

От глобальной тектоники к глобальной геодинамике

О. В. Арясова¹, Я. М. Хазан², 2018

¹Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины,
Киев, Украина

²Берлин, Германия

Поступила 24 июля 2018 г.

Згідно зі спостереженнями, на Землі функціонує глобальна (плитова) тектоніка, найхарактернішими ознаками якої є спрединг океанського дна у серединно-океанічних хребтах і субдукція у глибоководних жолобах. Наявність цих процесів засвідчує існування мантійних течій. Однак побудувати послідовну кількісну теорію мантійної конвекції, залишаючись у рамках плитової тектоніки, неможливо, тому що неможливо відповісти на питання, де "закінчується" тектонічна плита. З математичної точки зору, трудностю глобальної тектоніки є відсутність граничних і початкових умов, використання яких дало би змогу розглядати задачу про еволюцію деякої виділеної частини планети (наприклад, верхньої мантії). Тому для отримання фізично обґрунтованої відповіді на питання про причини і джерела енергії мантійних рухів слід розглядати еволюцію планети як єдине ціле. Така постановка задачі і веде до глобальної геодинаміки. На відміну від глобальної тектоніки, яка, фактично, ігнорує існування ядра Землі, для глобальної геодинаміки рідке зовнішнє і тверде внутрішнє ядра, а також процеси на межі між ними і на межі між ядром і мантією, що рішуче впливають на мантійну динаміку, є основними об'єктами дослідження. У цьому огляді розглянуто лише проблему глобального теплового балансу Землі. Вже у найближчі роки за результатами нейтринного експерименту буде надійно оцінено повну потужність радіогенного тепловиділення в Землі й оцінено потік тепла з ядра в мантію. Вже одне це суттєво звузить вибір моделей, що описують процеси в ядрі. Уточнення температури на межі внутрішнього і зовнішнього ядер і характеру перемішування у зовнішньому ядрі дасть змогу зменшити невизначеність температури на нижній межі мантії і сформулювати крайову задачу динаміки мантійних течій. Тим самим буде перекинуто міст від глобальної геодинаміки до глобальної тектоніки і поставлено на міцну фізичну основу уявлення останньої.

Ключові слова: глобальна тектоніка, глобальна геодинаміка, тепловий баланс Землі, геонейтрини, тепловий потік на межі ядро—мантія.

... геологи пришли к пониманию того, что реальный предмет их исследований — сама Земля, а их любимые объекты исследования, будь-то базальты, землетрясения или Тибетское плато (к примеру) — только инструменты познания Земли как единого целого.

Клод Ж. Аллегр. Предисловие к монографии А. Николаса "Срединно-океанические хребты"

Введение. Цель настоящей работы — проследить направление развития геофизической науки в начале XXI в. Глобальная тектоника подарила геофизике огромное количество идей, которые вызвали очень быстрый прогресс сейсмологии, гравиметрии, магнитометрии и палеомагнетизма, лабораторных исследований свойств гор-

ных пород при высоких температурах и давлениях, исследований Мирового океана, наконец, планетарной геофизики. Однако потенциал глобальной тектоники, которая является "поверхностной" наукой, в значительной степени исчерпан. Дальнейшее развитие геофизики будет направлено на изучение объектов, которым ранее не уделялось достаточно внимания, во-первых, в силу их труднодоступности, а во-вторых, поскольку изучение различных аспектов глобальной тектоники обеспечивало более быстрый прогресс. В первой половине XXI в. главными объектами интереса в геофизике будут, видимо, внутреннее и внешнее ядро Земли, граница между ними и в особенности пограничная область между внешним ядром и мантией. Именно эта область, скорее всего, и контролирует мантийную конвекцию, подпитывая последнюю энергией, которая выделяется при кристаллизации внутреннего ядра и выносится в мантию конвекцией во внешнем ядре.

Ниже рассмотрены основные положения глобальной тектоники, а затем вопрос о глобальном тепловом балансе, принципиально важный с точки зрения возможности количественной постановки задач о мантийной конвекции.

Глобальная тектоника. 6 января 1912 г. в докладе Альфреда Вегенера на ежегодном собрании Геологической ассоциации во Франкфурте-на-Майне была впервые обнародована концепция, которая впоследствии стала называться глобальной или плитовой тектоникой [Wegener, 1912, 1929].

А. Вегенер располагал лишь очень небольшим количеством данных: сходство очертаний Африки и Америки (на которое обратил внимание по своим картам еще Магеллан), сходство пород на атлантических побережьях Африки и Бразилии (сейчас известно, что это части одной трапповой провинции Парана-Этендека) и некоторые не очень убедительные палеонтологические данные. Отдельные предположения и оценки Вегенера впоследствии оказались неправильными. В частности, его представления о "континенталь-

ном дрейфе" как о "плавании" континентов в неподвижном субстрате позже были отброшены. Вегенер приложил много усилий, чтобы обнаружить перемещение континентов и измерить скорость их дрейфа. Как мы теперь знаем, такие измерения требуют высокой точности и сопряжены с большим количеством погрешностей. Поэтому нет ничего удивительного в том, что результаты Вегенера (метры и десятки метров в год) не имеют ничего общего с современными данными.

Наиболее близкими к действительности оказались оценки скорости раскрытия Атлантического океана. Однако и здесь они завышены примерно на порядок из-за того, что в отсутствие датировок пород по радиоактивным изотопам, которые были изобретены много позже, Вегенер произвольно оценил продолжительность раскрытия океана (20 млн лет вместо ~140 млн лет). Тем не менее Вегенер был первым, кто задался вопросом о том, остается ли расположение континентов и океанов на поверхности Земли неизменным. Вегенер первым предположил, что в прошлом континенты могли образовывать единый материк, который впоследствии распался, и что именно движение и столкновение континентов, или, как мы сейчас говорим, тектонических плит, могло приводить к горообразованию и формированию гигантских разломов.

После нескольких десятилетий дискуссий интерес к мобилистским представлениям вспыхнул в 1960-е годы после создания сейсмологической сети и выяснения того, что эпицентры землетрясений группируются в линейные структуры, которые отождествили с границами тектонических плит. После того, как стало возможным определять методами спутниковой геодезии (GPS, SLR, DORIS) и радиотермометрии (VLBI) мгновенные скорости стационарных наземных источников и приемников с высокой точностью, вопрос о реальности значительных горизонтальных перемещений можно считать решенным. На рис. 1 в качестве примера показаны скорости горизонтального пере-

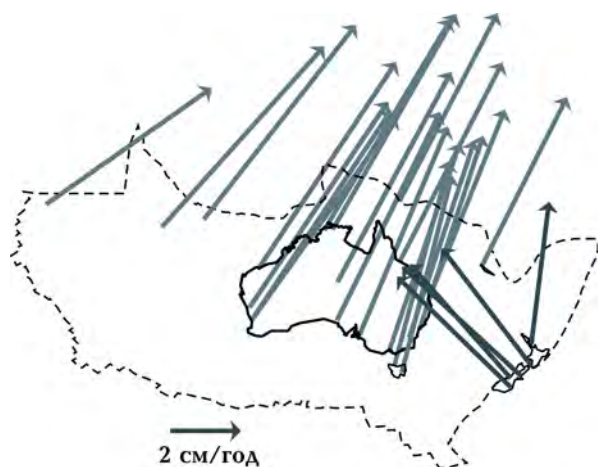


Рис. 1. Скорости горизонтального перемещения узлов системы координат IRTF2008, расположенных на Австралийской плите [Altamimi et al., 2011]. Штриховая линия — граница Австралийской плиты. Погрешность менее 0,2 мм/год.

мещения узлов Международной земной системы координат IRTF2008 (International Terrestrial Reference Frame), расположенных на австралийской плите [Altamimi et al., 2011]. Величина этих скоростей порядка 10 см/год, а формальная погрешность — менее 0,2 мм/год.

Плитотектоническая теория предполагает существование течений в мантии (многолетним сторонником чего был Ф. А. Веннинг-Мейнес [Vening Meinesz, 1962, 1964] еще в то время, когда тектоника плит не была популярна). В основании современного варианта теории лежат "три кита":

- 1) представления о том, что на интервалах времени, типичных для геологических процессов, горные породы испытывают пластические деформации и ведут себя подобно очень вязким жидкостям, что делает возможным течения гидродинамического типа в мантии;
- 2) представления о спрединге океанского дна в срединно-океанических хребтах (СОХ), где вулканические извержения порождают новую кору, которая со временем отодвигается от хребта [Hess, 1962; Dietz, 1961];
- 3) представления о субдукции, т. е. погружении океанической плиты в ман-

тию в глубоководных желобах (см. [McKenzie, 1969]).

Эти три пункта требуют некоторых комментариев.

Реология пород Земли. Фундаментальную важность имеют наблюдения постгляциального и постсейсмического восстановления (см., например, [Kaufmann, Lambeck, 2002; Panet et al., 2010]), которые свидетельствуют о том, что мантийные породы реагируют на дифференциальные напряжения подобно очень вязкой жидкости, и позволяют оценить осредненную вязкость верхней и нижней мантии.

Физические механизмы пластической деформации горных пород при высоких температурах и давлениях хорошо известны. Систематическое изложение состояния вопроса можно найти в монографии [Karato, 2008] и обзоре [Kohlstedt, Hansen, 2015]. В настоящей статье мы только акцентируем зависимость от наиболее существенных параметров.

При отсутствии плавления основные механизмы пластической деформации в мантии Земли — это диффузионная и дислокационная ползучесть (крип). Оба процесса сопровождаются скольжением по граням зерен и являются термически активированными, т. е. скорости деформации $\dot{\epsilon}$ для каждого из них зависят от температуры (T) и давления (P), согласно уравнению Аррениуса $\dot{\epsilon} \propto \exp\left(-\frac{E_a + PV_a}{RT}\right)$ со своими энергиями (E_a) и объемами (V_a) активации. С увеличением температуры скорость деформации, вызываемой одними и теми же дифференциальными напряжениями, σ , возрастает, а с увеличением давления убывает. Кроме того, скорость деформации возрастает с уменьшением размера зерен из-за увеличения количества границ, с которыми ассоциируются дефекты решетки, и объема (аморфной) пограничной фазы, в которой диффузия происходит быстрее. Увеличение фугитивности кислорода и содержания воды также увеличивает количество дефектов и тем самым ускоряет диффузию и увеличивает скорость деформации.

Деформация значительно облегчается частичным плавлением. Скорость деформации возрастает почти на порядок при увеличении степени плавления от нуля до 0,1 % [McCarthy, Takei, 2011], а далее растет экспоненциально, пока материал не превращается в суспензию кристаллов в расплаве.

Существенной является зависимость скорости деформации от дифференциального напряжения. Для диффузионного крипа эта зависимость линейная $\dot{\epsilon} \propto \sigma$, так что эффективная вязкость $\eta = \frac{\sigma}{\dot{\epsilon}}$ не зависит от напряжений, а мантийная гидродинамика описывается уравнениями ньютоновской жидкости. Для дислокационной ползучести скорость деформации возрастает с ростом напряжений степенным образом $\dot{\epsilon} \propto \sigma^n$, причем показатель $n > 1$ и обычно близок к 3. Поэтому в случае преобладания дислокационной ползучести материал ведет себя подобно неньютоновской жидкости. В терминах эффективной вязкости неньютоновский характер течений горных пород означает, что с увеличением напряжений эффективная вязкость уменьшается $\eta \propto \sigma^{-n+1}$.

При реальной деформации горных пород функционируют все возможные механизмы деформации, а общая скорость деформации равна сумме вкладов всех механизмов. Если эти вклады сильно различаются, то материал деформируется с эффективной вязкостью, соответствующей наибольшей скорости деформации, т. е. преобладает механизм, обеспечивающий наименьшую эффективную вязкость. В частности, на начальной стадии любого течения, когда напряжения малы, доминирует диффузионная ползучесть и течение приближенно является ньютоновским. В более общих случаях характер течения, т. е. механизм деформации, соответствующий наибольшей ее скорости, можно приближенно определить, используя карты деформации (см., например, [Karato, 2008; Kohlstedt, Hansen, 2015]).

Конкретные значения всех существенных параметров определяющих уравне-

ний для некоторого интервала условий можно найти в публикациях Д. Кошштедта и его сотрудников, например, [Hirth, Kohlstedt, 2003] (см. также [Kohlstedt, Hansen, 2015] и ссылки там). Модели течения, основывающиеся на определяющих уравнениях, построенных с использованием лабораторных данных, приводят к сравнительно узкому интервалу значений вязкости $10^{19,5}—10^{20,5}$ Па·с на глубинах 100—400 км [Kohlstedt, Hansen, 2015]. Они несколько ниже оценок вязкости $10^{20,5}—10^{21,5}$ Па·с [Kaufmann, Lambeck, 2002], основывающихся на данных о постгляциальном восстановлении после отступления плейстоценовых покровов льда, и несколько выше оценок вязкости около 10^{19} Па·с [Rapanet et al., 2010], основывающихся на наблюдениях релаксации геоида после землетрясения магнитудой 9,2 на Суматре в 2004 г. Как отмечают [Kohlstedt, Hansen, 2015], более низкие значения вязкости, характеризующие постсейсмическое восстановление, связаны, вероятнее всего, с тем, что восстановление происходило быстро и напряжения были велики.

