхних горизонтов «мантии гавайского типа» [24].

Предполагаются различные варианты участия погружившихся коровых эклогитов в формировании состава источников магмы в мантии [1, 10, 28 и др.]. Образующийся при этом комплекс пород (адакитов и др.) только частично может быть отнесен по принятым формальным признакам к основным ($\text{SiO}_2 \leq 52\%$). По данным [23] базитовую часть адакитов можно характеризовать содержаниями SiO_2 , MgO , Al_2O_3 как 49—53 %, 6,5 % и 17 % соответственно. Направленное изменение содержаний в этом массиве данных не просматривается, можно допустить лишь незначительный рост Al_2O_3 с увеличением концентрации MgO (т.е. изменение противоположно принятому в расчетной формуле). При использовании принятых формул расчета получаем среднюю глубину для очага магм базитовой части адакитов 65 км. По данным минералогических геобарометров [23] глубина составляет 85 ± 20 км. Поэтому для массивов данных из [23], где была неизвестна концентрация кремнезема, в интервале содержаний MgO 5—8 % расчетная глубина очага для пород дополнительного тренда изменения состава (см. выше) увеличивалась на 20 км. Расчет по принятой формуле проводился в этом случае для концентраций MgO более 8 %. Естественно, такие поправки не прибавляют точности результатам расчета, однако соответствующие концентрации окислов могут быть выведены из массивов, для которых определялось отклонение от средних значений глубин и температур (см. рис. 1, 2). Это позволило несколько сократить оценку разброса результатов (см. ниже).

Можно оценить ситуацию и по-другому. Температуры плавления, по которым вычислены глубины, относятся к перидотитовому парагенезису, для эклогита они ниже на ~ 100 °С. Расчетная глубина занижается примерно на 25—30 км [5—7]. Т.е. значительная часть параметров очагов из интервала глубин 60—80 км на рис. 1, 2 на самом деле относится к глубине ~ 100 км.

Естественно, оказывается, что количество изверженных пород, образовавшихся непосредственно из магмы наиболее глубоких очагов (примерно на 150 и 200 км), минимально. Поэтому такие объекты диагностировались во многих случаях по незначительному количеству определений концентраций окислов.

Для разделения больших массивов данных из [23] использовалось, когда это было возможно, формирование групп анализов по названиям пород. Сравнительно небольшой разброс значений концентраций окислов в области базитов с максимальным содержанием кремнезема в некоторых случаях приводил к формированию массивов данных, в которых смешивались характеристики двух, чаще всего наиболее близких к поверхности, очагов. Как показано в работах [5—7] в этой ситуации необходимо ориентироваться на ограниченную мощность реаль-

ного очага плавления в мантии. Напротив, широкие диапазоны изменения больших концентраций MgO в ультраосновных породах (как на рис. 1 для верлитов и дунитов — 33–46 %) не вызывает существенных вариаций Н и Т — только на уровне погрешности расчета (на рис. 1—10 км и 40 °С).

Несмотря на эти и другие помехи, значительное количество использованного материала и разнообразие эндогенных режимов дают возможность получать достоверные результаты.

РТ-параметры магматических очагов в мантии под Арктическим океаном

Собранный для этого региона массив данных невелик: около 300 результатов анализов [9, 12, 17, 18, 25, 27 и др.], часть образцов отобрана на островах океана. Размещение пунктов отбора показано на рис. 3.

Приведенная тектоническая схема, построенная в основном по данным работы [3], — не единственно возможная, при имеющемся в настоящее время недостатке информации не исключены и несколько иные варианты расположения основных элементов дна. Но это не повлияет на привязку используемых для расчетов проб.

Возраст пород шельфовой части океана, занимающей больше половины акватории, и прилегающей суши идентичен. В изученных котловинах непосредственно у хребтов Мона и Книповича встречены породы плейстоцена (на границе региона располагаются современные вулканы Исландии), на расстоянии до 500 км — миоцена-эоцена и позднего мела.

Земная кора океана близка к континентальной и за пределами шельфа (рис. 4) [2, 12, 19]. Только небольшие участки пересекаемых профилями структур обладают корой субокеанической мощности (13–14 км). По имеющимся данным можно описать процесс формирования котловин [2] — рис. 5.

