



## К оценке геодинамической устойчивости геосфер Земли

А. В. Кокин<sup>1</sup>, А. А. Кокин<sup>1, 2</sup>

<sup>1</sup> Российская академия народного хозяйства при Президенте РФ, Ростов-на-Дону, [alex@avkokin.ru](mailto:alex@avkokin.ru)  
<sup>1, 2</sup> ГК «АЛКОН», Санкт-Петербург, [alex@alkon.net](mailto:alex@alkon.net)

Земля как система характеризуется определёнными средними параметрами состояния (плотностью, температурой). Эти параметры не могут не зависеть от подобных состояний внутренних геосфер (подсистем), которые подчиняются единому закону увеличения энтропии остывающей Земли в направлении от центра к поверхности по радиусу Земли. В качестве модели динамической устойчивости внутренних геосфер Земли относительно друг друга использован принцип золотой пропорции (золотого сечения) между параметрами плотности, температуры, мощности геосфер к крайним отношениям их состояний (0.618; 1.618; 2.618) в точках, определяющих условия устойчивого динамического равновесия сравниваемых параметров геосфер. Когда эти отношения удовлетворяли известным теоретическим, модельным, геофизическим данным, делался вывод о том, что геосферы в сравниваемых отношениях параметров находятся в состоянии, близком к устойчивому динамическому равновесию в части обмена веществом и энергией между ними. В противном случае признавалось, что либо сравниваемые геосферы Земли находятся в состоянии неустойчивого динамического равновесия с оценкой уровня отклонения от золотых чисел, либо известные значения плотности и температуры геосфер, а также их структура должны быть подвержены уточнению.

Оказалось, что средние модельные оценки параметров внутренних геосфер Земли достигают устойчивого динамического равновесия при отклонениях от золотых чисел до 2.72 %. Неустойчивость динамического равновесия плотности и температуры вещества устанавливается на границах континентальной (гранитный слой) / океанической (базальтовый слой) коры; верхней мантии / слоя Голицына, нижней мантии / внешней части ядра Земли; внутри ядра Земли на уровне выделенных переходных зон в четырёхслойной модели ядра. Наличие во внутреннем (твёрдом) ядре сфер с высокой плотностью – от 16.05 до 26.45 г/см<sup>3</sup> – позволяет предположить расслоение центральной части ядра на существенно золотую и платиноидную части.

Важное практическое следствие непрерывности сопряженной дифференциации вещества геосфер в геологической истории Земли состоит в следующем: при формировании эндогенных рудных месторождений источник металлов в большинстве случаев был гетерогенным, включающим компоненты не только мантийного, но и корового происхождения. Основным источником воды Мирового океана могла быть ювенильная вода из глубин Земли, образовавшаяся при дегазации магм на ранней стадии геологической истории. При этом роль кометного вещества в формировании Мирового океана на Земле была, скорее всего, ничтожной. В противном случае изотопный состав кислорода воды отвечал бы первично-космическому изотопному составу кислорода. Можно предполагать, что относительное равновесие внутренней структуры Земли будет продолжаться ещё около 124 млн лет, вплоть до начала формирования новой Пангеи Проксима, которая, по Кристофору Скотезе, возникнет через 200 млн лет.

**Ключевые слова:** Земля, плотность, температура, геосфера, континентальная и океаническая кора, верхняя мантия, нижняя мантия, ядро, четырёхслойная модель ядра

## Assessment of geodynamic stability of the Earth's geospheres

A. V. Kokin<sup>1</sup>, A. A. Kokin<sup>1, 2</sup>

<sup>1</sup> Russian Presidential Academy of National Economy, Rostov-on-Don  
<sup>1, 2</sup> ALCON group of companies, St. Petersburg

The Earth, as a system, is characterized by certain average state parameters (density, temperature). These parameters cannot but depend on similar states of internal geospheres (subsystems), which follow the unified law of increasing entropy of the cooling Earth from the center in the direction of the Earth's radius. As a model for assessing the dynamic stability of the Earth's internal geospheres relative to each other, the principle of the golden proportion (golden section) was used with the given parameters of density, temperature, power of the geospheres to the extreme ratios of their states at points (0.618; 1.618; 2.618), which determine the conditions for the stable dynamic equilibrium of the compared parameters of geospheres. And if these relations satisfied the known theoretical, model, geophysical data, then the conclusion was made that the geospheres in the compared parameter relations were in a state close to a stable dynamic equilibrium of the exchange of matter and energy between them. Otherwise, it was recognized that the compared geospheres of the Earth were in a state of either unstable dynamic equilibrium with an assessment of the level of this deviation from the golden numbers, or the known values of the density and temperature of the geospheres, as well as their structure, should be subject to clarification.

Average model estimates of the parameters of the Earth's internal geospheres reach a stable dynamic equilibrium at a level of deviation from the golden numbers of up to 2.72 %. This allows estimating the model duration of the modern geological activity of the Earth for another 124 million years until the formation of a new state of the existing continents. The instability of the dynamic equilibrium of density and temperature of matter is established at the boundaries: continental and oceanic crust; oceanic crust and Golitsin layer; at the boundary between the outer part of the Earth's core and the lower mantle; inside the Earth's core at the level of identified transition zones in the four-layer core model. The presence of spheres with a high core density from 16.05 to 26.45 g/cm<sup>3</sup> suggests the stratification of its central part into essentially gold and platinoid.

The presence of instability boundaries in the dynamic state of geospheres is in good agreement with the concept of plate tectonics and with the depths of plume origin. It can be assumed that the relative equilibrium of the internal structure of the Earth will continue for about 124 million years until the beginning of the formation of a new Pangea Proxima, which, according to Cristoforo Scotese, will arise in 200 million years.

**Keywords:** Earth, density, temperature, geosphere, continental and oceanic crust, upper mantle, lower mantle, core, four-layer core model

**Для цитирования:** Кокин А. В., Кокин А. А. К оценке геодинамической устойчивости геосфер Земли // Вестник геонаук. 2024. 5 (353). С. 16–28.  
DOI: 10.19110/geov.2024.5.2

**For citation:** Kokin A. V., Kokin A. A. Assessment of geodynamic stability of the Earth's geospheres. Vestnik of Geosciences, 2024, 5 (353), pp. 16–28, doi: 10.19110/geov.2024.5.2



## Введение

Современные попытки исследовать системы по частям приводят не только к противоречивым результатам, но и усложняют представление о целостности изучаемого объекта, например внутреннего строения Земли (Физика геосфер, 2013). Если пользоваться методологическим принципом Оккама, то можно признать, что такие исследователи зачастую сами «множат сущее без необходимости». Поэтому необходимы такие методы и модели, которые позволили бы, не нарушая системности внутреннего строения Земли, достаточно эффективно изучать ее по частям. Очевидно, что такая перспектива зависит прежде всего от постановки вопросов, на которые мы хотим найти ответ. Например, в какой степени динамического равновесия — устойчивого или неустойчивого — могут находиться современные внутренние геосферы Земли в условиях непрерывного взаимообмена веществом и энергией? От этого зависит современная тектоническая активность Земли. Если геосферы Земли находятся в состоянии неустойчивого равновесия, то на каких именно уровнях возникает эта неустойчивость? После ответа на этот вопрос геологам и геофизикам, владеющим современными знаниями о поведении вещества в различных физико-химических условиях, будет гораздо проще понять, с чем конкретно связана упомянутая неустойчивость.