Отметим, что анализ постгляциальных движений позволяет заглянуть и в нижнюю мантию, хотя сигнал от нее, естественно, слабее, чем от верхней. По расчетам [Kaufmann, Lambeck, 2002] среднее значение вязкости в нижней мантии 2×10^{22} П·с, причем на глубине примерно 1000 км находится максимум вязкости (около 10^{23} Па·с).

Спрединг океанского дна. Идею о том, что в СОХ возникает новая кора, которая затем отодвигается от хребта, первыми высказали Hess [1962] и Dietz [1961]. Прежде, чем привести свидетельства, подтверждающие эту идею, необходимо подчеркнуть, что она разрешает главную трудность теории Вегенера, из-за которой последняя длительное время считалась полностью противоречащей наблюдениям. Поскольку Вегенер предполагал, что континенты "плавают" в неподвижном субстрате, он должен был объяснить отсутствие "волн" на переднем (с точки зрения направления движения) крае континента. В варианте

раздвижения океанического дна “плавание” континентов пассивное и эта трудность снимается.

Главным подтверждением раздвижения океанического дна является наблюдение магнитных аномалий. По-видимому, первые наблюдения магнитных аномалий вдоль длинного профиля были выполнены с использованием магнитометра для аэромагнитных наблюдений, помещенного в водонепроницаемый корпус и буксируемого за судном [Heezen et al., 1953]. Vine and Matthews [1963] обратили внимание на то, что знаки намагниченности блоков океанской коры чередуются, и связали это с раздвижением океанского дна и магнитными переполусовками.

Картина спрединга, которая сейчас считается общепринятой, предполагает, что по мере того, как плиты раздвигаются, материал, находящийся под хребтом, смещается вверх, испытывая декомпрессионное плавление. Образующаяся магма аккрецирует на края обеих плит и, остывая, запоминает направление магнитного поля. В последующем плиты раздвигаются. Так возникают симметричные последовательности магнитных аномалий. На рис. 2 эта симметричность иллюстрируется на примере одной из записей НИС Eltanin вдоль траверса Eltanin-19, перпендикулярного Тихоокеанско-Антарктическому хребту [Pitman III, Heirtzler, 1966]. Две кривые на этом рисунке показывают одну и ту же запись, но верхняя кривая расположена так, что западный ее конец находится слева, а нижняя — так, что слева находится ее вос-

точный конец. Бросается в глаза совпадение всех основных особенностей кривых. В работе [Heirtzler et al., 1968] представлена впечатляющая картина полосовых магнитных аномалий, параллельных СОХ в северной и южной частях Тихого океана, южной Атлантике и Индийском океане и симметричных относительно СОХ. Эти авторы продемонстрировали, что записи, полученные в разных океанах, одинаковы, за исключением расстояний между аномалиями, что легко объясняется различной скоростью спрединга.

В настоящее время карты магнитных аномалий построены почти для всей земной поверхности, относимой к Мировому океану. Это позволило уточнить последовательность переполусовок магнитного поля Земли и определить их относительные возрасты. Абсолютные возрасты определялись с привлечением данных бурения морского дна. Согласно этим данным, возраст океанической коры монотонно возрастает с удалением от СОХ и нигде не превышает ~200 млн лет, т. е. за последние ~200 млн лет океаническая кора полностью обновилась. Опираясь на абсолютные датировки переполусовок, [Müller et al., 2008] построили сглаженную карту возрастов океанического дна. Под эгидой Американского геофизического союза был подготовлен открытый учебный ресурс по тектонике плит [De Paog, 2017], который широко использует данные [Müller et al., 2008].

Последний важный элемент представлений о спрединге — эволюция плиты, отдвигающейся от СОХ. Наблюдения теплового потока и батиметрия (например, [Parsons, Sclater, 1977; Stein, Stein, 1992]) свидетельствуют о том, что при возрасте плиты менее 50—70 млн лет тепловой поток убывает пропорционально $t^{-1/2}$, а глубина океана возрастает пропорционально $t^{1/2}$. Эти зависимости находятся в полном согласии с моделью полупространства, охлаждающегося с поверхности [McKenzie, 1967; Parsons, Sclater, 1977; Stein, Stein, 1992; Hasterok, 2013]. Последняя модель предполагает, что в начальный мо-

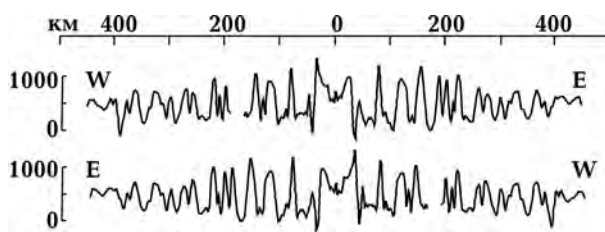


Рис. 2. Вариации магнитного поля на одной из записей НИС Eltanin вдоль траверса Eltanin-19, перпендикулярного Тихоокеанско-Антарктическому хребту [Pitman III, Heirtzler, 1963].

мент плита, отодвигающаяся от СОХ, имеет высокую и постоянную по глубине температуру. По мере охлаждения верхняя часть слоя становится более жесткой и испытывает тепловое сокращение, вследствие чего с возрастом коры увеличивается глубина океана. Увеличение мощности этого более жесткого слоя, т. е. океанической литосферы, с удалением от СОХ демонстрируют сейсмотомографические модели на поперечных волнах (см. например, [Ritzwoller et al., 2004; Goes et al., 2013]). Заметим, что идея об остывании и тепловом сокращении океанической литосферы никак не закладывалась в модель спрединга океанского дна. Поэтому количественное согласие можно считать независимым тестом модели. На более поздних этапах эволюции плиты наблюдаемый тепловой поток и глубина океана стремятся к постоянным значениям (см. например, [Hasterok, 2013]). Это может быть связано с наступлением неустойчивости сублитосферного слоя [Aryasova, Khazan, 2016], которая запускает мантийную конвекцию и поддерживает тепловой поток без дальнейшего охлаждения плиты.

Зоны субдукции. Спрединг океанского дна и субдукция, т. е. возвращение литосферной плиты обратно в мантию, представляют собой связанные явления. Субдукция невозможна без спрединга, а спрединг — без субдукции. МакКензи [McKenzie, 1969] подчеркнул, что как только мы согласились с идеей спрединга, мы должны выбрать один из двух вариантов: либо поверхность Земли сохраняется, и тогда избыточная литосфера должна возвращаться в мантию, либо площадь поверхности литосферы со временем увеличивается. Поскольку скорость спрединга оказалась весьма высокой (океаническая литосфера обновляется всего за 200 млн лет), то реален только первый вариант.

В зонах субдукции одна плита пододвигается под другую, причем пододвигающаяся плита — всегда океаническая. Она затягивает вниз край плиты, под которую пододвигается, вследствие чего возникает глубоководный желоб. В итоге на

приповерхностной части контакта между двумя плитами (в сейсмогенной зоне) накапливаются напряжения. В какой-то момент возникает разрыв и происходит землетрясение. Магнитуда субдукционных землетрясений достигает значений $M > 9$. На нашей планете это самые сильные землетрясения.

На рис. 3 показана зона субдукции Тихоокеанской плиты под Северо-Американскую. Ссылки на источники данных приведены в работе [Zweck et al., 2002].

Субдукционные землетрясения обнаруживают очень характерную и всегда повторяющуюся картину косейсмических движений. Эту картину впервые описал Джордж Плафкер на примере землетрясения 27.03.1964 г. на Аляске [Plafker, 1965, 1969]. Относительные косейсмические перемещения плит при субдукционном землетрясении всегда являются встречными и достигают при сильных землетрясениях гигантских величин. По данным Плафкера, во время Аляскинского землетрясения океаническая плита сместилась в сторону континента не менее чем на 19 м. Амплитуда вертикальных движений тоже значительна и при этом четко зонирована: в той части континентальной плиты, которая ближе к желобу, наблюдается подъем, а дальше от океана — опускание [Plafker, 1965, 1969; Wang, 2007; Mouslopoulou et al., 2016]. На Аляске амплитуда подъема на территории, доступной исследованию, достигала 13 м, опускания — 2,5 м. Аналогичная картина наблюдалась во время Чилийского землетрясения 1960 г., а также во время землетрясения 2004 г. на Суматре [Subaraya et al., 2006; Satake, Atwater, 2007]. В частности, при Чилийском землетрясении горизонтальное смещение достигало 20 м, а опускание с амплитудой до 2 м наблюдалось в широкой зоне, параллельной желобу и обрамленной со стороны океана поднятием с амплитудой до 6 м [Plafker, 1972].

Совершенно чудовищными были перемещения, вызванные землетрясением Tohoku-Oki 11 марта 2011 г. магнитудой 9.

Для регистрации косейсмических дви-

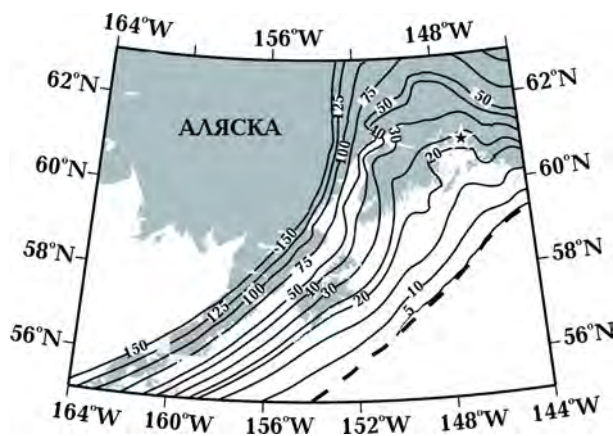


Рис. 3. Зона субдукции Тихоокеанской плиты под Северо-Американскую. Глубина погружающейся плиты показана изолиниями [Zweck et al., 2002], которые оцифрованы в километрах. Штриховая линия показывает положение Алеутского желоба по данным ETOPO5 [ETOP05 ..., 1988]. Звездочка — эпицентр землетрясения 27.03.1964 г. ($M = 9$).

жений при этом землетрясении использовались система, включавшая GPS датчик, установленный на корабле, и пять акустических зеркал на дне [Sato et al., 2011]. Все донные зеркала были установлены вблизи желоба с континентальной стороны от него. Во время землетрясения они переместились горизонтально в направлении желоба, т. е. во встречном относительно океанической плиты направлении. Величины горизонтальных смещений составляли от 5 до 24 м. Четыре датчика, расположенные ближе к желобу, зарегистрировали подъем от 0,9 м до 3 м. Наиболее далекий от желоба датчик опустился на 0,8 м. Стационарная сеть GPS, расположенная на берегу, также зафиксировала опускание на 1 м.

Через 11 дней после землетрясения была выполнена батиметрия по траверсу, пересекающему желоб, который отработывался ранее в 1999 и 2004 годах [Fujiwara et al., 2011]. По данным этих авторов континентальный склон желоба сместился на ~50 м в горизонтальном направлении в сторону желоба (т. е. океанической плиты) и поднялся на 7—10 м.

Ito et al. [2011] использовали два дон-

ных сейсмометра и один датчик давления, установленные на континентальной стороне желоба максимально близко к нему. Горизонтальные перемещения находились по положению сейсмодатчиков, а вертикальное смещение измерялось по показаниям датчика давления. Горизонтальное перемещение одного из сейсмодатчиков составляло 74 ± 20 м, а второго — 58 ± 20 м. Датчик давления показал падение давления, соответствующее смещению вверх на $5 \pm 0,5$ м. Ito et al. [2011] оценили, что такие перемещения, наблюдаемые на поверхности, соответствуют смещению по разлому около 80 м.

Косейсмические вертикальные перемещения являются чисто упругими, причем их наблюдаемое зонирование идеально укладывается в представление о том, как должна себя вести упругая пластина, которая прогибается вверх из-за давления другой пластины на ее торец. Если освободить нагруженный край, то передняя кромка прогнутой пластины, выпрямляясь, подскочит вверх, участок за ней опустится, и это будет сопровождаться встречными перемещениями двух пластин в точности так, как всегда наблюдается при субдукционных землетрясениях. На этапе постсейсмического вязкоупругого восстановления вертикальные движения направлены противоположно упругим косейсмическим реакциям (см., например, [Mouslopoulou, 2016]).

Методами сейсмографии опускающиеся плиты прослеживаются до больших глубин [Wada, King, 2015] как области повышенных сейсмических скоростей, а в верхней части мантии с ними связаны сейсмофокальные зоны, в которых концентрируются гипоцентры землетрясений.