Очевидно, что погружение происходило не в соответствии с кривой Склеятера, описывающей результат остывания плиты при удалении от зоны спрединга, а в результате обрушения, как это предполагается при океанизации. По Е.В. Артюшкову причина этого явления — быстрая эклогитизация основных коровых пород [2]. Таким образом, в отличие от других океанов Земли, Арктический находится на начальном этапе процесса формирования и в основном сохранил кору сравнительно большой мощности. Не вызывает сомнений наличие континентального моста между Северной Америкой и Евразией, что разрушает один из основных постулатов гипотезы тектоники плит — раздвижение континентов, между которыми возникает зона молодой океанической коры.

Максимальное количество определений сконцентрировано в пределах сейсмичных хребтов Мона и Книповича, здесь же получен самый большой в океане ди-

Таблица 1. Расчетные глубины кровель (км) и температуры (°С) очагов магм под различными структурами Арктического океана

Регионы	1-й этаж	2-й этаж	3-й этаж	4-й этаж	5-й этаж
Сейсмичные хребты	215, 1720	140, 1490	100, 1370	70, 1280	45, 1190
Асейсмичный хребет				70, 1270	30, 1150
Плато, шельф			90, 1340	75, 1300	50, 1200
Котловины		120, 1400	95, 1350	75, 1280	55, 1250

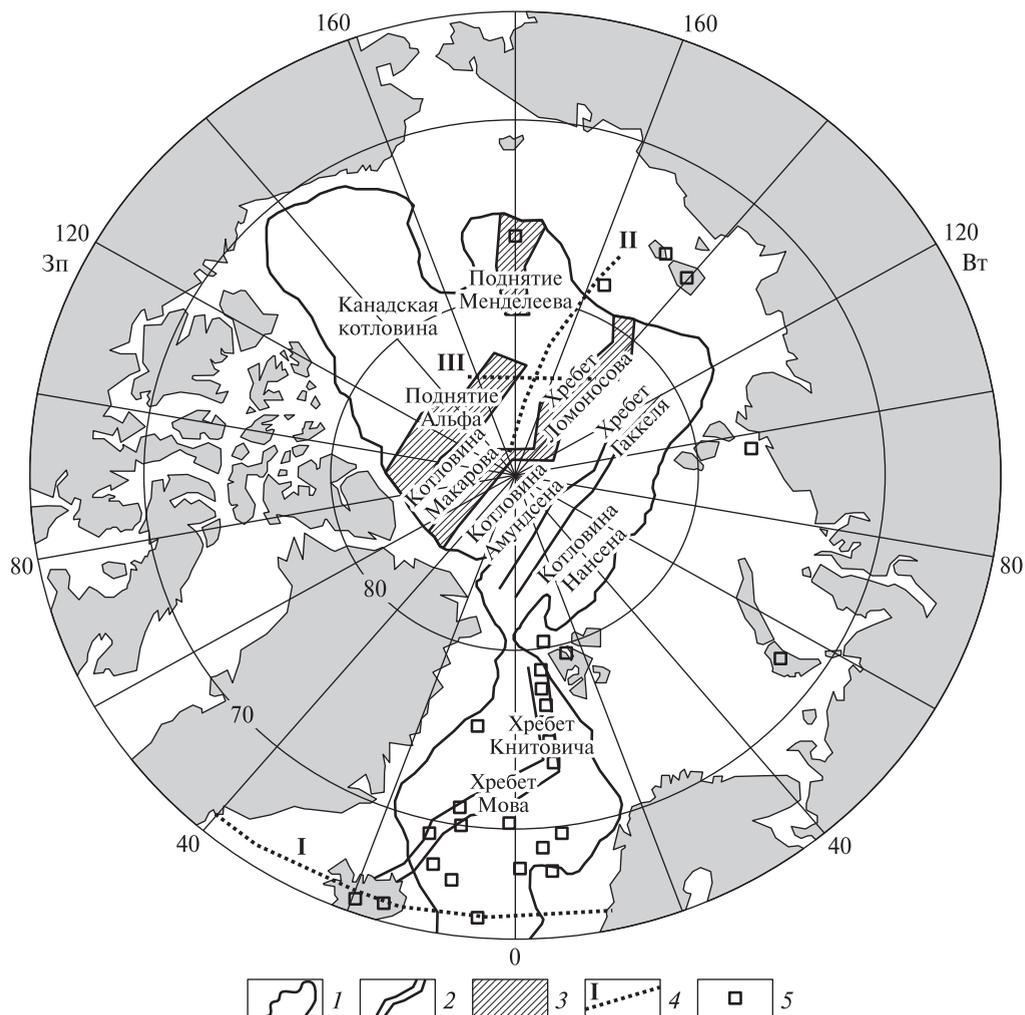


Рис. 3. Основные тектонические элементы Арктического океана и места отбора проб пород (по данным [3]). 1 — граница шельфа, 2 — сейсмические хребты (Мона, Книповича, Гаккеля), 3 — асейсмические хребты (Альфа, Менделеева, Ломоносова), 4 — профили ГСЗ, 5 — пункты отбора проб

апазон глубин. Установлены обычные для океанов величины (табл. 1). По результатам проведенных ранее расчетов (с использованием другой методики и на меньшем фактическом материале) [6] были выявлены очаги на глубинах 45 и 80 км.