В рамках системного подхода к исследованию глубинного строения Земли устойчивость её самоорганизации трактуется как зависимость от внутренней энергии, вещественного состава, свойств и состояния подсистем (геосфер), определяющих структуру и динамику всей системы (Кокин, 2023). При этом, как известно, свойства целостной системы Земли богаче свойств составляющих её геосфер (принцип эмерджентности, или так называемая несводимость свойств системы только к сумме составляющих её компонентов). По этой причине возникает возможность оценки уровня устойчивости состояния любых подсистем (в т. ч. внутренних геосфер Земли) по хотя бы одному известному параметру системы в целом, если известен закон ее развития. Например, закон снижения геологической (геодинамической) активности в истории Земли обусловлен потерей ею внутренней энергии и неизбежным ростом энтропии (Параев, 2021). Следовательно, неизбежно наступит время, когда активная геологическая деятельность Земли либо прекратится, либо изменится её состояние. Вопрос: когда?

## Модель исследования

Под динамической устойчивостью системы внутреннего строения Земли понимается самоорганизующаяся способность геосфер, термодинамические параметры которых (температура, температурный градиент, плотность и пр.) остаются постоянными в течение некоторого времени. И происходит это в связи со стабилизацией процессов обмена веществом и энергией между земной корой, мантией и ядром Земли (Лисицын, 2001). Моделью оценки такого обмена может служить принцип золотой пропорции (золотого се-

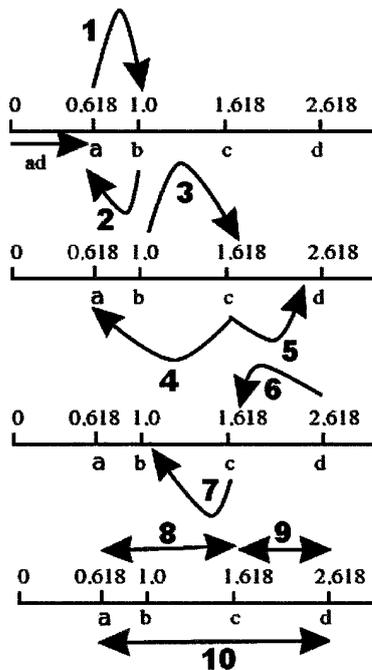
чения) между исследуемыми параметрами и их крайними значениями — плотности, температуры, глубины залегания, мощности геосфер. Как было показано ранее, золотое сечение — это не просто деление какого-либо отрезка в крайних отношениях. Это универсальное свойство любых самоорганизующихся природных и социальных систем (Кокин, Кокин, 2022), способных периодически переходить из устойчивого состояния в неустойчивое и обратно в зависимости от внутренних динамических возмущений (Ломизе, Хаин, 2005; Сорохтин, Сорохтин, 2010). В этом контексте золотое число является своего рода границей изменения крайних отношений исследуемых параметров, за пределами которой самоорганизующаяся система переходит в состояние неустойчивого динамического равновесия. На основе изучения динамики систем разного уровня организации, включая природные и социальные, был сформулирован всеобщий принцип самоподобия организации Природы (всего действительного окружающего мира) на всех этапах ее развития. То есть в природе подобие транслируется на все уровни организации вещества, включая квантовый мир.

Предельные значения золотых пропорций систем (подсистем) в крайних отношениях могут определяться числами 0.618, 1.618, 2.618. Из них число 1.618 называется золотым числом  $\Phi^*$  в честь древнегреческого скульптора и архитектора Фидия. Выводимость числа  $\Phi$  также вытекает из числового рекурсивного ряда последовательности Фибоначчи (Fibonacci Liber Abaci, 2002). А важнейшим свойством указанных чисел, характеризующих состояние параметров самоорганизующихся систем и подсистем, является их выводимость одного из другого (рис. 1).

Свойство выводимости операций с золотыми числами заключается в возможности оценить состояние системы (например, внутреннего строения Земли) отношениями или мультипликациями (умножениями) исследуемого физического параметра геосферы (плотность, температура и т. д.) с золотыми числами. Например, результат отношения изучаемого параметра (плотности Земли, равной  $5.513 \text{ г/см}^3$ ) к золотому числу  $1.618 - 5.513 / 1.618 = 3.407 \text{ г/см}^3$  будет иметь то же значение, что и результат умножения этого физического параметра на золотое число  $0.618 - 5.513 \times 0.618 = 3.407 \text{ г/см}^3$ . Смысл такой выводимости состоит в том, что любой исследуемый параметр системы в процессе обмена веществом и энергией может достигать состояния устойчивого динамического равновесия в разных точках систем именно при достижении золотого числа  $\Phi = 1.618$ . Это особенно важно, если мы хотим дать оценку предыдущего состояния к последующему и наоборот.

Выводимость самих золотых чисел возможна в вариантах оценки их промежуточных и крайних состояний:  $1/0.618 = \mathbf{1.618}$ ;  $0.618/1 = \mathbf{0.618}$ ;  $1.618/1.618 = \mathbf{1}$ ;  $1.618/0.618 = \mathbf{2.618}$ ;  $2.618/1.618 = \mathbf{1.618}$ ;  $1.618/2.618 = \mathbf{0.618}$ ;  $1.618/0.618 = \mathbf{2.618}$ ;  $2.618/1.618 = \mathbf{1.618}$ . Из этих золотых пропорций соседние состояния также могут быть определены, но не отношениями, а произведениями золотых чисел:  $0.618 \times 1 = \mathbf{0.618}$ ;  $0.618 \times 1.618 = \mathbf{1}$ ;  $0.618 \times 2.618 = \mathbf{1.618}$ ;  $1.618 \times 1.618 = \mathbf{2.618}$ . При этом чис-

\* Первоначально «золотое» число показывало, сколько из 19 лет лунного цикла приходилось на тот или иной год. Название числа, вероятно, происходит из того факта, что результат расчета Метона был выгравирован золотым письмом на стене Пникса в Афинах.



**Рис. 1.** Схема вывода золотых пропорций самоорганизующихся динамических систем. В точках **a, c, d** динамические системы находятся в состоянии устойчивого динамического равновесия. В точке **b** они могут находиться в состоянии равновесности (стагнации). Вектор **ad** определяет стадии состояния систем, в точках **a, c, d** которого периодически могут возникать условия устойчивого динамического равновесия как при развитии систем, так и при их деградации (векторы 1–10)

**Fig. 1.** Scheme for deriving golden proportions of self-organizing dynamic systems. At points **a, c, d**, dynamic systems are in a state of stable dynamic equilibrium. At point **b** they can be in an equilibrium state (stagnation). Vector **ad** determines stages of the state of systems, at points **a, c, d** of which conditions of stable dynamic equilibrium may periodically arise, both during the development of systems and during their degradation (vectors 1–10)

ло **1** в отношениях с золотыми числами характеризует исследуемый объект как равновесный (стагнирующий) относительно другого. В ряду золотых чисел 0.618 означает минимально устойчивое, 1.618 — устойчивое, 2.618 — предельно устойчивое состояние динамического равновесия. Физический смысл золотого сечения в рассматриваемом случае состоит в том, что если какой-то исследуемый параметр геосферы в его крайних отношениях стремится к величине 1.618, то геосфера находится в состоянии устойчивого динамического равновесия с соседней геосферой. Любое отклонение от числа 1.618 под влиянием внутренних сил характеризует переход геосферы в неустойчивое (более сложное) состояние. Само же состояние устойчивого динамического равновесия требует энергетических затрат на поддержание такой устойчивости. В стагнирующих (равновесных) состояниях анализируемые параметры систем в отношении достигают значения 1.