В дополнение к этому можно отметить, что с осени 2017 г. в Новой Зеландии началась программа исследования зоны субдукции Хикуруанги (расположенной к востоку от Северного острова), где Тихоокеанская плита пододвигается под Австралийскую. Эта программа включает в себя интенсивные сейсмические исследования

и бурение, при котором предполагается достичь субдуцирующей плиты.

Кроме того, в 2017 г. Американская геологическая ассоциация начала подготовку тематического выпуска журнала *Geosphere* "Subduction Top to Bottom 2" (или ST2B-2) ("Субдукция сверху донизу 2" [Vebout et al., 2017]), цель которого представить современное состояние проблемы. Предыдущий такой выпуск "Subduction Top to Bottom" был опубликован в 1996 г. в серии монографий Американского геофизического союза.

"Вишенкой на торте" глобальной тектоники можно назвать наблюдение, которое идеально согласуется с моделью, несмотря на то, что оно никак не принималось во внимание, когда формулировались ее основные принципы. Имеется в виду то, что Земля — единственная из пяти планет земной группы (включая Луну), на которой функционирует тектоника плит, и при этом у Земли наиболее сильное магнитное поле [Russel, 1993; Nimmo, 2002; Waters, Nimmo, 2009] (дипольное магнитное поле отсутствует на всех планетах, кроме Меркурия, где оно достигает около 1 % земного).

Дело в том, что поскольку дипольное магнитное поле генерируется конвекцией во внешнем металлическом ядре, которая, в свою очередь, контролируется теплоотводом из ядра в мантию, то существует непосредственная связь между магнитным полем и величиной потока тепла через мантию. Мантийная конвекция с выносом горячего вещества на поверхность (в СОХ) и погружением остывшего материала в мантию (в зонах субдукции), т. е. тектоника плит, обеспечивает наибольшую возможную теплоотдачу планеты — примерно в 15 раз выше, чем в отсутствие конвекции (см. ниже). Отсутствие тектоники плит на других планетах земной группы означает, что эффективность их теплоотдачи значительно меньше, чем на Земле [Nimmo, 2002], а, следовательно, их дипольное магнитное поле неизбежно должно быть намного слабее земного, что и наблюдается.

Принципиальные трудности глобальной тектоники. XX в. в геофизической теории можно назвать веком тектоники плит. Тем, кто хочет познакомиться с тектоникой плит намного более детально, чем это может быть рассмотрено в одной статье, стоит обратиться к "Большому туру по океанским бассейнам" [De Paor, 2017], где, в частности, приведено огромное количество иллюстративного материала и обсуждаются многие вопросы, не упомянутые выше, например задуговой вулканизм и офиолиты.

Пожалуй, можно отметить, что последовательность и адекватность основных положений глобальной тектоники практически не подвергаются сомнению. Тем не менее в глобальной тектонике есть принципиальные трудности, которые невозможно разрешить, не выходя за ее пределы.

Главная из этих трудностей — невозможность сформулировать, что такое тектоническая плита. На поверхности планеты к границам плит приурочены зоны концентрации очагов землетрясений. В настоящее время выделяются 14 больших и 38 малых плит [Bird, 2003]. Кроме семи наибольших плит (Pacific, Africa, Antarctica, North America, Eurasia, Australia, South America) и четырех наименьших (Shetland, Futuna, Galapagos, Manus), остальные ложатся на степенную зависимость $N(>S)$ числа плит с площадью, превышающей S , от S [Bird, 2003]. Существование такой степенной зависимости, возможно, свидетельствует о том, что меньшие плиты возникли вследствие разрушения больших, сформировав фрактальную зависимость числа плит от их площади.

В то же время не существует ответа на вопрос, на какой глубине "заканчивается" литосферная плита. Более того, обсуждение "вишенки на торте" подсказывает, что тепловая структура планеты представляет собой единое целое и рассматривать какую-то часть планеты (например, верхнюю мантию) изолированно от всех ее остальных частей нет никаких оснований.

С математической точки зрения трудностью глобальной тектоники является то, что отсутствуют граничные и начальные

условия, которые позволили бы рассмотреть задачу об эволюции некоторой выделенной части планеты (например, ее верхней мантии). Поэтому можно высказывать догадки о причинах, вызывающих движения, наблюдаемые с поверхности, а также об источниках энергии этих движений, но для получения физически обоснованного ответа на эти вопросы необходимо рассматривать эволюцию планеты как единого целого. Такая постановка задачи и приводит к глобальной геодинамике.

Глобальная геодинамика. Главное отличие глобальной тектоники от глобальной геодинамики — это то, что глобальная тектоника фактически игнорирует существование ядра Земли, в то время как для глобальной геодинамики жидкое внешнее и твердое внутреннее ядро, а также процессы на границе между ними и на границе между ядром и мантией, решающим образом влияющие на мантийную динамику, являются основными объектами исследования.

Схематически и чрезвычайно упрощенно строение и процессы в этой части планеты можно описать следующим образом. После образования внутреннего ядра, возраст которого, по-видимому, около 1 млрд лет [Biggin et al., 2015], происходит его кристаллизация. На границе между внутренним и внешним ядром выделяется теплота кристаллизации и в расплав вытесняются некогерентные составляющие (более подробное изложение процессов на границе твердого и жидкого ядер можно найти в обзорах [Deguen, 2012; Tkalčić, 2015; Litasov, Shatskiy, 2016]). Тепло и вещество выносятся к границе ядро—мантия, вызывая течения во внешнем ядре, обеспечивающие поддержку динамо и генерацию дипольного магнитного поля. Далее, тепло, поступающее в мантию, выносятся мантийной конвекцией к поверхности и излучается в цикле спрединг—субдукция. Фактически теплота кристаллизации твердого ядра (возможно, вместе с потенциальной энергией гравитационного поля, высвобождающейся вследствие всплытия легкой фракции) являет-

ся источником энергии магнитного поля и поддерживает мантийную конвекцию. До начала кристаллизации внутреннего ядра поддержка магнитного поля и мантийной конвекции происходила за счет охлаждения ядра.

Эффективность конвекции как механизма теплоотдачи характеризуется числом Нуссельта (Nu), которое равно отношению полного потока тепла через конвектирующую систему к кондуктивному потоку тепла, который бы проходил через систему при "выключенной" конвекции. При развитой конвекции на границах слоя мощностью d формируются пограничные слои суммарной мощностью $\delta \ll \ll d$. В простейшем случае конвекции в горизонтальном бесконечном слое жидкости, имеющей вязкость, теплопроводность и коэффициент теплового расширения, не зависящие от температуры и давления, число Нуссельта равно отношению мощности слоя к суммарной мощности погранслоев: $Nu \approx d/\delta$. Если полиморфный переход на глубине 660 км не препятствует мантийной конвекции, то мощность области, занятой мантийной конвекцией, около 3000 км. Мощность конвективного пограничного слоя на границе субокеанической мантии и литосферы около 40 км [Argasova, Khazan, 2016]. Если роль нижнего погранслоя играет слой D'' , мощность которого около 200 км [Lau, 2015], то суммарная мощность δ конвективных погранслоев области, занятой мантийной конвекцией, составляет примерно 200—250 км и число Nu равно примерно 12—15.

Все тепловые процессы в Земле взаимозависимы. Например, если по каким-то причинам уменьшится теплоотдача с поверхности (в частности, остановится цикл спрединг—субдукция), то мантийный тепловой поток и теплоотвод из внешнего ядра уменьшатся примерно в Nu раз. Как следствие, ослабнет конвективный поток тепла через внешнее ядро и снизится скорость кристаллизации на границе твердого ядра. Побочным следствием всех процессов в этом сценарии будет многократное ослабление магнитного поля.

В настоящее время состояние знаний об этих объектах быстро изменяется, устойчивая парадигма пока не сформировалась, поэтому ограничимся изложением ниже основных представлений о ядре и переходной области.

Гигантские области пониженных скоростей вблизи границы мантии и ядра, их природа и влияние на внутримантийную циркуляцию. Граница мантия—ядро, скачок плотности на которой больше, чем разность плотностей между горными породами и воздухом на поверхности Земли — по-видимому, самая важная граница в Земле. Гигантские структуры на этой границе, обнаруживаемые сейсмологически как области пониженных скоростей поперечных волн под Тихим океаном и Африкой (рис. 4), являются наиболее значительными структурными элементами в нижней мантии и, вероятно, оказывают решающее влияние на тепловой поток из ядра и образование плюмов [Tackley, 2012; Hernlund, McNamara, 2015]. Дальше будем их обозначать английской аббревиатурой LLSVP (Large Low Shear Velocity Provinces) (Dziewonski, Romanowicz [2015] называют эти структуры суперплюмами). Впервые они проявились в томографических моделях [Dziewonski, 1984; Masters et al., 2000]. В частности, А. Дзевонски отметил существование высокоскоростного кольца, окружающего Тихий океан и фиксируемого на всех глубинах от примерно 1000 км

до ядра. Фактически это означает существование понижения скорости на тех же глубинах. Аналогичная, хотя менее ярко выраженная структура наблюдается в его данных под южной частью Африки. Эти провинции имеют гигантские размеры. Например, африканская провинция имеет на глубине подошвы мантии размеры 4000 × 2000 км, проявляется на всех горизонтальных сечениях на глубинах от 2850 км (граница мантия—ядро) и до глубины около 1350 км, т. е. высота этой "горной страны" около 1500 км [Ritsema et al., 1999].

Понижение скорости поперечных волн в африканской аномалии по данным [Ritsema et al., 1999] достигает 1,2—1,4 %. Томографические модели используют разные наборы данных и стратегию вычислений. Тем не менее наиболее яркие длинноволновые структуры проявляются на всех моделях. Кластерный анализ пяти наиболее совершенных моделей на поперечных волнах [Dziewonski, Romanowicz, 2015] показал, что географически области пониженных скоростей на глубинах 1000—2800 км "при наложении" почти идеально совпадают. Проанализировав четыре томографические модели на продольных волнах и двадцать моделей на поперечных волнах, [Becker, Boschi, 2002] построили осредненные V_S и V_P модели (smean и rmean соответственно). На smean отчетливо проявляются низкоскоростные аномалии под Тихим океаном и Африкой, которые, сужаясь, простираются вверх до "высоты" над границей мантия—ядро (примерно 1000 км). Амплитуда аномалий скорости V_S — около 1,5 %. По периферии Тихого океана видны высокоскоростные аномалии V_S , достигающие 0,8 %. Географически и, скорее всего, физически эти высокоскоростные аномалии коррелируют с зонами субдукции [Grand, 2002].

Принципиально важным является вопрос о природе аномалий. Из двух возможных вариантов объяснения — вариации температуры или вариации состава в нижней мантии — сейсмологическим данным удовлетворяет только второй.

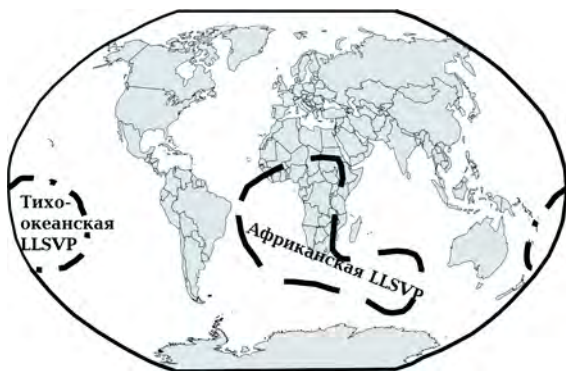


Рис. 4. Приблизительное положение Африканской и Тихоокеанской провинций пониженных скоростей в нижней мантии.

При постоянном составе увеличение температуры приводит к уменьшению как модуля всестороннего сжатия, так и модуля сдвига, т. е. к понижению скорости распространения как поперечных, так и продольных волн. Поэтому в случае тепловой природы LLSVP вариации скорости продольных и поперечных волн в нижней мантии должны коррелировать. В действительности (см., например, [Becker, Boschi, 2002]) вариации скорости продольных волн значительно ослаблены по сравнению с поперечными волнами. Чтобы прояснить ситуацию, [Kennet et al., 1998] дополнили томографию на продольных и поперечных волнах томографией на "объемных звуковых волнах" ("bulk sound waves"), т. е. на волнах, которые бы распространялись в Земле, если бы горные породы представляли собой настоящую жидкость с нулевым модулем сдвига. Скорость объемных волн (V_b) зависит только от модуля всестороннего сжатия (K): $V_b^2 = V_P^2 - \frac{4}{3} V_S^2 = K/\rho$ (ρ — плотность) аналогично тому, как скорость поперечных волн зависит только от модуля сдвига, μ : $V_S^2 = \frac{\mu}{\rho}$. Поэтому совместная томография на поперечных и объемных волнах позволяет выяснить, как изменяются в мантии оба модуля. Из решений [Kennet et al., 1998] следует, что в Тихоокеанской LLSVP понижение скорости распространения поперечных волн сопровождается повышением скорости распространения объемных звуковых волн. Из этого однозначно следует, что, по крайней мере, Тихоокеанская LLSVP имеет состав, отличный от состава мантии вне этой провинции (система наблюдений, использованная Kennet et al. [1998], не позволяла получить достаточно хорошее разрешение в мантии под Африканской плитой).