На асейсмичном хребте Менделеева данных мало, здесь можно считать установленной только один достоверно мантийный очаг — на глубине около 70 км. Вторая группа данных (состоящая всего из двух результатов) указывает на очаг глубиной около 30 км, который, возможно, относится уже к низам коры.

В котловинах приатлантической части океана обнаружены очаги на глубинах от 120 до 50 км, ранее полученные данные (возможно, часть из них относится не к котловинам, а к шельфу) — 100 км, 70 км и 55 км.

На шельфе (где часть пород на островах представлена герцинскими и более древними образованиями) установлены глубины очагов в диапазоне 50—90 км. Их, скорее всего, следует отнести к данным по евразийскому континенту.

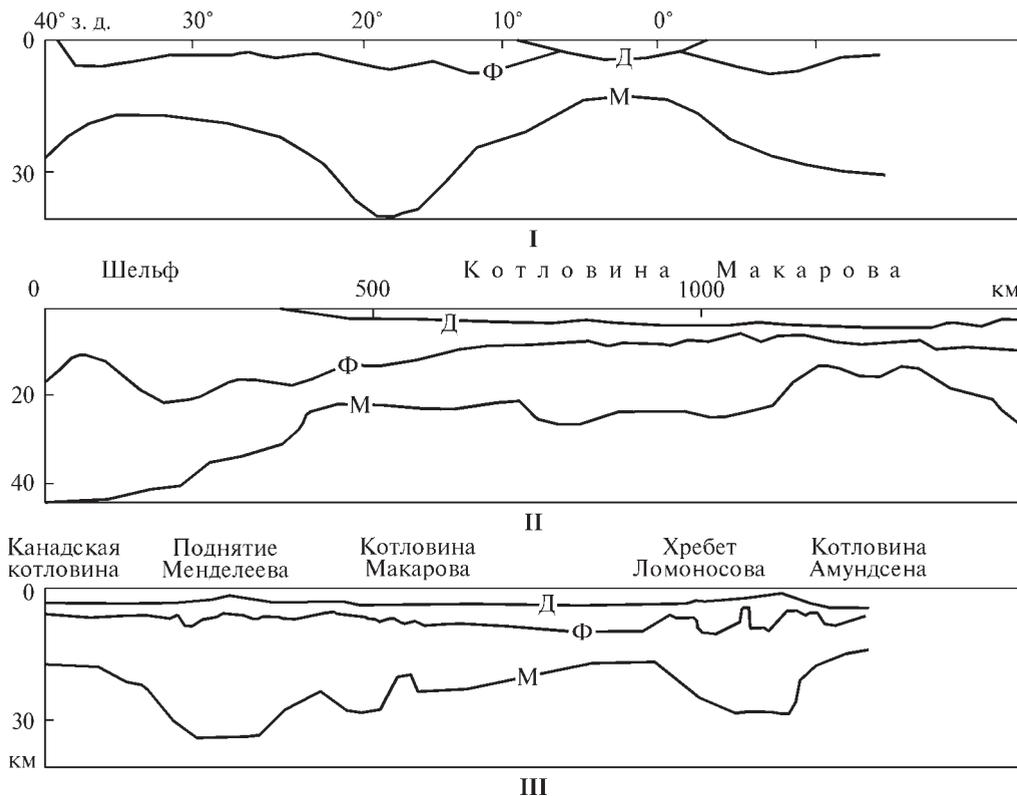
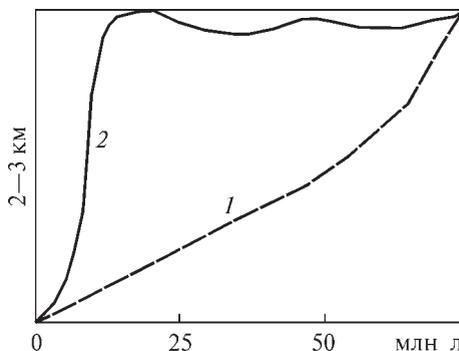