Подчеркнём важную особенность исследования параметров любой системы на основе модели золотых чисел (пропорций). Относительно золотого числа 1.618, характеризующего устойчивость динамического состояния системы, положение состояний около золотых чисел 0.618 и 2.618 не является симметричным. Это указывает на то, что для достижения состояния устойчивого динамического равновесия в точке 1.618 требуется затратить энергию на его поддержание. А в качестве допущения принимается вариант, что каждая геосфера в состоянии равновесия характеризуется однородным составом (например, минеральным).

### Результаты применения модели

#### 1. Модельное исследование отношений известных параметров плотности вещества геосфер Земли

Оценка золотых отношений плотности вещества в геосферах Земли приведена в табл. 1. Из неё следует, что отношения плотности геосфер: Земля / верхняя

**Таблица 1.** Матрица золотых отношений известных оценок плотности вещества (г/см<sup>3</sup>) для важнейших геосфер Земли

**Table 1.** Matrix of golden ratios of known estimates of matter density (g/cm<sup>3</sup>) for the most important geospheres of the Earth

Земля Earth	Мантия Mantle	Нижняя мантия Lower mantle	Верхняя мантия Upper mantle	Слой Голицына Golitsyn layer	Океаническая кора Oceanic crust	Континентальная кора Continental crust
	1.23	0.984	<b>1.638</b> (1.24 %)	1.303	<b>1.671</b> (3.27 %)	1.945
		0.8	1.332	<b>1.059</b>	1.358	<b>1.581</b> (2.29 %)
			<b>1.664</b> (2.84 %)	1.324	<b>1.697</b> (4.88 %)	1.975
				0.795	<b>1.020</b>	1.187
					1.282	1.492
						1.164

Плотность геосфер по известным геофизическим данным, г/см<sup>3</sup>  
Density of geospheres according to known geophysical data, g/cm<sup>3</sup>

5.513	4.482	5.6	3.365	4.23	3.3	2.835
-------	-------	-----	-------	------	-----	-------

*Примечание.* Жирным шрифтом выделены значения вблизи золотого числа 1.618. В скобках приведены отклонения от числа 1.618

*Note.* Values near the golden number 1.618 are highlighted in bold. Deviations from the number 1.618 are given in parentheses



мантия; Земля / океаническая кора; мантия / континентальная кора; нижняя / верхняя мантии; нижняя мантия / океаническая кора — отклоняются от золотой пропорции всего лишь на 1.24–4.88 %, т. е. по плотности геосферы близки к устойчивому динамическому равновесию, а обменные процессы веществом и энергией не изменяют это состояние. Однако такое равновесие геосфер является фрагментарным, и поэтому нельзя сказать определённо, в каком состоянии находится Земля в целом. Для ответа на этот вопрос необходим анализ отношений плотности геосфер в интервалах всех золотых чисел.

Модельная оценка состояния динамической устойчивости геосфер на основе отношений плотности их вещества к золотым числам, исходя из одной из величин плотности вещества геосфер Земли, приведена в табл. 2. Если эти значения окажутся близкими к известным, то предположение о наличии устойчивого динамического равновесия геосфер в рамках золотой пропорции будет верным. Если же рассчитанные значения не совпадут с теоретическими, то это приведет к двум вариантам вывода: 1) теоретически рассчитанные физические параметры геосфер (плотность, температура, градиент температуры, мощность геосфер) нуждаются в корректировке; 2) исследуемые геосферы находятся в состоянии неустойчивого динамического равновесия.

## *2. Модельная оценка плотности вещества геосфер относительно известной средней плотности Земли, континентальной и океанической коры, верхней, нижней мантий и ядра Земли*

Модельные плотности вещества геосфер (табл. 2) относительно средней плотности Земли ложатся в допустимые известные пределы разброса значений по теоретическим и геофизическим данным. Действительно, средняя плотность Земли не может не зависеть от средней плотности вещества её геосфер (Бурмин, 2006). А сопоставимые модельные значения вещества геосфер с известными по различным источникам данными дают основание выделить главную особенность принятой нами системной модели, не прибегая к необходимости прямых (геофизических, модельных и т. д.) исследований их вещества в рамках соответствия системы и подсистем единому закону роста энтропии остывающей Земли (Кузнецов, 1998).

Небольшие отклонения модельных значений плотности вещества геосфер от известных можно интерпретировать как доверительный интервал их возможных оценок разными методами.

Модельная плотность вещества геосфер относительно средней плотности Земли даёт возможность оценить отклонения от средней плотности земного ядра, плотности в его центре, а также осадочных пород, океанической коры за исключением мантийного вещества. Хотя и так известно, что средняя плотность Земли близка к средней плотности мантийного вещества. Модельная плотность вещества геосфер относительно средней плотности земной коры не приводят к существенному отличию от таковых, полученных другими независимыми методами. Это даёт основание полагать (Кокин, 2022), что по плотности вещество геосферы Земли, судя по отклонениям модельных зна-

чений от экспериментальных, находится в состоянии, близком к устойчивому динамическому равновесию. Модельная плотность вещества, включая водную оболочку Земли (Хорн, 1972), также весьма близко соответствует теоретическим и геофизическим данным (Гутенберг, 1963). Т. е. обменные процессы в составе Земли, включая осадочную кору и воды Мирового океана, в рамках всей геологической истории не только участвовали в формировании состава всех её геосфер под влиянием единого и непрерывного процесса дифференциации вещества, но и были способны периодически достигать устойчивого динамического равновесия в различных геологических средах и эпохах.

В рамках золотой пропорции относительно золотого числа 1.618 мы можем дать модельную оценку плотности вещества нижней мантии на границе её с ядром, а верхней мантии — на границе с земной корой (табл. 2, d (1, 2), e (1, 2)). Ту же оценку можно дать в рамках предполагаемого предельного состояния устойчивости динамического равновесия между земной корой (2.08 г/см<sup>3</sup>) и мантией. Полученные значения и в первом, и во втором случае оказываются близкими к средней плотности вещества Земли — 5.513 г/см<sup>3</sup>. Следовательно, средняя модельная плотность Земли определяется не только уровнем границы нижней мантии и ядра, но и взаимно удаленными геосферами — земной корой и земным ядром. Такая картина может указывать на единый процесс обмена веществом и энергией всех геосфер с момента их появления в ходе глобальной дифференциации Земли.

Отклонение модельной оценки плотности вещества нижней мантии на границе ядра от теоретически известной достигает всего 2.8 %. Модельная оценка плотности вещества земной коры на границе с верхней мантией относительно известной плотности вещества составляет 1.4 %. В рамках принятой нами модели оценки плотности вещества верхнего (жидкого) ядра в условиях достижения устойчивого динамического равновесия варьируются в пределах от 6.0–8.5 до 13.1–14.3 г/см<sup>3</sup>. Модельные оценки плотности остальных геосфер и Земли в целом близки к известным с отклонениями в пределах 0.11–2.8 %. Отношения модельной плотности жидкого ядра на границе с нижней мантией близки к золотому числу.

Несмотря на то, что некоторые геосферы Земли по плотности вещества находятся в состоянии, близком к устойчивому динамическому равновесию, в общем разрезе Земли отклонение от «золотого сечения» экспериментальных данных составляет для Земли в целом — 3.28 %, для земной коры — 2.21–3.34 %, для осадочной оболочки — 6.22 %, для верхней мантии — 2.04 %, для нижней мантии — 3.05 %, для ядра — 8.68 %. Для всех геосфер Земли в целом, исключая осадочную оболочку, — 2.72 %.