Используя идеальное расположение очагов землетрясений в Южной Америке и сейсмоприемников в Южной Африке и Танзании, [Ni et al., 2002] изучили прохождение лучей вблизи края LLSVP. Они показали, что смещение трассы примерно на 50 км к северу скачкообразно уве-

личивает время прохождения примерно на 5 с, т. е. граница африканской LLSVP является резкой. К аналогичному заключению пришли [To et al., 2005] при изучении Тихоокеанской LLSVP.

При детальном изучении строения Африканской LLSVP [Wang, Wen 2007] пришли к заключению, что она имеет колоколообразную форму, поднимаясь над подошвой мантии на 1300 км, и располагается на основании мощностью 150—200 км и шириной около 4000 км. Сейсмологические данные объясняются лучше всего в предположении, что понижение скорости составляет ~5 % в основании аномалии и 2—3 % в той ее части, которая находится в средней мантии. Поперечные размеры аномалии возрастают с глубиной, причем сама аномалия и ее основание составляют единое целое. По мнению [Wang, Wen, 2007], аномалия имеет состав, отличный от нижней мантии, и является стабильной.

Такие гигантские образования на "дне" силикатной мантии должны оказывать решающее влияние на мантийную циркуляцию. Torsvik et al. [2006] показали, что в последние 200 млн лет гигантские провинции изверженных пород (Large Igneous Provinces — LIPs; трапшы) проектируются в основном на полосу $\pm 10^\circ$ относительно границы LLSVP (определенной как контур, соответствующий понижению скорости распространения поперечных волн на 1 % в модели smean). Положение LIP на момент извержения определялось с использованием палеомагнитных реконструкций.

С учетом палеореконокструкций примерно на эту же полосу (в пределах $7 \pm 5^\circ$ относительно того же контура smean) проектируются места извержения большинства кимберлитов с возрастными не более 320 млн лет [Torsvik et al., 2010]. Исключением являются североамериканские кимберлиты (примерно 17 % от общего количества).

Из анализа [Torsvik et al., 2006, 2010] следует, что крупнейшие неоднородности в мантии Земли являются долгоживущими образованиями и существуют в течение

по меньшей мере с момента образования Пангеи 320 млн лет тому назад. Находились ли они в течение всего этого времени на одних и тех же местах границы мантия—ядро, остается не вполне определенным. Однако, если бы смещение этих провинций относительно их сегодняшнего положения было бы значительным, палеорекострукции Torsvik et al. [2006, 2010] не были бы успешными в том смысле, что им не удалось бы получить согласованную картину взаимного расположения LLSVP, континентов и трапповых излияний на них.

Torsvik et al. [2006, 2010] предполагают, что стенки тысячекилометровой высоты с перепадом плотности на них, превышающем 1 %, нарушают регулярный характер мантийных течений и приводят к возникновению флуктуаций в виде аномально нагретых областей, порождающих мантийные плюмы. В свою очередь мантийные плюмы, достигая подошвы литосферы, формируют гигантскую “шапку”, которая растекается, следуя рельефу подошвы [Арясова, Хазан, 2013а, б] (Sleep [1997] назвал такое течение “дренаж вверх ногами”) и порождая магматизм, состав которого зависит от давления в месте плавления, т. е. от мощности литосферы. Именно по этой причине в областях траппового магматизма возникают синхронные и территориально близкие, но географически непересекающиеся магматические излияния, состав и объем которых коррелирует с тектоникой, — от гигантских объемов базальтов в областях прогиба, где литосфера наиболее тонкая, до незначительных по объему ультраосновных кимберлитов на кратонах и карбонатитов вблизи последних [Арясова, Хазан, 2013а, б]. Единственная значительная группа кимберлитов, для которой отсутствует корреляция с карбонатитами и траппами, — это кимберлиты кратона Слэйв, причем это единственная группа кимберлитов, которая на момент внедрения не располагалась над контуром LLVSP [Torsvik et al., 2010].

Наконец, Kustowski et al. [2008] построили общую характеристику поля сейсмических скоростей в мантии Земли. Они

разложили аномалии скорости (т. е. отклонения от осредненной модели) на разных глубинах по сферическим функциям. Оказалось, что вся Земля до ядра разбивается на три зоны с резким изменением характера спектра на границах между ними. До глубины примерно 230—250 км (граница Леманн?) находится чрезвычайно неоднородная зона (гетеросфера, по [Dziewonski, Romanowicz, 2015]). На границе с переходной областью, которая простирается до подошвы верхней мантии, спектр резко упрощается и высокие гармоники (коротковолновая периодичность) почти исчезают. В нижней мантии (зона суперплюмов, по [Dziewonski, Romanowicz, 2015]) фактически остаются только структуры второго и третьего порядка, соответствующие периодичности 180° и 120° соответственно. В слое мощностью 300—400 км вблизи границы с ядром спектр третьего и особенно второго порядка (периодичность с характерным масштабом, близким к полушарию) очень интенсивный. С высотой над границей мантия—ядро интенсивность спектра становится меньше, но структуры второго порядка преобладают вплоть до границы с верхней мантией, т. е. влияние LLVSP является определяющим во всей нижней мантии.

Слой D''. К. Буллен обратил внимание на возможность того, что слой мощностью примерно 200 км на границе мантия—ядро, который он назвал D'', имеет свойства, отличающиеся от свойств остальной части нижней мантии (слоя D' в его терминологии [Bullen, 1949]). В слое D'' градиент модуля всестороннего сжатия (фактически градиент скорости V_b) значительно отличается от его значения в слое D'. В последующем при изучении слоя D'' широко использовались волны, дифрагировавшие на неоднородностях внутри слоя и распространявшиеся вдоль границы мантия—ядро (Lay [2015] и ссылки там). Из этих наблюдений следует, что не существует единой, одинаковой повсюду структуры слоя D'': вдоль слоя градиент скорости изменяется от положительных до отрицательных значений. Существенно при

этом, что скорости поперечных волн в слое D'' под периферией Тихого океана повышены, что указывает, по-видимому, на проникновение субдуцировавших плит до границы мантия—ядро. Кроме того, наблюдается корреляция понижений скорости в слое D'' с горячими точками на поверхности, откуда следует, что горячие поднятия, вызываемые процессами в слое D'', пронизывают всю мантию и достигают поверхности [Lay, 2015]. Это еще раз подчеркивает, что процессы на границе мантия—ядро непосредственно влияют на то, что наблюдается на поверхности.

Планетарный тепловой баланс. Суммарный поток тепла. Согласно современным данным [Davies, Davies, 2010], планетарный поток тепла равен 47 ± 2 ТВт ($1 \text{ ТВт} = 10^{12} \text{ Вт}$). Это оценка складывается из четырех составляющих:

- субокеанического теплового потока "молодых океанов", т. е. теплового потока сквозь участки океанического дна с возрастом коры менее 66,5 млн лет ($23,1 \text{ ТВт}$; средняя плотность теплового потока $128 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$);
- теплового потока в остальной части океанов ($7,8 \text{ ТВт}$, $66 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$) и континентов ($13,8 \text{ ТВт}$, $73 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$);
- теплового потока сквозь области, покрытые льдом (Антарктика, Гренландия) ($65 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$), который оценивался по глубине до изотермы Кюри, определенной по аэромагнитным данным. Суммарный поток $0,9 \pm 0,3 \text{ ТВт}$;
- добавочного теплового потока $1 \pm 0,33 \text{ ТВт}$ в горячих точках, который не был учтен в оценке, относящейся к молодым океаническим областям.

Суммарная оценка $46,7 \pm 2 \text{ ТВт}$ (округленно $47 \pm 2 \text{ ТВт}$) складывается из теплоотдачи в континентальных ($14,8 \text{ ТВт}$ со средней плотностью потока $70,9 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$) и океанических ($31,9 \text{ ТВт}$, $105,4 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$) регионах.

Глобальная радиогенная теплогенерация по данным о геонейтрино. Чтобы оценить тепловой поток, поступающий из ядра в мантию, необходимо из полного глобального теплового потока вычесть поток,

связанный с теплогенерацией в коре и мантии. Поскольку в процессе выделения земного ядра оксиды урана, тория и калия остались в силикатной мантии [McDonough, 2003], то в первом приближении радиогенная теплогенерация в ядре отсутствует, и тепловыделение вне ядра приближенно совпадает с полным радиогенным тепловыделением в Земле.

Наиболее перспективный метод оценки глобальной теплогенерации — изменение потока нейтрино, излучение которых сопровождает каждый акт распада ядер радиоактивных изотопов, входящих в состав горных пород. Учитывая возраст Земли, превышающий 4,5 млрд лет, в настоящее время подавляющий вклад в радиогенную теплогенерацию вносят долгоживущие изотопы урана ^{235}U , ^{238}U , тория ^{232}Th и калия ^{40}K [Van Schmus, 1995]. В цепочках распада урана и тория, заканчивающихся образованием стабильных изотопов свинца, а также при распаде ^{40}K с образованием ^{40}Ca (89 % всех распадов ^{40}K) излучаются электронные антинейтрино, которые в приложении к Земле принято называть геонейтрино. При бета-распаде ^{40}K с образованием ^{40}Ar (около 11 % всех распадов ^{40}K) излучается электронное нейтрино (на которое тоже иногда распространяют название геонейтрино).

В настоящее время для измерения потока нейтрино, излученных в Земле, используются две установки: KamLAND в Японии иorexino в Италии. Оба прибора регистрируют нейтрино, наблюдая распад протона на позитрон и нейтрон при поглощении электронного антинейтрино. Поэтому у обеих установок довольно высокий энергетический порог реакции (сумма масс образующихся нейтрона и позитрона больше массы исходного протона), вследствие чего регистрируются только высокоэнергичные геонейтрино, родившиеся при распаде ^{238}U и ^{232}Th .

Нейтрино очень слабо взаимодействуют с веществом. Количество зарегистрированных событий, которые можно отнести к геонейтрино (а не к нейтрино из близлежащих ядерных реакторов), исчисляет-

ся десятками. Радиогенная теплогенерация в Земле по данным детектора KamLAND не выходит за пределы погрешности наблюдений и интерпретации. В отличие от этого данные детектораorexino не совместимы с гипотезой о нулевой радиогенной теплогенерации в Земле [Agastini et al., 2015].

Интерпретация зарегистрированных событий требует задания отношений содержания урана, тория и калия в породах U/Th, K/U. Обычно эти отношения принимаются такими же, как в хондритах. Но когда станет возможным более точное измерение энергии нейтрино, их можно будет определять экспериментально. При интерпретации результатов наблюдений приходится также задаваться предположениями относительно распределения теплогенерирующих изотопов в мантии. Обычно рассматриваются два крайних варианта: однородное распределение и концентрация радиоактивных изотопов в тонком слое на подошве мантии. В этих двух вариантах мощность радиогенной теплогенерации в Земле по наблюдениям детектораorexino в течение 2056 дней равна 33^{+28}_{-20} ТВт [Agastini et al., 2015]. Сравнивая эту оценку с глобальным тепловым потоком 47 ± 2 ТВт по данным [Davies, Davies, 2010] и пренебрегая теплогенерацией в ядре, находим, что поток тепла из ядра в мантию приближенно равен 14 ТВт.

Кроме того, если исключить из глобального теплового потока вклад теплогенерации в коре, который по независимым оценкам равен $8,1 \pm 0,8$ ТВт [Dye, 2012], находим, что суммарная мощность, поступающая в мантию из ядра и генерируемая внутри мантии, составляет около 39 ТВт. Именно эта энергия обеспечивает функционирование "мантийной тепловой машины" и, в частности, плитотектонических процессов. Подчеркнем, что последняя оценка не основывается на нейтринных данных и поэтому ее погрешность невелика, несмотря на то, что ее составляющие (теплогенерация внутри мантии и поток тепла через границу ядро—мантия) в настоящее время известны с большой погрешностью.

Точность измерений потока геонейтрино будет возрастать по мере набора статистики, чему способствует запуск новых установок, в частности детектора SNOlab в шахте вблизи Садбери (Канада) [Dye, 2012], расположение которого идеально для нейтринных экспериментов (он находится на большой глубине, эквивалентной слою воды толщиной 6 км, и вблизи него нет ядерных реакторов). Кроме того, количество получаемой информации будет увеличиваться по мере разработки методов регистрации низкоэнергичных геонейтрино, возникающих при распаде ^{235}U и ^{40}K [Leyton et al., 2017], и методов определения направления прихода нейтрино [Leyton et al., 2017].