Рис. 4. Структура земной коры вдоль профилей ГСЗ I, II и III (см. рис. 3). Д — поверхность дна, Ф — поверхность фундамента, М — раздел Мохо

Рис. 5. Погружение дна на хребте Ломоносова, поднятии Менделеева, в котловине Макарова [2]. 1 — кривая Склейтиера, 2 — реальный ход процесса



В общем, несмотря на небольшое количество использованного материала, в мантии (и, возможно, низах коры) Арктического океана удалось наметить параметры магматических очагов, не противоречащие установленным в других океанах и используемой авторами гипотезе глубинных процессов.

Дополнительные определения РТ-параметров очагов в мантии под Тихим, Атлантическим и Индийским океанами

Авторам удалось привлечь к рассмотрению информацию о составе пород, полученную в процессе исследований по OceanDrillingProgram после 80-х годов прошлого века, и из некоторых других источников [11, 15, 23, 25 и др.]. Размещение пунктов отбора проб показано на рис. 6.

Часть пунктов отбора образцов на островах океанов совпадает с изученными ранее, они не выделялись как новые.

Новая информация значительно дополняет использованную ранее. Всего в расчеты включены результаты более чем 24000 анализов состава пород (в публикациях [5—7] использованы сведения о примерно 3000 индивидуальных анализах и результаты осреднения сопоставимого их количества). Следует отметить, что пространственное распределение отобранных проб (в основном представленных в [23]) крайне неравномерно. Их основное количество сосредоточено в нескольких регионах. Гавайи и их «цоколь» охарактеризованы 9700 анализами, СОХ — 3500, северная Атлантика — 3600, Канары — 2100, Галапагосские и Маркизские острова — 1000, Мадейра, Кергелен, Коморы — 1050, Азоры, Реюньон — 900.

Как видно из рис. 1, 2, не все сведения о концентрациях окислов из источника Геосет можно было использовать для решения поставленной задачи. Данные распределены по структурным единицам океанов, как это было сделано в прошлых работах. Отличие для Тихого океана сводится к более лаконичной характеристике единиц, объединению в один массив результатов по нескольким пространственно разобщенным структурам с предположительно однотипным развитием. Островные дуги не рассматривались: весь опыт предшествующего анализа говорит об их принадлежности к континентальным структурам. Не исключено, что близость к океанам может приводить к некоторому своеобразию геосинклинального процесса в них, но пока оно не обнаружено.

К рассмотрению привлечены данные по всем сейсмичным и некоторым асейсмичным хребтам океанов (см. рис. 6).

Изучены данные с островов Азорских, Бермудских, Гавайских (и их цоколя), Галапагосских, Кабо Верде, Канарских, Кергелен (и окружающие части плато), Коморских, Мадейра, Маркизских, Полинезийских, Реюньона, Самоа, Св. Елены,

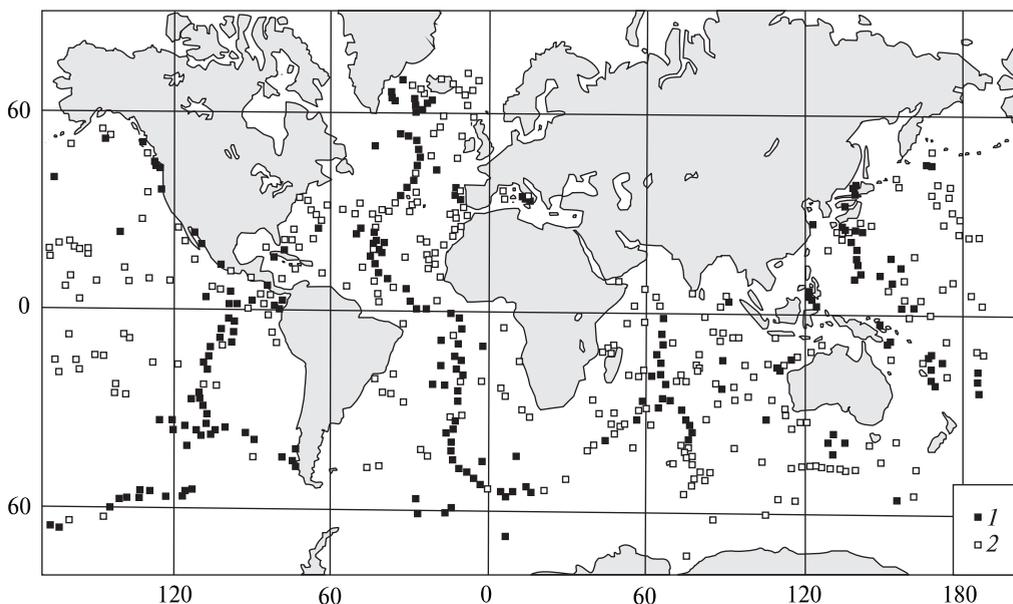


Рис. 6. Пункты отбора проб пород дна в Тихом, Атлантическом и Индийском океанах, использованных: 1 — в данной работе, 2 — в [5—7]