Значительные отклонения плотности вещества от золотой пропорции и современных геофизических данных могут быть объяснены разными причинами:

1) ошибками существующих оценок плотности вещества современными методами, поскольку, например, вещественный состав ядра оценивается пока лишь предположительно;

2) связью процессов, происходящих в ядре Земли, с существующей более активной динамикой обмена веществом и энергией под влиянием различных факторов в рамках двухслойной модели ядра.

**Таблица 2.** Модельные оценки состояния геосферы (гидросферы, литосферы, земной коры, верхней и нижней мантии, ядра) относительно известных значений плотности их вещества

**Table 2.** Model estimates of the state of geospheres (hydrosphere, lithosphere, earth's crust, upper and lower mantle, core) relative to the known values of the density of their matter

№	Модель 1 Model 1	Модельная плотность вещества, г/см <sup>3</sup> Model density of matter, g/cm <sup>3</sup>	Известные вариации (Пушаровский, 1996) плотности вещества в границах геосфер, г/см <sup>3</sup> Known variations (Pushcharovsky, 1996) of matter density within the boundaries of geospheres, g/cm <sup>3</sup>	Модель 2 Model 2	Модельная плотность вещества, г/см <sup>3</sup> Model density of matter, g/cm <sup>3</sup>	Известные вариации плотности вещества, г/см <sup>3</sup> Known variations in the density of matter, g/cm <sup>3</sup>
1	2	3	4	5	6	7
<b>а. Относительно средней плотности Земли 5.513г/см<sup>3</sup> / Relative to the average density of the Earth 5.513 g/cm<sup>3</sup></b>						
1	5.513 / 0.618	<b>8.92</b> (3.3 %)	известные вариации плотности земного ядра known variations in the density of the earth's core 9–8.25 среднее / average — 8.625	5.513 × 0.618	<b>3.41</b> (3.22 %)	средняя плотность океанической коры average density of oceanic crust 3.3
2	5.513 / 1.618	<b>3.41</b> (3.22 %)	средняя плотность океанической коры average density of oceanic crust 3.3	5.513 × 1.618	<b>8.92</b> (3.31 %)	известные вариации плотности земного ядра known variations in the density of the earth's core 9–8.25 среднее / average — 8.625
3	5.513 / 2.618	<b>2.106</b> (8.02 %)	плотность осадочных пород от 1850 до 2700 density of sedimentary rocks from 1850 to 2700 среднее / average — 2.275	5.513 × 2.618	<b>14.43</b> (7.83 %)	плотность в центре ядра Земли density at the center of the Earth's core 12.5; 13.1; 14.3 среднее / average 13.3
<b>б. Относительно средней плотности континентальной земной коры 2.835 г/см<sup>3</sup> / Relative to the average density of the continental crust 2.835 g/cm<sup>3</sup></b>						
1	2.835 / 0.618	<b>4.587</b> (2.29 %)	средняя плотность вещества нижней мантии average density of lower mantle matter 4.482	2.835 × 0.618	<b>1.752</b> (2.97 %)	средняя плотность суглинков average density of loams 1.7
2	2.835 / 1.618	<b>1.752</b> (2.97 %)	средняя плотность суглинков average density of loams 1.7	2.835 × 1.618	<b>4.587</b> (2.29 %)	средняя плотность вещества нижней мантии average density of lower mantle matter 4.482
3	2.835 : 2.618	<b>1.08</b> (0.38 %)	средняя плотность океанической воды average density of oceanic crust 1.076	2.835 × 2.618	<b>7.422</b> (16.21 %)	известные вариации плотности земного ядра known variations in the density of the earth's core 9–8.25 среднее / average — 8.625

1	2	3	4	5	6	7
<b>с. Относительно средней плотности океанической коры 3.3 г/см<sup>3</sup> / Relative to the average density of the oceanic crust 3.3 g/cm<sup>3</sup></b>						
1	3.3 : 0.618	<b>5.34</b> (4.87 %)	средняя плотность Земли average density of the Earth 5.513 плотность вещества нижней мантии на границе ядра Земли density of lower mantle matter at the boundary of earth's core 5.6	3.3 × 0.618	<b>2.039</b> (11.57 %)	плотность вещества осадочных пород density of matter of sedimentary rocks 1.85–2.7 среднее / average — 2.275
2	3.300 : 1.618	<b>2.039</b> (11.57 %)	плотность вещества осадочных пород density of matter of sedimentary rocks 1.85–2.7 среднее / average — 2.275	3.3 × 1/618	<b>5.339</b> (4.89 %)	плотность вещества нижней мантии на границе с ядром Земли density of lower mantle matter at the boundary of earth's core 5.6
3	3.3 : 2.618	<b>1.26</b> (0.8 %)	солёные озёра Salt lakes 1.2–1.3 среднее / average — 1.25	3.3 × 2.618	<b>8.639</b> (0.17 %)	известные вариации плотности земного ядра known variations in the density of the earth's core 9–8.25 среднее / average — 8.625
<b>d. Относительно средней плотности верхней мантии 3,365 г/см<sup>3</sup> / Relative to the average density of the upper mantle 3.365 g/cm<sup>3</sup></b>						
1	3.365 : 0.618	<b>5.545</b> (0.01 %)	плотность вещества нижней мантии на границе с ядром Земли density of lower mantle matter at the boundary of earth's core 5.6	3.365 × 0.618	<b>2.08</b> (9.37 %)	плотность вещества осадочных пород density of matter of sedimentary rocks 1.85–2.7 среднее / average — 2.275
2	3.365 : 1.618	<b>2.08</b> (9.37 %)	плотность вещества осадочных пород density of matter of sedimentary rocks 1850 до 2700 среднее / average — 2.275	3.365 × 1.618	<b>5.545</b> (1.01 %)	плотность вещества нижней мантии на границе с ядром Земли density of lower mantle matter at the boundary of earth's core 5
3	3.365 : 2.618	<b>1.285</b> (2.72 %)	солёные озёра salt lakes 1.2–1.3 среднее / average — 1.25	3.365 × 2.618	<b>8.808</b> (2.09 %)	известные вариации плотности земного ядра known variations in the density of the earth's core: 9–8.25 среднее / average — 8.625