Тепловой режим на границе мантия—ядро играет решающую роль в мантийной динамике. В настоящее время понятно, как именно может происходить этот теплообмен, но какой из возможных вариантов реализуется в природе, пока неясно. Более того, может быть, что характер этого теплообмена варьируется, проявляясь в вариациях магнитного поля Земли и плитовой динамике.

Как отмечено выше, суммарная энергия, поступающая в мантию (около 39 ТВт), определена довольно надежно. Однако неизвестно, как эта энергия разделяется между внутримантийной теплогенерацией и потоком тепла на границе ядро—мантия. Из косвенных соображений (основывающихся на экстраполяции до границы ядра мантийной адиабаты и оценки мощности теплового погранслоя) следует, что тепловой поток сквозь подошву мантии составляет $q_{CMB} = 6 \div 16$ ТВт, хотя, как отмечает [Buffett, 2015], невозможно исключить ни большие, ни меньшие значения.

Учитывая гигантскую разность плотностей и вязкостей расплава железа и силикатных пород, обмен тепловой энергией между ядром и мантийной конвекцией может быть только кондуктивным, причем вблизи подошвы мантии неизбежно развивается пограничный слой со сверхадиабатическим градиентом температуры.

Во внешнем ядре ситуация менее опре-

деленная. Существование конвективного перемешивания в ядре с неизбежностью следует из самого факта существования магнитного поля в течение миллиардов лет, поскольку при отсутствии конвекции динамо перестало бы функционировать, и магнитное поле из-за омических потерь затухло бы за время не более 10^5 лет [Jones, 2015]. Конвекция во внешнем ядре поддерживается благодаря высвобождению легкой фракции при кристаллизации твердого ядра и выделению теплоты кристаллизации.

Режим теплопереноса во внешнем ядре зависит от соотношения между реальным потоком тепла (q_{CMB}), протекающим сквозь границу мантия—ядро, и кондуктивным потоком тепла (q_{ad}), который протекал бы сквозь внешнее ядро в случае, если бы градиент температуры в нем был равен адиабатическому.

Как известно, если градиент температуры в жидкости меньше адиабатического, то тепловая конвекция невозможна (см., например, [Ландау, Лифшиц, 1986]). Поэтому если реальный поток тепла меньше адиабатического ($q_{CMB} < q_{ad}$) и, следовательно, градиент температуры в расплаве меньше адиабатического градиента, то жидкое ядро конвективно устойчиво, и на верхней границе отсутствует тепловой погранслои. В этом предельном случае во внешнем ядре существует нетепловая конвекция, перемешивание поддерживается выделением легкой фракции на границе внешнего и внутреннего ядра, а тепловой поток внутри металлического ядра является кондуктивным.

В противоположном предельном случае $q_{CMB} > q_{ad}$, во внешнем ядре сосуществуют тепловая и нетепловая конвекции, а вблизи границы развивается погранслои со сверхадиабатическим градиентом температуры. Тепловая конвекция в этом случае поддерживается нагревом снизу и охлаждением сверху.

Даже это качественное рассмотрение ситуации во внешнем ядре и на границе мантия—ядро свидетельствует о том, что температура в жидком металлическом ядре

близка к адиабатической. Такая ситуация типична для однородных областей, где параметр Буллена близок к 1, как в нижней мантии и внешнем ядре [Dziewonski, Anderson, 1981]. Более аккуратный анализ подтверждает это заключение [Anufriev et al., 2005; Kavner, Rainey, 2016].

К сожалению, количественные результаты в настоящее время не позволяют составить согласованную картину. Между опубликованными кривыми плавления чистого железа, а также между кривыми плавления сплавов существуют значительные расхождения. Поэтому интервалы допустимых значений температуры на границе внутреннего и внешнего ядра и на границе ядро—мантия оказываются весьма широкими: 5150—6200 К и 3850—4600 К соответственно. Главные причины расхождений — неопределенность состава ядра и фазовой диаграммы, а также погрешности определения параметра Грюнайзена [Fischer, 2016].

Серьезной проблемой является расхождение оценок потока тепла в мантии и ядре вблизи границы ядро—мантия. В настоящее время при оценках потока тепла внутри металлического ядра используются значения теплопроводности, которые основываются на численном моделировании электронной структуры расплавленного железа и его сплавов "из первых принципов". Результаты моделирования [Pozzo et al., 2012; De Koker et al., 2012] указывают на то, что теплопроводность в ядре значительно выше, чем следовало из предыдущих расчетов, при которых использовались более грубые модели. Как следствие, современные оценки кондуктивного потока тепла в ядре, переносимого вдоль адиабатического градиента, достигают 15—16 ТВт по данным [Pozzo et al., 2012] и 14—20 ТВт по расчетам [De Koker et al., 2012]. Эти значения существенно выше, чем оценки теплового потока в мантии вблизи границы с ядром (5—10 или 5—13 ТВт по оценкам [Tsuchiya et al., 2016; Lay et al., 2008] соответственно). Причинами этого расхождения могут быть неопределенности состава ядра, поскольку теп-

лопроводность и удельное сопротивление сплавов железа (связанные законом Видемана—Франца) сильно зависят от содержания легких элементов [De Koker et al., 2012]. Кроме того, возможно, потребуются уточнить значения параметров, которые использованы для оценки потока тепла на границе ядро—мантия на мантийной стороне (т. е. мощность теплового погранслоя, скачок температуры и теплопроводность).

Заключение. В отличие от других планет земной группы на Земле функционирует глобальная (или плитовая) тектоника, наиболее характерными признаками которой является спрединг, т. е. рождение новой океанической коры и океанической литосферы в СОХ, и субдукция, т. е. возвращение океанической литосферы в мантию в глубоководных желобах. Наблюдения дают достаточные основания уверенно утверждать, что эта картина реальна, однако построить количественную теорию, объясняющую как минимум основные аспекты наблюдений, оставаясь в рамках глобальной тектоники, невозможно из-за принципиальной неполноты последней.

Главная трудность глобальной тектоники заключается в том, что ввести сколь-нибудь физически обоснованное определение "плиты" не представляется возможным. Нет никаких указаний на существование в океанической мантии какой-то субгоризонтальной границы, выше которой слой ("плита") движется как твердое тело относительно нижележащей мантии. Напротив, есть косвенные указания на то, что вся мантия вместе с литосферой и корой представляет собой единую гидродинамическую систему со сложной реологией и внутренними составными и фазовыми границами, функционирование которой обеспечивается протеканием сквозь нее потока энергии, выделяющейся при кристаллизации внутреннего ядра и распаде долгоживущих радиоактивных изотопов.

Один из примеров единства этой системы — длительное функционирование механизма динамо и существование общего магнитного поля Земли, которые невозмож-

ны без стабильного теплоотода из ядра. Последний, в свою очередь, должен поддерживаться теплоотдачей с поверхности.

Другой пример — эволюция океанического теплового потока и глубины океана по мере отодвигания плиты от СОХ [Aryasova, Khazan, 2016] показали, что при охлаждении плиты мощность теплового пограничного слоя увеличивается, пока он не становится неустойчивым. Эта неустойчивость контролирует мощность океанической литосферы и тепловой поток в областях с возрастом коры ≥ 50 —70 млн лет. Одновременно неустойчивость пограничного слоя запускает конвективные течения в нижележащей мантии, благодаря чему тепло доставляется из глубины к литосфере, поддерживая тепловой поток и препятствуя дальнейшему охлаждению плиты и углублению океана.

Эти два примера показывают, что изменение теплового режима на поверхности сопровождается тепловой перестройкой течений во всей мантии, и, вероятно, затрагивает тепловой режим ядра.

Таким образом, построить последовательную модель эволюции Земли невозможно, не включая в рассмотрение нижнюю мантию, внешнее и внутреннее ядро и пограничные участки между ними, т. е. те области, которые находятся вне сферы внимания глобальной тектоники. Фактически, в отличие от глобальной тектоники, эта модель должна быть "теорией всей Земли". Выше мы называем ее "Глобальной геодинамикой".

В настоящей статье не затронуто огромное количество очень интересных физических проблем, возникающих в связи с наблюдениями и моделированием состояния ядра Земли и пограничных областей, а также при изучении конкретных проблем геодинамики [Гинтов, Старостенко, 2018]. Например, в стандартной и привычной нам ситуации из двух фаз, находящихся в равновесии, твердая фаза является низкотемпературной, т. е. стабильной, при температуре ниже температуры фазового равновесия. Нестандартность внутреннего ядра начинается с того, что из-за

влияния давления твердая фаза является высокотемпературной, а сейсмологические данные указывают на существование сложной внутренней структуры ядра, включая анизотропию его внутренней части, неэквивалентность полушарий, топографию поверхности и существование "самого внутреннего ядра" радиусом 300—600 км (см., например, недавние обзоры [Deguen, 2012; Tkalčić, 2015; Buffett, 2015; Litasov, Shatskiy, 2016]).

Здесь мы ограничились проблемой глобального теплового баланса Земли. Из приведенного обзора понятно, что в настоящее время полной ясности в этом вопросе нет. Однако есть все основания ожидать быстрого прогресса в этом направлении. В частности, результаты нейтринного эксперимента позволят в ближайшие годы получить надежную оценку полной мощности радиогенного тепловыделения в Земле и, следовательно, оценку потока

тепла из ядра в мантию. Уже одно это существенно сузит выбор моделей, описывающих процессы в ядре. В то же время сегодня очевидно, что градиент температуры во внешнем ядре очень близок к адиабатическому. Поэтому уточнение температуры на границе внутреннего и внешнего ядра и характера перемешивания во внешнем ядре (от чего зависит существование или отсутствие теплового пограничного слоя на верхней границе внешнего ядра) позволит определить температуру на подошве мантии и сформулировать краевую задачу динамики мантийных течений. Тем самым будет перекинут мост от глобальной геодинамики к глобальной тектонике и представления последней будут поставлены на физическую основу.

Авторы благодарят академика НАН Украины В. И. Старостенко и чл.-корр. НАН Украины О. Б. Гинтова за конструктивную критику.

Список литературы

- Арясова О. В., Хазан Я. М. Взаимодействие мантийной конвекции с литосферой и происхождение кимберлитов. *Геофиз. журн.* 2013а. Т. 35. № 5. С. 150—171. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i5.2013.116445>.
- Арясова О. В., Хазан Я. М. "Правило Клиффорда" и геодинамика кимберлитового магматизма. *Геофиз. журн.* 2013б. Т. 35. № 6. С. 101—113. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i6.2013.116453>.
- Гинтов О. Б., Старостенко В. И. Введение. В кн: *Очерки геодинамики Украины*. Киев: ООО "Предприятие "ВИ ЕН ЕЙ"", 2018. С. 11—16.
- Ландау Л. Д., Лифшиц Е. М. *Гидродинамика*. Москва: Наука, 1986. 736 с.
- Agostini, M., Appel, S., Bellini, G., Benziger, J., Bick, D., Bonfini, G., ... Zuzel, G. (2015). Spectroscopy of geo-neutrinos from 2056 days of Borexino data. *Physical Review D*, 92(3), 031101. doi: 10.1103/PhysRevD.92.031101.
- Altamimi, Z., Collilieux, X., & Métivier, L. (2011). ITRF2008: an improved solution of the international terrestrial reference frame. *Journal of Geodesy*, 85(8), 457—473. <https://doi.org/10.1007/s00190-011-0444-4>.
- Anufriev, A. P., Jones, C. A., & Soward, A. M. (2005). The Boussinesq and anelastic liquid approximations for convection in the Earth's core. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 152(3), 163—190. doi: 10.1016/j.pepi.2005.06.004.
- Aryasova, O. V., & Khazan, Y. M. (2016). A new approach to computing steady-state geotherms: The marginal stability condition. *Tectonophysics*, 693, 32—46. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2016.10.014>.
- Bebout, G. E., Scholl, D. W., Stern, R. J., Wal-