Таблица 2. РТ-параметры магматических очагов в мантии океанов (глубина в км, температура в °С, значения температур округлены до 50 °С, глубин — до 5 км)

Регионы	1-й этаж	2-й этаж	3-й этаж	4-й этаж	5-й этаж
<i>Тихий океан</i>					
Сейсмичные хребты			90, 1300		
Асейсмичные хребты			85, 1300	65, 1250	
Плато, шельф	230, 1800		80, 1300	55, 1200	
Котловины	230, 1800	190, 1650	80, 1300	55, 1200	25, 1150
Острова	200, 1700	145, 1500	95, 1350	65, 1250	30, 1150
Желоба	210, 1700	130, 1450	85, 1300	65, 1250	40, 1200
Окраинные моря		130, 1450	90, 1350	60, 1200	40, 1150
<i>Атлантический океан</i>					
Сейсмичные хребты	230, 1800	140, 1500	95, 1350	55, 1250	25, 1100
Плато, шельф	220, 1750	150, 1550	90, 1350	55, 1200	30, 1150
Острова	210, 1700	140, 1500	95, 1350	55, 1200	35, 1150
Окраинные моря		140, 1500	80, 1300	55, 1200	25, 1100
Котловины		145, 1500	100, 1350		
<i>Индийский океан</i>					
Сейсмичные хребты		150, 1550	90, 1350	55, 1250	25, 1100
Асейсмичные хребты			85, 1300	50, 1200	30, 1150
Котловины			85, 1300	55, 1200	
Острова	190, 1650	140, 1500	90, 1350	55, 1200	30, 1150

Тристан-да-Куньи, Ян-Майена. Часть этой информации (во всяком случае, в Индийском океане) с равным основанием может быть отнесена к океаническим плато.

Представлены желоба: Тонга, Марианский, Центрально-Американский, окраинные моря: Скотия, Тирренское, Филиппинское, Японское. Сравнительно мало (не по количеству анализов, а по числу регионов) исследованы океанические плато Кергеленское, Коморское, Фиджи.

Очевидно, что новые данные согласуются с полученными ранее, несмотря на использование в Тихом и Атлантическом океанах [5, 6] нескольких методик расчета, отличающихся от примененных к новому материалу. Не для всех изученных регионов получены данные, характеризующие все «этажи» магматических очагов. Но это, скорее всего, объясняется спецификой изученности. Тем не менее, подтверждается существование максимально глубоких очагов (215 ± 15 км), расположенных на промежуточных глубинах (145 ± 15 км, 85 ± 5 км) и с минимальной глубиной (55 ± 5 км). В некоторых случаях обнаруживается и результат выноса магматического материала в подкоровую камеру на глубине 30 ± 5 км. Осредненные результаты прежних исследований по трем океанам [5–7] указывают на глубины очагов около 200 км, 150 км, 90 (и 75) км, 50 км и 20 км.

И все же разница в результатах использования примененных методик расчета параметров очагов значительна. В работах [5, 6] по Тихому и Атлантическому океанам непосредственно были получены данные только об очагах на глубинах до 100 км. Существование более глубоких объектов можно было предположить (хотя и с достаточными основаниями) по аномально высоким расчетным температурам, установленным в том числе и на сравнительно небольших глубинах.

Считалось, что эти данные отражают поступление перегретых магм из более глубоких источников (примерно на 150 и 200 км). Практически эти результаты выявляли несоответствие друг другу методик расчета температур и глубин очагов. Вариант методики, использованный в данной статье и работе [7], лишен этого недостатка.

Обсуждение результатов

В целом можно считать, что спрогнозированная схема оправдалась.