Табл. 2. Окончание / End Table 2

1	2	3	4	5	6	7
<b>е. Относительно средней плотности нижней мантии 5.600 г/см<sup>3</sup> / Relative to the average density of the lower mantle 5.600 g/cm<sup>3</sup></b>						
1	5.56 : 0.618	<b>8.897</b> (3.06 %)	известные вариации плотности земного ядра known variations in the density of the earth's core 9–8.25 среднее / average — 8.625	5.560 × 0.618	<b>3.436</b> (2.07 %)	средняя плотность океанической коры average density of oceanic crust 3.3 плотность вещества на границе океанической коры и верхней мантии density of matter at the boundary of the oceanic crust and upper mantle 3.365
2	5.56 : 1.618	<b>3.436</b> (4.04 %) (1)  (2.07 %) (2)	средняя плотность океанической коры average density of oceanic crust 3.3 (1) плотность вещества на границе океанической коры и верхней мантии density of matter at the boundary of the oceanic crust and upper mantle 3.365 (2)	5.56 × 1.618	<b>8.996</b> (4.12 %)	известные вариации плотности земного ядра known variations in the density of the earth's core 9–8.25 среднее / average — 8.625
3	5.56 : 2.618	<b>2.124</b> (7.11 %)	плотность вещества осадочных пород density of matter of sedimentary rocks 1.85–2.7 среднее / average — 2.275	5.56 × 2.618	<b>14.556</b> (1.76 %)	плотность в центральной части ядра Density in the central part of the core 14.3
<b>ф. Относительно средней модельной плотности ядра Земли 9.919 г/см<sup>3</sup> / Relative to the average model density of the Earth's core 9.919 g/cm<sup>3</sup></b>						
1	9.919 : 0.618	<b>16.05</b> (1.56 %)	возможное наличие в составе ядра золота possible presence of gold in the core composition	9.919 × 0.618	<b>6.13</b> (40.7 %)	известные вариации плотности земного ядра known variations in the density of the earth's core среднее / Average — 8.625
2	9.919 : 1.618	<b>6.13</b> (40.7 %)	известные вариации плотности земного ядра known variations in the density of the earth's core 9–8.25 среднее / average — 8.625	9.919 × 1.618	<b>16.05</b> (1.55 %)	возможное наличие в центре ядра золота possible presence of gold in the center of the core
3	9.919 : 2.618	<b>3.789</b> (11.1 %)	плотность вещества верхней мантии на границе с океанической корой density of the upper mantle at the boundary with the oceanic crust 3.365	9.919 × 2.618	<b>25.968</b> (14.7 %)	возможное наличие в центре ядра платиноидов possible presence of platinumoids in the center of the core



### 3. Модельная оценка температуры вещества в геосферах Земли (табл. 3)

Если теоретически рассчитанная температура во внутреннем ядре Земли действительно соответствует среднему значению ( $5960 \pm 500$ ) °C (Alfè, Gillan, Price, 2002; Sobolev et al., 2019), то в рамках двухслойной модели ядра (Tircotte, 2002) отношение  $5960 \text{ °C} / 1.618 = 3683 \text{ °C}$  будет отражать среднюю температуру жидкого ядра на границе с нижней мантией. Температура мантии в таком случае составит  $2276 \text{ °C}$ , а под океанами примерно на глубине  $74,8 \text{ км}$  будет достигать  $1407 \text{ °C}$ , если принять во внимание значение геотермического градиента в  $18.8\text{--}18.6 \text{ °C/км}$ , практически до глубины  $12.3$  и аппроксимированного до глубины  $15 \text{ км}$ . Таким образом, модельная температура под океанами близка к температуре, полученной экспериментальным путём канадскими исследователями ( $1400 \text{ °C}$ ).

Выше по разрезу по той же процедуре расчёта ряд последовательности изменения температуры геосфер будет изменяться, как показано в табл. 3. Первый скачок изменения температурного градиента от  $0.8$  до  $1.3 \text{ °C/км}$  фиксируется на границе верхней и нижней мантий. Это хорошо согласуется с вариантами современной оценки возможных глубин формирования длиннофокусных землетрясений. Аномально высокие изменения температурного градиента отмечаются в земной коре вблизи границы Конрада при скачкообразном его возрастании в пределах гранитного слоя на глубинах от  $11$  до  $45 \text{ км}$ . Последнее неплохо согласуется с теорией глобальной тектоники плит и фактом максимального числа зарождения короткофокусных землетрясений именно на глубине  $30\text{--}45 \text{ км}$ .

Полученные модельные оценки температуры геосфер Земли позволяют говорить о состоянии, близком к термодинамическому равновесию в диапазоне верхней и нижней мантий. А на границах земная кора / верхняя мантия, нижняя мантия / жидкое ядро динамическое равновесие нарушается из-за резких скачков температуры.

### 4. Модельные значения температуры и плотности ядра Земли.

#### Гипотеза четырёхслойной модели ядра Земли

Современные представления о ядре Земли (Бурмин, 2010) закрепились в его двухслойной модели: твёрдое, преимущественно состоящее из железоникелевого сплава с металлическими примесями, и жидкое (верхнее), представляющее расплав состава твёрдого ядра. В этом случае можно было бы допустить существование между ними состояния, близкого к устойчивому динамическому равновесию. Однако современные исследования показали возможность наличия не двух-, а трёхслойной модели ядра (Tao Wang et al., 2015). В рамках принятой нами модельной оценки плотности вещества в составе ядра Земли с предполагаемым устойчивым динамическим равновесием между твёрдой и жидкой фазами в ядре могут быть выявлены до четырёх слоев: по два в твердой и жидкой его частях с плотностями соответственно ( $\text{г/см}^3$ )  $14.493$  и  $16.05\text{--}26.96$ ,  $7.422$  и  $8.816$  при среднем значении для ядра  $14.73$ . Последнее близко к плотности  $14.3 \text{ г/см}^3$ , которую обычно относят к центру ядра Земли (Robertson, 2011). В на-

шем варианте разброс модельных значений плотности в центре средней части твердой оболочки ядра в диапазоне  $16\text{--}26.5 \text{ г/см}^3$  может по аналогии с метеоритным веществом (Стрекопытов, 2022) указывать на присутствие в ядре особенно высокоплотных фаз, сравнимых с самородным золотом и платиноидами.

По разным экспериментальным оценкам в ядре Земли плотность вещества в основном варьируется в пределах от  $6\text{--}8.25$  до  $12.1\text{--}13.1$  и  $14.3 \text{ г/см}^3$ , а по некоторым оценкам может достигать и  $31 \text{ г/см}^3$ . Последней оценки в своё время придерживались В. М. Гольдшмидт, А. Эйкен, Е. Орован, А. П. Виноградов, указывая на то, что начальная величина плотности вещества Земли к моменту её формирования составляла примерно  $35 \text{ г/см}^3$ , что кратно больше современной плотности вещества внутреннего ядра (Витязев и др., 1977). Но такая ситуация могла быть возможна только в рамках иной, чем принятая в настоящее время, модели образования Земли (Кузнецов, 1998).

В рамках рассматриваемой нами модели ядро Земли может представлять собой систему, состоящую из верхней части жидкого ядра с граничными (низ/верх) плотностями  $8.816$  и  $7.422 \text{ г/см}^3$  и двух зон твёрдой части ядра с плотностями  $14.493$  и  $26.96\text{--}16.05 \text{ г/см}^3$ . Максимальная мощность приходится на составные части жидкого ядра (в совокупности около  $2500 \text{ км}$ ), как и в существующей двухслойной модели, но, вероятно, характеризующиеся разной структурой расплава. При этом отношения модельных плотностей зон ядра указывает на наличие в его строении двух уровней устойчивого динамического равновесия: на границе «нижняя часть твёрдого ядра / переходная зона — 1» (вблизи числа **1.618**) и на границе «переходная зона — 2 / жидкое ядро» (также вблизи числа **1.618**). Между верхней частью жидкого ядра и нижней мантией отмечается резко неустойчивое динамическое равновесие, на что указывает отношение плотностей  $7.422 / 5.445 = 1.363$ , отклоняющееся от числа  $1.618$  на  $0.255$ , или  $15.76 \%$ . Это указывает на непостоянство процессов взаимодействия мантийного вещества с жидкой частью ядра.