- lace, L.M., & Agard, P. (2017). Twenty years of subduction zone science: Subduction top to bottom 2 (ST2B-2). *GSA Today*, 28(2), 4—10. doi: 10.1130/GSATG354A.1.
- Becker, T.W., & Boschi, L. (2002). A comparison of tomographic and geodynamic mantle models. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3(1), 1003. doi: 10.129/2001GC000168.
- Biggin, A.J., Piispa, E.J., Pesonen, L.J., Holme, R., Paterson, G.A., Veikkolainen, T., & Tauxe, L. (2015). Palaeomagnetic field intensity variations suggest Mesoproterozoic inner-core nucleation. *Nature*, 256, 245—248. doi: 10.1038/nature15523.
- Bird, P. (2003). An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(3), 1027. doi: 10.1029/2001GC000252.
- Buffett, B.A. (2015). Core—mantle interactions. In G. Schubert (Ed.), *Treatise on Geophysics* (Vol. 8, pp. 213—224). Oxford: Elsevier. doi: 10.1016/B978-0-444-53802-4.00148-2.
- Bullen, K. E. (1949). Compressibility-Pressure Hypothesis and the Earth's Interior. *Geophysical Journal International*, 5(9), 335—368. doi: 10.1111/j.1365-246X.1949.tb02952.x.
- Davies, J.H., & Davies, D.R. (2010). Earth's surface heat flux. *Solid Earth*, 1(1), 15—24. doi: 10.5194/se-1-5-2010.
- Deguen, R. (2012). Structure and dynamics of Earth's inner-core. *Earth and Planetary Science Letters*, 333-334, 211—225. doi: 10.1016/j.epsl.2012.04.038.
- De Koker, N., Neumann, G.S., & Vlček, V. (2012). Electrical resistivity and thermal conductivity of liquid Fe alloys at high P and T , and heat flux in Earth's core. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA*, 109(11), 4070—4073. doi: 10.1073/pnas.1111841109.
- De Paor, D.G. (2017). A grand tour of the ocean basins. *Eos*, 98. <https://doi.org/10.1029/2017EO081093>.
- Dietz, R.S. (1961). Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. *Nature*, 190, 854—857. doi: 10.1038/190854a0.
- Dye, S.T. (2012). Geoneutrinos and the radioactive power of the Earth. *Reviews of Geophysics*, 50, RG3007. doi: 10.1029/2012RG000400.
- Dziewonski, A.M. (1984). Mapping the lower mantle: Determination of lateral heterogeneity in P velocity up to degree and order 6. *Journal of Geophysical Research*, 8, 5929—5952. doi: 10.1029/JB089iB07p05929.
- Dziewonski, A.M., & Anderson, D.L. (1981). Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 25(4), 297—356. doi: 10.1016/0031-9201(81)90046-7.
- Dziewonski, A.M., & Romanowicz, B.A. (2015). Deep Earth Seismology: An Introduction and Overview. In G. Schubert (Ed.), *Treatise on Geophysics* (Vol. 2, pp. 1—28). Oxford: Elsevier. doi: 10.1016/B978-0-444-53802-4.00001-4.
- ETOPO5: Data Announcement 88-MGG-02, Digital relief of the Surface of the Earth. (1988). NOAA, National Center for Environmental Information. Retrieved from <https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/etopo5.HTML>.
- Fischer, R.A. (2016). Melting of Fe Alloys and the Thermal Structure of the Core. In H. Terasaki, & R.A. Fischer (Eds), *Deep Earth: Physics and Chemistry of the Lower Mantle and Core* (pp. 3—12). Washington, DC: AGU.
- Fujiwara, T., Kodaira, S., No, T., Kaiho, Y., Takahashi, N., & Kaneda, K. (2011). The 2011 Tohoku-Oki earthquake: Displacement reaching the trench axis. *Science*, 234, 1240. doi: 10.1126/science.1211554.
- Goes, S., Eakin, C.M., & Ritsema, J. (2013). Lithospheric cooling trends and deviations in oceanic PP-P and SS-S differential traveltimes. *Journal of Geophysical Research. Solid Earth*, 118, 996—1007. doi: 10.1002/jgrb.50092.
- Grand, S.P. (2002). Mantle shear-wave tomography and the fate of subducted slabs. *Phi-*

- Iosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 360, 2475—2491. doi: 10.1098/rsta.2002.1077.
- Hasterok, D. (2013). A heat flow based cooling model for tectonic plates. *Earth and Planetary Science Letters*, 361, 34—43. doi: 10.1016/j.epsl.2012.10.036.
- Heezen, B. C., Ewino, M., & Miller, E. T. (1953). Transatlantic profile of total magnetic intensity and topography Dakar to Barbados. *Deep-Sea Research*, 1 (1), 25—33. doi: 10.1016/0146-6313(53)90006-9.
- Heirtzler, J. R., Dickson, G. O., Herron, E. M., Pitman, W. C., & Le Pichon, X. (1968). Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and motions of the ocean floor and continents. *Journal of Geophysical Research*, 73, 2119—2136. doi: 10.1029/JB073i006p02119.
- Hernlund, J. W., & McNamara, A. K. (2015). The core-mantle boundary region. In D. Bercovici, & G. Schubert (Eds), *Treatise on Geophysics* (Vol. 7-8, pp. 461—519). Oxford: Elsevier. doi: 10.1016/B978-0-444-53802-4.00136-6.
- Hess, H. H. (1962). History of ocean basins. In A. E. J. Engel, L. H. James, & B. F. Leonard (Eds), *Petrologic studies: A volume to honor of A. F. Buddington* (pp. 599—620). New York: Publ. The Geological Society of America.
- Hirth, G., & Kohlstedt, D. L. (2003). Rheology of the upper mantle and the mantle wedge: A view from the experimentalists. In Eiler J. (Ed.), *Inside the Subduction Factory*. Geophysical Monograph (Vol. 138, pp. 83—105). Washington, DC: American Geophysical Union.
- Ito, Y., Tsuji, T., Osada, Y., Kido, M., Inazu, D., Hayashi, Y., ... Fujimoto, H. (2011). Frontal wedge deformation near the source region of the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Geophysical Research Letters*, 38(15), L00G05. doi: 10.1029/2011GL048355.
- Jones, C. A. (2015). Thermal and compositional convection in the outer core. In G. Schubert (Ed.), *Treatise on Geophysics* (Vol. 8, pp. 115—159). Elsevier: Oxford.
- Karato, S. (2008). *Deformation of Earth Materials*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Kaufmann, G., & Lambeck, K. 2002. Glacial isostatic adjustment and the radial viscosity profile from inverse modeling. *Journal of Geophysical Research*, 107(B11), 2280. doi: 10.1029/2001JB000941.
- Kavner, A., & Rainey, E. S. G. (2016). Heat Transfer in the Core and Mantle. In H. Terasaki, & R. A. Fischer (Eds), *Deep Earth: Physics and Chemistry of the Lower Mantle and Core* (pp. 31—42). Washington, DC: AGU.
- Kennett, B., Widiyantoro, S., & van der Hilst, R. (1998). Joint seismic tomography for bulk sound and shear wave speed in the Earth's mantle. *Journal of Geophysical Research. Solid Earth*, 103, 12469—12493. doi: 10.1029/98JB00150.
- Kohlstedt, D. L., & Hansen, L. N. (2015). Constitutive Equations, Rheological Behavior, and Viscosity of Rocks. In G. Schubert (Ed.), *Treatise on Geophysics* (Vol. 2, pp. 441—472). Oxford: Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53802-4.00042-7>.
- Kustowski, B., Ekström, G., & Dziewonski, A. M. (2008). The shear-wave velocity structure in the upper mantle beneath Eurasia. *Geophysical Journal International*, 174, 978—992. doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03865.x.
- Lay, T., Hernlund, J. & Buffett, B. (2008). Core-mantle boundary heat flow. *Nature Geoscience*, 1, 25—32. doi: 10.1038/ngeo.2007.44.
- Lay, T. (2015). Deep Earth Structure: Lower Mantle and D'' Rocks. In G. Schubert (Ed.), *Treatise on Geophysics* (Vol. 1, pp. 684—723). Oxford: Elsevier. doi: 10.1016/B978-0-444-53802-4.00019-1.
- Leyton, M., Dye, S., & Monroe J. (2017). Exploring the hidden interior of the Earth with directional neutrino measurements. *Nature Communications*, 8, 15989. doi: 10.1038/ncomms15989.

- Litasov, K.D., & Shatskiy, A.F. (2016). Composition of the Earth's core: A review. *Russian Geology and Geophysics*, 57, 22—46. doi: 10.1016/j.rgg.2016.01.003.
- Masters, G., Laske, G., Bolton, H., & Dziewon-ski, A.M. (2000). The relative behavior of shear velocity, bulk sound speed, and compressional velocity in the mantle: Implications for chemical and thermal structure. In S. Karato, A. Forte, R. Liebermann, G. Masters, & L. Stixrude (Eds), *Earth's deep interior: mineral physics and tomography from the atomic to the global scale*. Geophysical monograph (pp. 63—87). Washington, DC: AGU.
- McCarthy, C., & Takei, Y. (2011). Anelasticity and viscosity of partially molten rock analog: Toward seismic detection of small quantities of melt. *Geophysical Research Letters*, 38, L18306. doi: 10.1029/2011GL048776.
- McDonough, W.F. (2003). Compositional model for the Earth's core. In H. D. Holland, & K.K. Turekian (Eds), *Treatise on Geochemistry. The Mantle and the Core* (Vol. 2, pp. 547—568). New York: Elsevier.
- McKenzie, D.P. (1967). Some remarks on heat flow and gravity anomalies. *Journal of Geophysical Research*, 72, 6261—6273. <https://doi.org/10.1029/JZ072i024p06261>.
- McKenzie, D.P. (1969). Speculations on the consequences and causes of plate motions. *Geophysical Journal International*, 18(1), 1—32. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1969.tb00259.x>.
- Mouslopoulou, V., Oncken, O., Hainzl, S., & Nicol, A. (2016). Uplift rate transients at subduction margins due to earthquake clustering. *Tectonics*, 35, 2370—2384. doi: 10.1002/2016TC004248.
- Müller, R.D., Sdrolias, M., Gaina, C., & Roest W.R. (2008). Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9, Q04006. doi: 10.1029/2007GC001743.
- Ni, S., Tan, E., Gurnis, M., & Helmberger, D. (2002). Sharp sides to the African superplume. *Science*, 296, 1850—1852. doi: 10.1126/science.1070698.
- Nimmo, F. (2002). Why does Venus lack magnetic field? *Geology*, 30, 987—990. doi: 10.1130/0091-7613(2002)030<0987:WDVLAM>2.0.CO;2.
- Panet, I., Pollitz, F., Mikhailov, V., Diament, M., Banerjee, P., & Grijalva, K. (2010). Upper mantle rheology from GRACE and GPS post-seismic deformation after the 2004 Sumatra-Andaman earthquake. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(6). doi: 10.1029/2009GC002905.
- Parsons, B., & Sclater, J.G. (1977). An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *Journal of Geophysical Research*, 82, 803—827. <https://doi.org/10.1029/JB082i005p00803>.
- Pitman, W. C. III, & Heirtzler, J. B. (1966). Magnetic anomalies over the Pacific-Antarctic ridge. *Science*, 154, 1164—1171. doi: 10.1126/science.154.3753.1164.
- Plafker, G. (1965). Tectonic deformation associated with the 1964 Alaska earthquake. *Science*, 148, 1675—1687. doi: 10.1126/science.148.3678.1675.
- Plafker, G. (1969). Tectonics of the March 27, 1964, Alaska earthquake. U.S. *Geological Survey Professional Paper 543-I*. [https://pubs.usgs.gov/pp/0543i/74 p](https://pubs.usgs.gov/pp/0543i/74_p).
- Plafker, G. (1972). Alaskan earthquake of 1964 and Chilean earthquake of 1960: Implication for Arc Tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 77(5), 901—925. <https://doi.org/10.1029/JB077i005p00901>.
- Pozzo, M., Davies, C., Gubbins, D. & Alfe, D. (2012). Thermal and electrical conductivity of iron at Earth's core conditions. *Nature*, 485, 355—358. doi: 10.1038/nature11031.
- Ritzwoller, M.H., Shapiro, N.M., & Zhong, S.J. (2004). Cooling history of the Pacific litho-

- sphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 226, 69—84. doi: 10.1016/j.epsl.2004.07.032.
- Ritsema, H.J., van Heijst, J.H., & Woodhouse, J.H. (1999). Complex shear velocity structure beneath Africa and Iceland. *Science*, 286, 1925—1928. doi: 10.1126/science.286.5446.1925.
- Russel, C. T. (1993). Magnetic fields of terrestrial planets. *Journal of Geophysical Research*, 98, 18,681—18,695. doi: 10.1029/93JE00981/pdf.
- Satake, K., & Atwater, B.F. (2007). Long-term perspectives on giant earthquakes and tsunamis at subduction zones. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 35, 349—374. doi: 10.1146/annurev.earth.35.031306.140302.
- Sato, M., Ishikawa, T., Ujihara, N., Yoshida, S., Fujita, M., Mochizuki, M., & Asada, A. (2011). Displacement above the hypocenter of the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Science*, 232, 1395. doi: 10.1126/science.1207401.
- Sleep, N.H. (1997). Lateral flow and ponding of starting plume material. *Journal of Geophysical Research*, 102, 10001—10012. doi: 10.1029/97JB00551.
- Stein, C.A., Stein, S. (1992). A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age. *Nature*, 359, 123—129. doi: 10.1038/359123a0.
- Subarya, C., Chlieh, M., Prawirodirdjo, L., Avouac, J.P., Bock, Y., Sieh, K., ... McCaffrey, R. (2006). Plate-boundary deformation associated with the great Sumatra-Andaman earthquake. *Nature*, 440, 46—50. doi: 10.1038/nature04522.
- Tackley, P.J. (2012). Dynamics and evolution of the deep mantle resulting from thermal, chemical, phase and melting effects. *Earth-Science Reviews*, 110, 1—25. doi: 10.1016/j.earscirev.2011.10.001.
- Tkalčić, H. (2015). Complex inner core of the Earth: The last frontier of global seismology. *Reviews of Geophysics*, 53(1), 59—94. doi: 10.1002/2014RG000469.
- To, A., Romanowicz, B., Capdeville, Y., & Takeuchi, N. (2005). 3D effects of sharp boundaries at the borders of the African and Pacific Superplumes: Observation and modeling. *Earth and Planetary Science Letters*, 233, 237—253. doi: 10.1016/j.epsl.2005.01.037.
- Torsvik, T.H., Smethurst, M.A., Burke, K., & Steinberger, B. (2006). Large igneous provinces generated from the margins of the large low-velocity provinces in the deep mantle. *Geophysical Journal International*, 167, 1447—1460. doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03158.x.
- Torsvik, T.H., Burke, K., Steinberger, B., Webb, S.J., & Ashwal, L.D. (2010). Diamonds sampled by plumes from the core—mantle boundary. *Nature*, 466, 352—355. doi: 10.1038/nature09216.
- Tsuchiya, T., Kawai, K., Wang, X., Ichikawa, H., & Dekura, H. (2016). Temperature of the lower mantle and core based on ab initio mineral physics data. In H. Terasaki, & R.A. Fischer (Eds), *Deep Earth: Physics and Chemistry of the Lower Mantle and Core* (pp. 13—30). Washington, DC: AGU.
- Van Schmus, W. R. (1995). Natural radioactivity of the crust and mantle. In T.J. Ahrens (Ed.), *Global Earth Physics: A Handbook of Physical Constants* (pp. 283—291). Washington, DC: AGU.
- Vening Meinesz, F.A. (1962). Thermal convection in the Earth's mantle. In S. K. Runcorn (Ed.), *Continental Drift* (pp. 145—176). New York: Academic Press.
- Vening Meinesz, F. A. (1964). *The Earth's crust and mantle*. Amsterdam: Elsevier.
- Vine, F.J., & Matthews, D.H. (1963). Magnetic anomalies over oceanic ridges. *Nature*, 199, 947—949. doi: 10.1038/199947a0.
- Wada, I., & King, S. (2015). Dynamics of subducting slabs: Numerical modeling and constraints from seismology, geoid, topography, geochemistry, and petrology. In G. Schubert (Ed.), *Treatise on Geophysics* (Vol. 7, pp. 339—391). Oxford: Elsevier.

- Wang, K. (2007). Elastic and Viscoelastic Models of Crustal Deformation, In T.H. Dixon, & J.C. Moore (Eds), *The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults* (pp. 540—575). New York: Columbia University Press. doi: 10.7312/dixo13866-017.
- Wang, Y., & Wen, L. (2007). Geometry and P and S velocity structures of the "African Anomaly". *Journal of Geophysical Research*, 112, B05313. doi: 10.1029/2006JB004483.
- Watters, T.M., & Nimmo, F. (2009). The tectonics of Mercury. In T.R. Watters, & R.A. Schultz (Eds), *Planetary Tectonics* (pp. 15—80). Cambridge: Cambridge University Press.
- Wegener, A. (1912). The origin of continents. *International Journal of Earth Sciences*, 91, 4—17. doi: 10.1007/s00531-002-0271-1.
- Wegener, A. (1929). Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. Braunschweig: Friedr. Vieweg & Sohn Akt.-Ges. <https://ia800502.us.archive.org/11/items/Entstehung1929/Entstehung1929.pdf>.
- Zweck, C., Freymueller, J.T., & Cohen, S.C. (2002). Three-dimensional elastic dislocation modeling of the postseismic response to the 1964 Alaska earthquake. *Journal of Geophysical Research*, 107(B4), 2064. doi: 10.1029/2001JB000409.

From global tectonics to global geodynamics

O. V. Aryasova, Ya. M. Khazan, 2018

Observations suggest that global (plate) tectonics operates on the Earth. The most characteristic features of the global tectonics are ocean floor spreading in mid-ocean ridges and subduction in deep-sea trenches. These processes imply the existence of mantle flow. However, within the framework of the plate tectonics, it is impossible to build a consistent quantitative theory of mantle convection because one cannot answer the question of where the tectonic plate "terminates". From a mathematical point of view, the difficulty of global tectonics is that there are no boundary and initial conditions that would allow one to consider the evolution of some isolated part of the planet (e. g., the upper mantle). Therefore, to obtain a physically justified answer to the questions about the causes and energy sources of mantle motions, it is necessary to consider an evolution of the planet as a single whole. This formulation of the problem leads to the global geodynamics. Unlike the global tectonics, which in fact ignores the existence of the Earth's core, for the global geodynamics the liquid outer and solid inner core, as well as the processes at the boundary between them and at the boundary between the core and the mantle, which decisively influence the mantle dynamics, are the main objects of the study. In this review, we confine ourselves to the global heat balance of the Earth. In the coming years, the results of the geoneutrino experiment will make it possible to obtain a reliable estimate of the total rate of radiogenic heat production in the Earth and to estimate the heat flow from the core to the mantle. Even this alone will significantly narrow the choice of models describing processes in the core. An ascertainment of the temperature at the inner/outer core interface and an elucidation of the mixing nature in the outer core will allow one to reduce an uncertainty of the temperature at the base of the mantle and to formulate a boundary condition problem for the mantle flow dynamics. Thus, a bridge from global geodynamics to global tectonics will be thrown and the conceptions of the latter will be put on a firm physical basis.

Key words: global tectonics, global geodynamics, heat balance of the Earth, geoneutrinos, heat flow at the core—mantle boundary.

References

- Aryasova, O. V., & Khazan, Ya. M. (2013a). Interaction of mantle convection with the lithosphere and the origin of kimberlites. *Geofizicheskiy zhurnal*, 35 (5), 150—171. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i5.2013.116445> (in Russian).
- Aryasova, O. V., & Khazan, Ya. M. (2013b). "Clifford's Rule" and the geodynamics of kimberlite magmatism. *Geofizicheskiy zhurnal*, 35 (6), 101—113. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i6.2013.116453> (in Russian).
- Gintov, O. B., & Starostenko, V. I. (2018). Introduction. In *Essays on geodynamics of Ukraine* (pp. 11—16). Kiev: LLC "Predpriyatiye "VI EN EY"" (in Russian).
- Landau, L. D., & Lifshitz, E. M. (1986). *Hydrodynamics*. Moscow: Nauka (in Russian).
- Agostini, M., Appel, S., Bellini, G., Benziger, J., Bick, D., Bonfini, G., ... Zuzel, G. (2015). Spectroscopy of geo-neutrinos from 2056 days of Borexino data. *Physical Review D*, 92 (3), 031 101. doi: 10.1103/PhysRevD.92.031101.
- Altamimi, Z., Collilieux, X., & Métivier, L. (2011). ITRF2008: an improved solution of the international terrestrial reference frame. *Journal of Geodesy*, 85 (8), 457—473. <https://doi.org/10.1007/s00190-011-0444-4>.
- Anufriev, A. P., Jones, C. A., & Soward, A. M. (2005). The Boussinesq and anelastic liquid approximations for convection in the Earth's core. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 152 (3), 163—190. doi: 10.1016/j.pepi.2005.06.004.
- Aryasova, O. V., & Khazan, Y. M. (2016). A new approach to computing steady-state geotherms: The marginal stability condition. *Tectonophysics*, 693, 32—46. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2016.10.014>.
- Bebout, G. E., Scholl, D. W., Stern, R. J., Wallace, L. M., & Agard, P. (2017). Twenty years of subduction zone science: Subduction top to bottom 2 (ST2B-2). *GSA Today*, 28 (2), 4—10. doi: 10.1130/GSATG354A.1.
- Becker, T. W., & Boschi, L. (2002). A comparison of tomographic and geodynamic mantle models. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3 (1), 1003. doi: 10.129/2001GC000168.
- Biggin, A. J., Piispa, E. J., Pesonen, L. J., Holme, R., Paterson, G. A., Veikkolainen, T., & Tauxe, L. (2015). Palaeomagnetic field intensity variations suggest Mesoproterozoic inner-core nucleation. *Nature*, 256, 245—248. doi: 10.1038/nature15523.
- Bird, P. (2003). An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4 (3), 1027. doi: 10.1029/2001GC000252.
- Buffett, B. A. (2015). Core-mantle interactions. In G. Schubert (Ed.), *Treatise on Geophysics* (Vol. 8, pp. 213—224). Oxford: Elsevier. doi: 10.1016/B978-0-444-53802-4.00148-2.
- Bullen, K. E. (1949). Compressibility-Pressure Hypothesis and the Earth's Interior. *Geophysical Journal International*, 5 (9), 335—368. doi: 10.1111/j.1365-246X.1949.tb02952.x.
- Davies, J. H., & Davies, D. R. (2010). Earth's surface heat flux. *Solid Earth*, 1 (1), 15—24. doi: 10.5194/se-1-5-2010.
- Deguen, R. (2012). Structure and dynamics of Earth's inner-core. *Earth and Planetary Science Letters*, 333-334, 211—225. doi: 10.1016/j.epsl.2012.04.038.
- De Koker, N., Neumann, G. S., & Vlček, V. (2012). Electrical resistivity and thermal conductivity of liquid Fe alloys at high P and T, and heat flux in Earth's core. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA*, 109 (11), 4070—4073. doi: 10.1073/pnas.1111841109.
- De Paor, D. G. (2017). A grand tour of the ocean basins. *Eos*, 98. <https://doi.org/10.1029/2017EO081093>.
- Dietz, R. S. (1961). Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. *Nature*, 190, 854—857. doi: 10.1038/190854a0.
- Dye, S. T. (2012). Geoneutrinos and the radio-

- active power of the Earth. *Reviews of Geophysics*, 50, RG3007. doi: 10.1029/2012RG000400.
- Dziewonski, A. M. (1984). Mapping the lower mantle: Determination of lateral heterogeneity in *P* velocity up to degree and order 6. *Journal of Geophysical Research*, 8, 5929—5952. doi: 10.1029/JB089iB07p05929.
- Dziewonski, A. M., & Anderson, D. L. (1981). Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 25(4), 297—356. doi: 10.1016/0031-9201(81)90046-7.
- Dziewonski, A. M., & Romanowicz, B. A. (2015). Deep Earth Seismology: An Introduction and Overview. In G. Schubert (Ed.), *Treatise on Geophysics* (Vol. 2, pp. 1—28). Oxford: Elsevier. doi: 10.1016/B978-0-444-53802-4.00001-4.
- ETOPO5: Data Announcement 88-MGG-02, Digital relief of the Surface of the Earth. (1988). NOAA, National Center for Environmental Information. Retrieved from <https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/etopo5.HTML>.
- Fischer, R. A. (2016). Melting of Fe Alloys and the Thermal Structure of the Core. In H. Terasaki, & R. A. Fischer (Eds), *Deep Earth: Physics and Chemistry of the Lower Mantle and Core* (pp. 3—12). Washington, DC: AGU.
- Fujiwara, T., Kodaira, S., No, T., Kaiho, Y., Takahashi, N., & Kaneda, K. (2011). The 2011 Tohoku-Oki earthquake: Displacement reaching the trench axis. *Science*, 234, 1240. doi: 10.1126/science.1211554.
- Goes, S., Eakin, C. M., & Ritsema, J. (2013). Lithospheric cooling trends and deviations in oceanic PP-P and SS-S differential traveltimes. *Journal of Geophysical Research. Solid Earth*, 118, 996—1007. doi: 10.1002/jgrb.50092.
- Grand, S. P. (2002). Mantle shear-wave tomography and the fate of subducted slabs. *Philosophical Transactions: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 360, 2475—2491. doi: 10.1098/rsta.2002.1077.
- Hasterok, D. (2013). A heat flow based cooling model for tectonic plates. *Earth and Planetary Science Letters*, 361, 34—43. doi: 10.1016/j.epsl.2012.10.036.
- Heezen, B. C., Ewino, M., & Miller, E. T. (1953). Transatlantic profile of total magnetic intensity and topography Dakar to Barbados. *Deep-Sea Research*, 1(1), 25—33. doi: 10.1016/0146-6313(53)90006-9.
- Heirtzler, J. R., Dickson, G. O., Herron, E. M., Pitman, W. C., & Le Pichon, X. (1968). Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and motions of the ocean floor and continents. *Journal of Geophysical Research*, 73, 2119—2136. doi: 10.1029/JB073i006p02119.
- Hernlund, J. W., & McNamara, A. K. (2015). The core-mantle boundary region. In D. Bertovici, & G. Schubert (Eds), *Treatise on Geophysics* (Vol. 7-8, pp. 461—519). Oxford: Elsevier. doi: 10.1016/B978-0-444-53802-4.00136-6.
- Hess, H. H. (1962). History of ocean basins. In A. E. J. Engel, L. H. James, & B. F. Leonard (Eds), *Petrologic studies: A volume to honor of A. F. Buddington* (pp. 599—620). New York: Publ. The Geological Society of America.
- Hirth, G., & Kohlstedt, D. L. (2003). Rheology of the upper mantle and the mantle wedge: A view from the experimentalists. In Eiler J. (Ed.), *Inside the Subduction Factory*. Geophysical Monograph (Vol. 138, pp. 83—105). Washington, DC: American Geophysical Union.
- Ito, Y., Tsuji, T., Osada, Y., Kido, M., Inazu, D., Hayashi, Y., ... Fujimoto, H. (2011). Frontal wedge deformation near the source region of the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Geophysical Research Letters*, 38(15), L00G05. doi: 10.1029/2011GL048355.
- Jones, C. A. (2015). Thermal and compositional convection in the outer core. In G. Schubert (Ed.), *Treatise on Geophysics* (Vol. 8, pp. 115—159). Elsevier: Oxford.
- Karato, S. (2008). *Deformation of Earth Materials*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Kaufmann, G., & Lambeck, K. 2002. Glacial isostatic adjustment and the radial viscosity profile from inverse modeling. *Journal of Geophysical Research*, 107(B11), 2280. doi: 10.1029/2001JB000941.
- Kavner, A., & Rainey, E. S. G. (2016). Heat Transfer in the Core and Mantle. In H. Terasaki, &