Отклонения от средних значений H и T внутри групп, характеризующих очаги отдельных рассмотренных регионов, представлены на рис. 7. Едва ли полученные величины вариаций можно считать достоверно установленными погрешностями использованной методики, да и сами по себе параметры очагов, скорее всего, несколько различаются для разных регионов не только из-за ошибок расчета. Но практически во всех случаях различия в глубине между соседними очагами заметно превосходят обусловленную выявленными вариациями величину в 14 км, т.е. они характеризуют отдельные объекты.

Можно предположить, что плавление на глубине 50—60 км осуществляется по принятой в расчете схеме (сухое плавление перидотита). В интервале глубин 60—100 км в конце активного эпизода с поступлением мантийных выплавов в кору по схеме АПГ могут останавливаться погружающиеся эклогитизированные блоки.

Аномалии скорости продольных сейсмических волн в мантии зон современной активизации (т.е. в средней части активного эпизода), которые довольно уверенно можно связать с эклогитами, располагаются в интервале глубин примерно 50—80 км [4]. Именно здесь и несколько глубже можно ожидать смещения солидуса к эклогитовому варианту, который ниже перидотитового и в сухих условиях [10 и др.]. Конечно, это упрощенная схема, более вероятен более сложный («безоливиновый») вариант, упомянутый выше [16 и др.]. Но цель данного исследования — не анализ процессов плавления и дифференциации расплава в верхней мантии, а определение параметров мантийных очагов методом, пригодным для массовых расчетов.

В связи с этим выводом следует вернуться к анализу условий появления в результатах расчетов глубин очагов около 70 км. В отличие от ранее проведенных расчетов [5, 6] и результатов по Арктическому океану при объединении всех данных достаточно определенно обособляются экстремумы в распределении глубин очагов (рис. 8) около 50 и 100 км.

В принципе не исключено, что расчетные глубины могут несколько отличаться от прогнозных, первоначально установленных по АПГ для регионов с континентальной корой. Но более тонкая кора не объясняет сближения глубин двух верхних очагов.

При рассмотрении индивидуальных определений глубин очагов, характерных для отдельных регионов океанов (табл. 1, 2) использовались иногда (в случае образования трудноразделимых массивов данных в большом диапазоне глубин) представления об ограниченности мощности очага примерно 10—15 км. В этом случае полученные результаты оказываются несколько более дифференцированными. Хотя данных об очагах на глубинах 70—80 км все же довольно много.

Экстремум гистограммы, отвечающий максимальной глубине очага, обладает много меньшей интенсивностью по сравнению с относящимися к менее глу-

боким. Это естественно: не обязательно при плавлении на максимальной глубине формируется порция магмы, способной достичь поверхности. Более вероятно перемещение незначительно подплавленного объема вверх, увеличение степени плавления, накопление магмы в верхней части очага, дифференциация, за которой уже следует поступление магмы под кору и в кору.

Несмотря на существенные отличия возрастов магматических активизаций различных районов океанов от наиболее молодых — в сейсмичных хребтах и на вулканических островах — глубины очагов и температуры в них оказываются фактически одинаковыми. Поэтому можно считать, что процессы океанизации первично континентальной коры и повторной активизации уже океанизированной коры протекают сходным образом. Примерно за 100—150 млн лет в верхней мантии будущего СОХ (или вулканического хребта типа Гавайского или Императорского) успевают накопиться количество теп-

пла, достаточное для активного процесса с энергетическими затратами порядка $0,8-1,0 \cdot 10^{14}$ Дж/м² [4] при одновременном поддержании величины теплового потока выше фонового. Расчет показывает, что это достижимо при примерно двойном увеличении теплогенерации в породах верхней мантии по сравнению с нормальным платформенным уровнем. Именно такой рост должен наблюдаться при погружении в мантию эклогитизированных пород большей части земной коры континентальной мощности, возможно, несколько более основного состава, чем стандартная континентальная кора.

Заключение

Результаты проделанной работы (которую есть смысл продолжить на континентах) демонстрируют выдержанность глубин и температур основных очагов магматизма в мантии под океанами. Для адвекционно-полиморфной гипотезы это единственно возможное распределение. Дело в том, что максимальная глубина, с которой мантийные магмы могут выноситься на поверхность или под кору, лимитирована изменением знака контраста плотности между жидкой и