Следует заметить, что видный современный геофизик К. Хирахара также предполагает, что твёрдое ядро Земли состоит из большего числа слоёв, отделённых переходными зонами с мощностью от  $250$  до  $400 \text{ км}$  (Hirahara, 1994). Таким образом, уже не в первый раз выдвигается идея о том, что земное ядро может быть не двухслойным, а многослойным.

Если расслоенное ядро действительно может находиться в состоянии устойчивого динамического равновесия в рамках обменных процессов веществом и энергией, то модельные мощности расслоенного ядра могут быть определены следующим образом.

В рамках представления о двухслойности ядра мощность твердой его части оценивается в  $1300 \text{ км}$ , а температурный градиент по радиусу в центральной части ядра составит  $0.935 \text{ °C/км}$ . В четырёхслойной модели мощность твердого ядра определяется в  $1215 \text{ км}$ . Это незначительно отличается от расчетов других авторов (Бурмин, 2010). А температура на границе твёрдой части ядра со следующим слоем может достигать  $5573 \text{ °C}$ . Следовательно, градиент температуры в нижней части ядра вблизи его границы со следующим слоем составит  $5573/1215 = 4.59 \text{ °C/км}$ .





*Примечание.* В золотых пропорциях отношение мощностей нижней и верхней мантии ( $2781/1080 = 1.650$ ) близко к числу 1.618, соответствующему состоянию устойчивого динамического равновесия (изменение мощности одной пропорционально ведёт к изменению мощности другой). Отклонение от золотого числа составляет  $1.618 - 1.650 = -0.03$  (1.98 %). То же определяется и на верхней границе слоя Голицына —  $1080/670 = 1.643$ ,  $1.618 - 1.643 = -0.025$  (1.54 %). То есть процессы обмена веществом и энергией между этими геосферами, влияющие на изменение их мощностей, осуществляются пропорционально.

*Note.* In golden proportions, the ratio of the thickness of the lower and upper mantle ( $2781/1080 = 1.650$ ) is close to 1.618, which corresponds to a condition of stable dynamic equilibrium (a change in the thickness of one proportionally leads to a change in the thickness of the other). The deviation from the golden number is  $1.618 - 1.650 = -0.03$  (1.98%). The same is determined at the upper boundary of the Golitsyn layer —  $1080 / 670 = 1.643$ ,  $1.618 - 1.643 = -0.025$  (1.54%). That is, the processes of exchange of matter and energy between these geospheres, affecting the change in their capacities, are carried out proportionally.

**Таблица 4.** К четырёхслойной модели ядра Земли по температуре, градиенту температур и модельной мощности расслоенных зон

**Table 4.** Four-layer model of the Earth's core according to temperature, temperature gradient and model thickness of stratified zones

Вероятное относительное положение геосфер ядра Probable relative position of core geospheres	Модельная оценка температуры геосфер, °C Model estimate of geosphere temperature, °C	Величина геотермического градиента в границах ядра, °C/км Value of the geothermal gradient within the core, °C/km	Плотность сфер ядра г/см <sup>3</sup> Density of core spheres g/cm <sup>3</sup>	Отношение плотностей сфер ядра Core sphere density ratio	Модельная мощность сфер ядра км Model power of core spheres, km	Величина отношения мощностей (от нижних к верхним сферам) Value of thickness ratio (from lower to upper spheres)	
Центр твёрдого ядра Center of the solid core	5960	0.935	26.96 16.05	26.968/16.05 = = 1.618	6371		
Твёрдая фаза ядра Solid phase of the core	5956	4.902					I
Верхняя часть твёрдого ядра Upper part of the hard core (Alfe, Gillan, Vocado, 2002)	5400	7.191	14.493	14.493/8.816 = = 1.644	751	1.618	
Нижняя часть жидкого ядра Lower part of liquid core	4000 (Turcotte, Schubert, 2002)	4.762	8.816	1.189	840	0.894	
Верхняя часть жидкого ядра Upper part of the liquid core	3683	2.708	7.422	II	1360	0.618	

*Примечание.* I, II — соответственно твёрдая и жидкая части в рамках двухслойной модели ядра.

*Note.* I, II — solid and liquid parts within the framework of a two-layer core model respectively.

Модельная мощность следующего за первым слоя (переходная зона — 1, табл. 4) в условиях устойчивого динамического равновесия может отвечать  $1215/1.618 = 751$  км. А поскольку температура внутри твёрдой части ядра в двухслойной модели близка к  $5400$  °C (Alfè, Gillan, Price, 2002), то геотермический градиент к переходной зоне — 2 составит  $5400/751 = 7.19$  °C/км.

Температура переходной зоны — 2 принята за  $4000$  °C (Turcotte, Shubert, 2002). Модельную мощность переходной зоны — 2 можно вывести из мощности жидкого слоя в  $2200$  км, предположив наличие устойчивого динамического равновесия между ним и переходной зоной — 2. Отсюда можно перейти к мощности жидкого ядра в рамках четырёхслойной модели —



$2200 \text{ км} / 1.618 = 1360 \text{ км}$ . А мощность самой переходной зоны — 2 составит  $1360 \text{ км} / 1.618 = 840 \text{ км}$ . Зная температуру переходного слоя — 2, можно определить и градиент температуры в нём —  $4000 \text{ }^\circ\text{C} / 840 \text{ км} = 4.762 \text{ }^\circ\text{C}/\text{км}$ .

## Заключение

Единство связи свойств и эволюции системы (Земли) и её подсистем (геосфер) даёт возможность оценить их динамическое состояние путём исследования одного или нескольких параметров самой системы в крайних отношениях к золотым числам.

Поскольку средняя плотность вещества Земли ( $5.513 \text{ г}/\text{см}^3$ ) как системы выводится из плотностей слагающих её подсистем геосфер, то оценочный параметр средней плотности Земли должен отражать динамику изменения плотностей вещества во всем ряду геосфер. Проверка этого предположения показала следующее.

1. Экспериментально известные вариации отношений плотности вещества геосфер оказались близкими (отклонения в пределах 1.5—2.8 %), находясь внутри крайних модельных оценок, что даёт основание предполагать возможное достижение между геосферами устойчивого динамического равновесия вблизи золотого числа 1.618.

2. Парадокс моделей 1, 2 состоит в том, что с их помощью вскрывается опосредованная историческая связь формирования плотности ядра Земли и земной коры (табл. 2, а (1, 2); d (1, 2)). Подобная связь вскрывается также между плотностью вещества нижней мантии на границе с ядром Земли и плотностью современных осадочных пород (табл. 2, b (1, 2)); между плотностью нижней мантии и средней плотностью Земли (табл. 2, e (1, 2)). Т. е. обе модели золотых пропорций выявляют единство природы вещества всех геосфер, как бы далеко они ни были разведены: от земной коры до ядра Земли (Галимов, 1998). В этом смысле гипотеза «холодной Земли» (Войткевич и др., 1990; Джеффрис 1960; Рингвуд, 1982) хуже согласуется с моделью историзма формирования вещества геосфер, чем гипотеза «горячей Земли» (Шкодзинский, 2014).

Важное практическое следствие, вытекающее из модели непрерывной дифференциации вещества геосфер и Земли в ходе всей геологической истории Земли, состоит в следующем.

1. При формировании эндогенных рудных месторождений источник металлов в большинстве случаев был гетерогенным, включавшим не только коровое, но и мантийное вещество (Кокин, 1999; Бортников и др., 2007; Кулиш, Парада, 2009; Parada, Stolyarov, 2012; Парада, Артемов, 2023).