- R. A. Fischer (Eds), *Deep Earth: Physics and Chemistry of the Lower Mantle and Core* (pp. 31—42). Washington, DC: AGU.
- Kennett, B., Widiyantoro, S., & van der Hilst, R. (1998). Joint seismic tomography for bulk sound and shear wave speed in the Earth's mantle. *Journal of Geophysical Research. Solid Earth*, 103, 12469—12493. doi: 10.1029/98JB00150.
- Kohlstedt, D. L., & Hansen, L. N. (2015). Constitutive Equations, Rheological Behavior, and Viscosity of Rocks. In G. Schubert (Ed.), *Treatise on Geophysics* (Vol. 2, pp. 441—472). Oxford: Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53802-4.00042-7>.
- Kustowski, B., Ekström, G., & Dziewonski, A. M. (2008). The shear-wave velocity structure in the upper mantle beneath Eurasia. *Geophysical Journal International*, 174, 978—992. doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03865.x.
- Lay, T., Hernlund, J. & Buffett, B. (2008). Core-mantle boundary heat flow. *Nature Geoscience*, 1, 25—32. doi: 10.1038/ngeo.2007.44.
- Lay, T. (2015). Deep Earth Structure: Lower Mantle and D'' Rocks. In G. Schubert (Ed.), *Treatise on Geophysics* (Vol. 1, pp. 684—723). Oxford: Elsevier. doi: 10.1016/B978-0-444-53802-4.00019-1.
- Leyton, M., Dye, S., & Monroe J. (2017). Exploring the hidden interior of the Earth with directional neutrino measurements. *Nature Communications*, 8, 15989. doi: 10.1038/ncomms15989.
- Litasov, K. D., & Shatskiy, A. F. (2016). Composition of the Earth's core: A review. *Russian Geology and Geophysics*, 57, 22—46. doi: 10.1016/j.rgg.2016.01.003.
- Masters, G., Laske, G., Bolton, H., & Dziewonski, A. M. (2000). The relative behavior of shear velocity, bulk sound speed, and compressional velocity in the mantle: Implications for chemical and thermal structure. In S. Karato, A. Forte, R. Liebermann, G. Masters, & L. Stixrude (Eds), *Earth's deep interior: mineral physics and tomography from the atomic to the global scale*. Geophysical monograph (pp. 63—87). Washington, DC: AGU.
- McCarthy, C., & Takei, Y. (2011). Anelasticity and viscosity of partially molten rock analog: Toward seismic detection of small quantities of melt. *Geophysical Research Letters*, 38, L18306. doi: 10.1029/2011GL048776.
- McDonough, W. F. (2003). Compositional model for the Earth's core. In H. D. Holland, & K. K. Turekian (Eds), *Treatise on Geochemistry. The Mantle and the Core* (Vol. 2, pp. 547—568). New York: Elsevier.
- McKenzie, D. P. (1967). Some remarks on heat flow and gravity anomalies. *Journal of Geophysical Research*, 72, 6261—6273. <https://doi.org/10.1029/JZ072i024p06261>.
- McKenzie, D. P. (1969). Speculations on the consequences and causes of plate motions. *Geophysical Journal International*, 18(1), 1—32. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1969.tb00259.x>.
- Mouslopoulou, V., Oncken, O., Hainzl, S., & Nicol, A. (2016). Uplift rate transients at subduction margins due to earthquake clustering. *Tectonics*, 35, 2370—2384. doi: 10.1002/2016TC004248.
- Müller, R. D., Sdrolias, M., Gaina, C., & Roest W. R. (2008). Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. *Geochimistry, Geophysics, Geosystems*, 9, Q04006. doi: 10.1029/2007GC001743.
- Ni, S., Tan, E., Gurnis, M., & Helmberger, D. (2002). Sharp sides to the African superplume. *Science*, 296, 1850—1852. doi: 10.1126/science.1070698.
- Nimmo, F. (2002). Why does Venus lack magnetic field? *Geology*, 30, 987—990. doi: 10.1130/0091-7613(2002)030<0987:WDVLAM>2.0.CO;2.
- Panet, I., Pollitz, F., Mikhailov, V., Diament, M., Banerjee, P., & Grijalva, K. (2010). Upper mantle rheology from GRACE and GPS post-seismic deformation after the 2004 Sumatra-Andaman earthquake. *Geochimistry, Geophysics, Geosystems*, 11(6). doi: 10.1029/2009GC002905.
- Parsons, B., & Sclater, J. G. (1977). An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *Journal of Geophysical*

- Research*, 82, 803—827. <https://doi.org/10.1029/JB082i005p00803>.
- Pitman, W. C. III, & Heirtzler, J. B. (1966). Magnetic anomalies over the Pacific-Antarctic ridge. *Science*, 154, 1164—1171. doi: 10.1126/science.154.3753.1164.
- Plafker, G. (1965). Tectonic deformation associated with the 1964 Alaska earthquake. *Science*, 148, 1675—1687. doi: 10.1126/science.148.3678.1675.
- Plafker, G. (1969). Tectonics of the March 27, 1964, Alaska earthquake. U.S. *Geological Survey Professional Paper 543-I*. <https://pubs.usgs.gov/pp/0543i/74> p.
- Plafker, G. (1972). Alaskan earthquake of 1964 and Chilean earthquake of 1960: Implication for Arc Tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 77(5), 901—925. <https://doi.org/10.1029/JB077i005p00901>.
- Pozzo, M., Davies, C., Gubbins, D. & Alfe, D. (2012). Thermal and electrical conductivity of iron at Earth's core conditions. *Nature*, 485, 355—358. doi: 10.1038/nature11031.
- Ritzwoller, M. H., Shapiro, N. M., & Zhong, S. J. (2004). Cooling history of the Pacific lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 226, 69—84. doi: 10.1016/j.epsl.2004.07.032.
- Ritsema, H. J., van Heijst, J. H., & Woodhouse, J. H. (1999). Complex shear velocity structure beneath Africa and Iceland. *Science*, 286, 1925—1928. doi: 10.1126/science.286.5446.1925.
- Russel, C. T. (1993). Magnetic fields of terrestrial planets. *Journal of Geophysical Research*, 98, 18,681—18,695. doi: 10.1029/93JE00981/pdf.
- Satake, K., & Atwater, B. F. (2007). Long-term perspectives on giant earthquakes and tsunamis at subduction zones. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 35, 349—374. doi: 10.1146/annurev.earth.35.031306.140302.
- Sato, M., Ishikawa, T., Ujihara, N., Yoshida, S., Fujita, M., Mochizuki, M., & Asada, A. (2011). Displacement above the hypocenter of the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Science*, 232, 1395. doi: 10.1126/science.1207401.
- Sleep, N. H. (1997). Lateral flow and ponding of starting plume material. *Journal of Geophysical Research*, 102, 10001—10012. doi: 10.1029/97JB00551.
- Stein, C. A., Stein, S. (1992). A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age. *Nature*, 359, 123—129. doi: 10.1038/359123a0.
- Subarya, C., Chlieh, M., Prawirodirdjo, L., Avouac, J. P., Bock, Y., Sieh, K., ... McCaffrey, R. (2006). Plate-boundary deformation associated with the great Sumatra-Andaman earthquake. *Nature*, 440, 46—50. doi: 10.1038/nature04522.
- Tackley, P. J. (2012). Dynamics and evolution of the deep mantle resulting from thermal, chemical, phase and melting effects. *Earth-Science Reviews*, 110, 1—25. doi: 10.1016/j.earscirev.2011.10.001.
- Tkalčić, H. (2015). Complex inner core of the Earth: The last frontier of global seismology. *Reviews of Geophysics*, 53(1), 59—94. doi: 10.1002/2014RG000469.
- To, A., Romanowicz, B., Capdeville, Y., & Takeuchi, N. (2005). 3D effects of sharp boundaries at the borders of the African and Pacific Superplumes: Observation and modeling. *Earth and Planetary Science Letters*, 233, 237—253. doi: 10.1016/j.epsl.2005.01.037.
- Torsvik, T. H., Smethurst, M. A., Burke, K., & Steinberger, B. (2006). Large igneous provinces generated from the margins of the large low-velocity provinces in the deep mantle. *Geophysical Journal International*, 167, 1447—1460. doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03158.x.
- Torsvik, T. H., Burke, K., Steinberger, B., Webb, S. J., & Ashwal, L. D. (2010). Diamonds sampled by plumes from the core—mantle boundary. *Nature*, 466, 352—355. doi: 10.1038/nature09216.
- Tsuchiya, T., Kawai, K., Wang, X., Ichikawa, H., & Dekura, H. (2016). Temperature of the lower mantle and core based on ab initio mineral physics data. In H. Terasaki, & R. A. Fischer (Eds), *Deep Earth: Physics and Chemistry of the Lower Mantle and Core* (pp. 13—30). Washington, DC: AGU.

- Van Schmus, W. R. (1995). Natural radioactivity of the crust and mantle. In T.J. Ahrens (Ed.), *Global Earth Physics: A Handbook of Physical Constants* (pp. 283—291). Washington, DC: AGU.
- Vening Meinesz, F. A. (1962). Thermal convection in the Earth's mantle. In S. K. Runcorn (Ed.), *Continental Drift* (pp. 145—176). New York: Academic Press.
- Vening Meinesz, F. A. (1964). *The Earth's crust and mantle*. Amsterdam: Elsevier.
- Vine, F.J., & Matthews, D.H. (1963). Magnetic anomalies over oceanic ridges. *Nature*, 199, 947—949. doi: 10.1038/199947a0.
- Wada, I., & King, S. (2015). Dynamics of subducting slabs: Numerical modeling and constraints from seismology, geoid, topography, geochemistry, and petrology. In G. Schubert (Ed.), *Treatise on Geophysics* (Vol. 7, pp. 339—391). Oxford: Elsevier.
- Wang, K. (2007). Elastic and Viscoelastic Models of Crustal Deformation, In T.H. Dixon, & J.C. Moore (Eds), *The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults* (pp. 540—575). New York: Columbia University Press. doi: 10.7312/dixo13866-017.
- Wang, Y., & Wen, L. (2007). Geometry and P and S velocity structures of the "African Anomaly". *Journal of Geophysical Research*, 112, B05313. doi: 10.1029/2006JB004483.
- Watters, T.M., & Nimmo, F. (2009). The tectonics of Mercury. In T.R. Watters, & R.A. Schultz (Eds), *Planetary Tectonics* (pp. 15—80). Cambridge: Cambridge University Press.
- Wegener, A. (1912). The origin of continents. *International Journal of Earth Sciences*, 91, 4—17. doi: 10.1007/s00531-002-0271-1.
- Wegener, A. (1929). Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. Braunschweig: Friedr. Vieweg & Sohn Akt.-Ges. <https://ia800502.us.archive.org/11/items/Entstehung1929/Entstehung1929.pdf>.
- Zweck, C., Freymueller, J.T., & Cohen, S.C. (2002). Three-dimensional elastic dislocation modeling of the postseismic response to the 1964 Alaska earthquake. *Journal of Geophysical Research*, 107(B4), 2064. doi: 10.1029/2001JB000409.