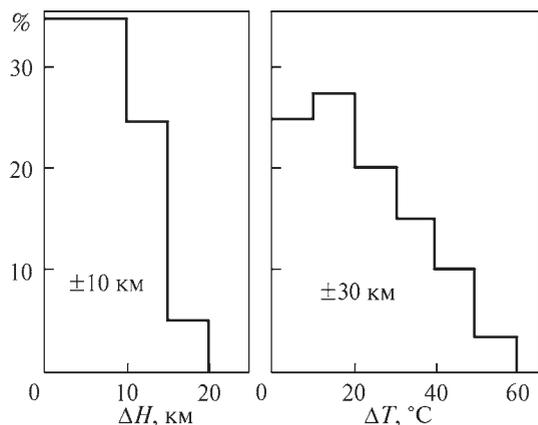


Рис. 7. Гистограммы отклонений от средних значений глубин и температур очагов в каждом из рассмотренных регионов океанов

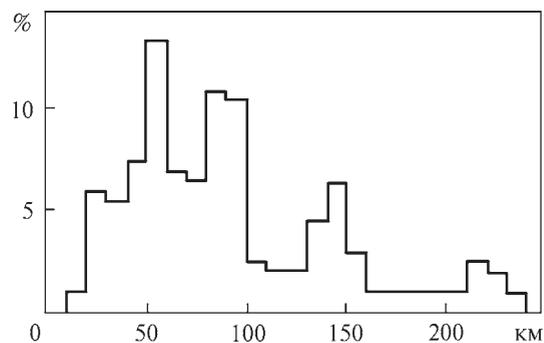


Рис. 8. Гистограмма распределения расчетных глубин очагов в мантии океанов

твердой фазой при совпадающем составе (200—250 км). А состав выплавки на такой глубине (в отличие от меньших глубин) близок к составу исходных пород.

Выше между этим уровнем и подошвой коры могут разместиться только три кванта тектонического действия — минимальных объема перегретого и частично расплавленного вещества, способного к перемещению. Их размеры близки к 60 ± 10 км [4]. Поэтому кровли поднявшихся астенолитов оказываются на глубинах около 160, 100 и 40 км. Этот прогноз подтвердился вместе с предположением о возможности небольшой степени частичного сухого плавления мантийных пород при уровне солидуса заметно ниже принятого во многих работах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдейко Г.П., Палуева А.А., Кувикас О.В. Адакиты в зонах субдукции Тихоокеанского кольца: обзор и анализ геодинамических условий образования // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. — 2011. — 1, вып. 17. — С. 45—60.
2. Артюшков Е.В. Континентальная кора на хребте Ломоносова, поднятии Менделеева и в котловине Макарова. Образование глубоководных впадин в неогене // Геология и геофизика. — 2010. — 11. — С. 1515—1530.
3. Богданов Н.А. Тектоника Арктического океана // Геотектоника. — 2004. — 3. — С. 13—30.
4. Гордиенко В.В. Процессы в тектоносфере Земли (Адвекционно-полиморфная гипотеза). — Saarbrücken: LAP. — 2012. — 256 с.
5. Гордиенко В.В., Гордиенко Л.Я. О РТ-условиях в мантийных магматических очагах под Тихим океаном // Геология и полезные ископаемые мирового океана. — 2013. — 2. — С. 47—63.
6. Гордиенко В.В., Гордиенко Л.Я. О РТ-условиях в мантийных магматических очагах под Атлантическим океаном // Геология и полезные ископаемые мирового океана. — 2013. — 3. — С. 76—90.
7. Гордиенко В.В., Гордиенко Л.Я. О РТ-условиях в мантийных магматических очагах под Индийским океаном // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. — 2013. — 4. — С. 63—78.
8. Дусон Д., Джеймс Д., Пэслик К. и др. Ультраосновной калиевый магматизм и континентальное рифтообразование на севере центральной Танзании: связь с повышенным тепловым потоком // Геология и геофизика. 1997. — 1. — С. 67—77.
9. Кузьмичев А.Б., Голдырев А.Е. Проявления пермотриасового траппового магматизма на острове Бельковский (Новосибирские острова) // Геология и геофизика. — 2007. — 2. — С. 216—228.
10. Литасов К.Д. Физико-химические условия плавления мантии земли в присутствии летучих компонентов (по экспериментальным данным). — Автореф. дис. док. геол.-мин. наук. Новосибир. — 2011. — 30 с.
11. Магматические горные породы. Основные породы // Ред. Е.В. Шарков. — М.: Недра. — 1985. — 488 с.
12. Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П. и др. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология и металлогения. — 2013. — 53. — С. 18—26.
13. Николаев Г.С., Аришкин А.А. Бураковско-Аганозерский расслоенный массив Заонежья: II. Строение краевой группы и оценка состава родоначальной магмы методом геохимической термометрии // Геохимия. — 2005. — 7. — С. 712—732.
14. Светов С.А., Смолькин В.Ф. Модельные РТ-условия генерации высокомагнезиальных магм докембрия Фенноскандинавского щита // Геохимия. — 2003. — 8. — С. 879—892.
15. Силантьев С.А., Базылев В.А., Клигфорд К. и др. Вещественный состав третьего слоя океанической коры Северной Атлантики (40—51° с.ш.) // Геохимия. — 1992. — 12. — С. 1415—1435.
16. Соболев В.С., Соболев В.Н. Новые доказательства погружения на большие глубины эклогитизированных пород земной коры // Докл. АН СССР. — 1980. — т. 250. — 3. — С. 683—685.