2. Основным источником воды в Мировом океане могла быть первичная ювенильная вода, образовавшаяся в глубинных геосферах за счёт кислорода и водорода при дегазации магм на раннем этапе геологической истории (Галимов, 1988). При этом роль кометного вещества в формировании Мирового океана, скорее всего, была ничтожной. В противном случае изотопный состав кислорода воды отвечал бы первично-космическому изотопному составу кислорода, а на самом деле это не так (Ферронский, Поляков, 1983).

3. Земная кора есть итог длительной истории глобальной геохимической дифференциации первичного вещества при участии воды Мирового океана (Щербаков, 1965; Щербаков, 1976; Войткевич и др., 1990).

4. Значительное отклонение по плотности и температуре (более 20 %) от состояния, близкого к устойчивому динамическому равновесию, наблюдается на границе верхней и нижней мантий (слой Голицына). Ощутимые несоответствия устойчивому динамическому равновесию по плотности вещества отмечают для ядра Земли.

5. В рамках принятой нами модельной оценки плотности вещества в ядре Земли с возможным наличием устойчивого динамического равновесия между твёрдой и жидкой его фазами существует несколько слоев с плотностью ( $\text{г}/\text{см}^3$ ): 26.96—16.05; 14.493; 8.816—7.422. Между этими слоями устанавливается состояние, близкое к устойчивому динамическому равновесию, в условиях которого не могут возникать существенные геодинамические изменения, ибо отклонение от равновесия неизбежно влечет за собой изменение плотности вещества в других геосферах. Неравновесность на границе жидкого ядра и нижней мантии может провоцировать изменение состава твердой и жидкой фаз в ядре, глобальную тектономагматическую активность, изменение магнитного поля Земли, перемещение магнитных полюсов. Выявление высоких модельных значений плотности вещества в ядре Земли (26.96—16.05  $\text{г}/\text{см}^3$ ) может указывать на наличие в его составе значительных концентраций тяжёлых металлов, таких как золото и платиноиды.

6. Модельная оценка средней плотности и температуры геосфер свидетельствует о том, что в настоящее время внутренняя структура Земли в целом находится в состоянии, близком к устойчивому геодинамическому и термодинамическому равновесию, со средним отклонением от него 2.72 %. Поскольку Земля когда-то неизбежно потеряет свою геологическую активность, то рассчитанный модельный уровень современного отклонения от устойчивого геодинамического равновесия геосфер даёт возможность оценить модельное время завершения эпохи современной геологической истории. Можно предполагать, что относительное равновесие внутренней структуры Земли будет продолжаться ещё около 124 млн лет, вплоть до начала формирования новой Пангеи Проксима, которая, по Кристофору Скотезе, возникнет через 200 млн лет.

## Литература / References

- Бортников Н. С., Гамянин Г. Н., Викентьева О. В., Прокофьев В. Ю., Алпатов В. А., Бахарев А. Г. Состав и происхождение флюидов в гидротермальной системе Неждановского золоторудного месторождения (Саха-Якутия, Россия) // Геология рудных месторождений. 2007. Т. 49. № 2. С. 99—145.
- Bortnikov N. S., Gamyandin G. N., Vikentyeva O. V., Prokofiev V. Yu., Alpatov V. A., Bakharev A. G. Composition and origin of fluids in the hydrothermal system of the Nezhda gold deposit (Sakha-Yakutia, Russia). *Geology of ore deposits*, 2007, V. 49, No. 2, pp. 99—145. (in Russian)
- Бурмин В. Ю. Распределение плотности и упругих параметров в Земле // Физика Земли. 2006. № 7. С. 76—88.



- Burmin V. Yu. Distribution of density and elastic parameters in the Earth. *Physics of the Earth*, 2006, No. 7, pp. 76–88. (in Russian)
- Бурмин В. Ю. Строение ядра и мантии Земли по данным мировой сети сейсмических данных // Геофизические исследования. 2010. Т. 11. С. 41–71.
- Burmin V. Yu. The structure of the Earth's core and mantle according to the global seismic data network. *Geophysical Research*, 2010, V. 11, pp. 41–71. (in Russian)
- Витязев А. В., Люстих Е. Н., Николаичик В. В. Проблема образования ядра и мантии Земли // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1977. № 8. URL: <https://www.geokniga.org/sites/geokniga/files/inbox/5226/4.pdf>
- Vityazev A.V., Lyustik E.N., Nikolaichik V.V. The problem of the formation of the Earth's core and mantle. *Proc. AS USSR. Physics of the Earth*, 1977, No. 8.
- Войткевич Г. В., Кокин А. В., Мирошников А. Е., Прохоров В. Г. Справочник по геохимии. М.: Недра, 1990. 480 с.
- Voitkevich G. V., Kokin A. V., Miroshnikov A. E., Prokhorov V. G. *Handbook of Geochemistry*. Moscow: Nedra, 1990, 480 p. (in Russian)
- Галимов Э. М. Нарастание ядра Земли как источник ее внутренней энергии и фактор эволюции окислительно-восстановительного состояния мантии // Геохимия. 1998. № 8. С. 755–758.
- Galimov E. M. Growth of the Earth's core as a source of its internal energy and a factor in the evolution of the redox state of the mantle. *Geochemistry*, 1998, No. 8, pp. 755–758. (in Russian)
- Галимов Э. М. О возникновении и эволюции океана по данным об изменениях  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  осадочной оболочки Земли в ходе геологического времени // Доклады АН СССР. 1988. Т. 299. № 4. С. 977–981.
- Galimov E. M. Occurrence and evolution of the ocean based on data on changes in the  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  sedimentary shell of the Earth during geological time. *Doklady Earth Sciences*, 1988, V. 299, No. 4, pp. 977–981. (in Russian)
- Гутенберг Б. Физика земных недр. М.: ИЛ, 1963. 264 с.
- Gutenberg B. *Physics of the earth's interior*. Moscow: IL, 1963, 264 p. (in Russian)
- Джеффрис Г. Земля, её происхождение, история и строение. М.: ИЛ, 1960. 485 с.
- Jeffries G. *Earth, its origin, history and structure*. Moscow: IL, 1960. 485 pp. (in Russian)
- Кокин А. В. Об устойчивом динамическом равновесии физико-химических свойств минералов в составе пород и оболочек Земли // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения — 2022). Сыктывкар: Геопринт. 2022. С. 134–135.
- Kokin A. V. Stable dynamic equilibrium of the physical and chemical properties of minerals in the composition of rocks and shells of the Earth. *Modern problems of theoretical, experimental and applied mineralogy (Yushkin Readings — 2022)*. Syktyvkar: Geoprint, 2022, pp. 134–135. (in Russian)
- Кокин А. В. Эволюция кремнезёма в составе горных пород в истории Земли и внутренних планет Солнечной системы // Уральский геологический журнал. 2023. № 2 (152). С. 36–55.
- Kokin A. V. Evolution of silica in the composition of rocks in the history of the Earth and the inner planets of the Solar System. *Ural Geological Journal*, 2023, No. 2 (152), pp. 36–55. (in Russian)
- Кокин А. В., Кокин А. А. Золотое сечение и эволюция (введение в общую теорию нелокальной эволюции). М.: Информ-Право, 2022. 231 с.
- Kokin A. V., Kokin A. A. *The golden ratio and evolution (introduction to the general theory of nonlocal evolution)*. Moscow: Inform-Pravo, 2022, 231 p. (in Russian)
- Кокин А. В., Сухоруков В. И., Шишигин П. Р. Региональная геохимия (Южное Верхоянье). Ростов н/Д: РостИздат, 1999. 427 с.
- Kokin A. V., Sukhorukov V. I., Shishigin P. R. *Regional geochemistry (Southern Verkhoyansk)*. Rostov-on-Don: RostIzdat, 1999, 427 p. (in Russian)
- Кирдяшкин А. Г. Тепловые гравитационные течения и теплообмен в астеносфере. Новосибирск: Наука, 1989. 81 с.
- Kirdyashkin A. G. *Thermal gravitational currents and heat transfer in the asthenosphere*. Novosibirsk: Nauka, 1989, 81 p. (in Russian)
- Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований / Под ред. Н. П. Лаверова и В. П. Орлова. М.: МФ Технонефтегаз, 1998. 260 с.
- Kola superdeep borehole. *Scientific results and research experience* (edited by N. P. Laverov and V. P. Orlov). Moscow: MF Tekhnoneftegaz, 1998, 260 p. (in Russian)
- Кузнецов В. В. Земля как термодинамическая система // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 7. С. 987–1007.
- Kuznetsov V. V. Earth as a thermodynamic system. *Geology and Geophysics*, 1998, V. 39, No. 7, pp. 987–1007. (in Russian)
- Кулиш Е. А., Парада С. Г. Поведение золота и других рудообразующих элементов в условиях метаморфизма пород черносланцевых комплексов // Минералогический журнал. 2009. Т. 31. № 2 (160). С. 92–101.
- Kulish E. A., Parada S. G. Behavior of gold and other ore-forming elements under the conditions of metamorphism of rocks of black shale complexes. *Mineralogical Journal*, 2009, V. 31, No. 2 (160), pp. 92–101. (in Russian)
- Лисицын А. П. Потоки вещества и энергии во внешних и внутренних сферах Земли // Глобальные изменения природной среды. М.: СО РАН; Гео, 2001. С. 163–248.
- Lisitsyn A. P. Flows of matter and energy in the external and internal spheres of the Earth. *Global changes in the natural environment*. Moscow: SB RAS, "Geo" branch, 2001, pp. 163–248. (in Russian)
- Ломизе М. Г., Хаин В. Е. Геотектоника с основами геодинамики. 2-е изд. М.: Университет, 2005. 560 с.
- Lomize M. G., Khain V. E. *Geotectonics with the basics of geodynamics*. 2nd ed. Moscow: Book house "University", 2005, 560 p. (in Russian)
- Парада С. Г., Артемов И. А. Литогенетическая концепция золотоносности черносланцевых толщ и ее приложение к рудным районам Юга России // Геология и геофизика юга России. 2023. Т. 13. № 4. С. 6–17.
- Parada S. G., Artemov I. A. Lithogenetic concept of gold content of black shale strata and its application to the ore regions of the South of Russia. *Geology and Geophysics of the South of Russia*, 2023, V. 13, No. 4, pp. 6–17. (in Russian)
- Параев В. В. Вещественно-энергетический обмен геосфер как форма планетарного метаболизма // Динамика и взаимодействие геосфер Земли: Материалы Всерос. конф. с междунар. уч. Томск: ЦЕТИ. 2021. Т. 1. С. 89–92.
- Paraev V. V. Matter-energy exchange of geospheres as a form of planetary metabolism. *Dynamics and interac-*