17. Суцневская Н.М., Черкашов Г.А., Баранов Б.В. и др. Особенности толеитового магматизма в условиях ультрамедленного спрединга на примере хребта Книповича // Геохимия. — 2005. — 3. — С. 254—274.
18. Суцневская Н.М., Кораго Е.А., Беляцкий Б.В. и др. Геохимические особенности неогенового магматизма острова Шпицберген // Геохимия. — 2009. — 10. — С. 1027—1040.
19. Усенко С.В. Особенности строения земной коры и верхней мантии Северной Атлантики по данным взрывной сейсмологии // Сравнительная тектоника континентов и океанов. — М.: МГК АН СССР. — 1987. — С.52—70.
20. Ariskin A.A. Phase equilibria modeling in igneous petrology use of CONGMAT model for simulating fractionation of ferro-basaltic magmas and the genesis of high-alumina basalt // J. Volc. Geoth. Res. — 1999. — v.90. — P. 115—162.
21. Bryant J., Yagodjinski G.M., Churikova T.G. Melt-mantle interactions beneath the Kamchatka arc: Evidence from ultramafic xenoliths from Shiveluch volcano // Geochem. Geophys. Geosyst., 8, Q04007, doi:10.1029/2006GC001443.
22. Gao S., Rudnick R., Xud W., et al. Recycling deep cratonic lithosphere and generation of intraplate magmatism in the North China Craton // Earth and Pl. Sc. Lett. — 2008. — V. 270. — 1—2. — P. 41—53.
23. Geokem. Geochemistry of igneous rocks. <http://www.geokem.com/index.html>
24. Green D., Falloon T. Primary magmas at mid-ocean ridges, «hotspots», and other intraplate settings: Constraints on mantle potential temperature // Geological Society of America. Special Paper 388. — 2005. — P. 217—247.
25. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. deepseadrilling.org/i_reports.htm.
26. Jacob D. Nature and origin of eclogite xenoliths from kimberlites // Lithos. — 2004. — 77. — P. 295—316.
27. Ocean Drilling Program. — <http://www-odp.tamu.edu/publications>.
28. Sobolev A.V., Hofmann A.W., Sobolev S.V., Nikogosian I.K. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts // Nature. — 2005. — V. 434. — P. 590—597.

Статья поступила 03.06.2013

В.В. Гордієнко, Л.Я. Гордієнко

ЩОДО РТ-УМОВ У МАЙТІЙНИХ МАГМАТИЧНИХ ОСЕРЕДКАХ ПІД АРКТИЧНИМ ТА ІНШИМИ ОКЕАНАМИ

Розглянуто геологічні та геофізичні факти, що вказують на океанізацію земної кори Арктичного океану. Проведено дослідження РТ-параметрів вогнищ магм у мантиї цього та інших океанів. Вони складають біля 25 км та 1150 °С, 55 км та 1200 °С, 90 км та 1300 °С, 145 км та 1500 °С, 215 км та 1700 °С. Результати узгоджуються з адвекційно-поліморфною гіпотезою глибинних процесів.

Ключові слова: Мантия океанів, глибинні процеси, джерела магм, РТ-параметри.

V.V. Gordienko, L.Ya. Gordienko

ON PT CONDITIONS IN MANTLE MAGMATIC CHAMBERS BENEATH THE ARCTIC AND OTHER OCEANS

The geological and geophysical data that indicates oceanization of Arctic ocean crust were analysed. The investigation of the PT-parameters of magma in the mantle of this and other oceans is conducted. They are about 25 km and 1150 °C, 55 km and 1200 °C, 90 km and 1300 °C, 145 km and 1500 °C, 215 km and 1700 °C. The results are consistent with the advection-polymorphic hypothesis of deep processes.

Key words: mantle of the oceans, deep processes, magma sources, PT-parameters.