- tion of the Earth's geospheres: Proceedings of the All-Russian conference with international participation. Tomsk: CETI, 2021, V. 1, pp. 89–92. (in Russian)
- Пуцаровский Ю. М. Сейсмомография и структура мантии: Тектонический ракурс // Доклады РАН. 1996. № 6. С. 805–809.
- Pushcharovsky Yu. M. Seismic tomography and mantle structure: Tectonic perspective. Doklady of Earth Sciences, 1996, No. 6, pp. 805–809. (in Russian)
- Рингвуд А. Е. Происхождение Земли и Луны. М.: Недра, 1982. 293 с.
- Ringwood A. E. Origin of the Earth and Moon. Moscow: Nedra, 1982, 293 p. (in Russian)
- Скуфьин П. К., Лютов В. П., Яковлев Ю. Н., Смирнов Ю. П., Глухов Ю. В., Котова Е. Н. Свойства и структурные особенности породообразующих минералов раннепротерозойских осадочных пород из разреза СГ-3 и их поверхностных гомологов // Вестник МГТУ. 2007. Т. 10. № 1. С. 61–79.
- Skufin P. K., Lyutov V. P., Yakovlev Yu. N., Smirnov Yu. P., Glukhov Yu. V., Kotova E. N. Properties and structural features of rock-forming minerals of Early Proterozoic sedimentary rocks from the SG-3 section and their surface homologues. Bulletin of MSTU, 2007, V. 10, No. 1, pp. 61–79. (in Russian)
- Сорохтин Н. О. Сорохтин О. Г. Теория развития Земли: происхождение, эволюция и трагическое будущее. Москва-Ижевск: НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», 2010. 752 с.
- Sorokhtin N. O., Sorokhtin O. G. The theory of the development of the Earth: origin, evolution and tragic future. Moscow-Izhevsk: Research Center “Regular and Chaotic Dynamics”, 2010, 752 p. (in Russian)
- Стрекопытов В. Миллиарды тонн золота и платины. Кому достанутся космические богатства // РИА Новости: офиц. сайт. 26.07.2022. URL: <https://ria.ru/20220726/asteroid-1804817159.html> (дата обращения 01.03.2024)
- Strekoptyov V. Billions of tons of gold and platinum. Who will get the space riches. RIA Novosti: official website. 26.07.2022.
- Ферронский В. И., Поляков В. А. Изотопия гидросферы. М.: Наука, 1983. 280 с.
- Ferronsky V. I., Polyakov V. A. Isotopy of the hydrosphere. Moscow: Nauka, 1983, 280 p. (in Russian)
- Физика геосфер: Материалы XIII Всероссийского симпозиума. Владивосток, 2023. 407 с.
- Physics of geospheres: Proc. of the 13<sup>th</sup> All-Russian Symposium, Vladivostok, 2023, 407 p. (in Russian)
- Хорн Р. Морская химия (структура воды и химия гидросферы). М.: Мир, 1972. 398 с.
- Horn R. Marine chemistry (structure of water and chemistry of the hydrosphere). Moscow: Mir, 1972, 398 p. (in Russian)
- Шкодзинский В. С. Петрология литосферы и кимберлитов (модель горячей гетерогенной аккреции). Якутск: ИДСВФУ, 2014. 452 с.
- Shkodzinsky V. S. Petrology of the lithosphere and kimberlites (model of hot heterogeneous accretion). Yakutsk: NEFU, 2014, 452 p. (in Russian)
- Щербаков Ю. Г. Геохимическая эволюция и рудные формации // Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск: Наука, 1976. С. 217–229.
- Shcherbakov Yu. G. Geochemical evolution and ore formations. Problems of endogenous ore formation and metallogeny. Novosibirsk: Nauka, 1976, pp. 217–229. (in Russian)
- Щербаков Ю. Г. Периодичность кларковых отношений и геохимическая эволюция земной коры // Докл. АН СССР. 1965. Т. 161. № 2. С. 451–455.
- Shcherbakov Yu. G. Periodicity of Clarke Relations and Geochemical Evolution of the Earth's Crust. Doklady Earth Sciences, 1965, V. 161, No. 2, pp. 451–455. (in Russian)
- Alfè D., Gillan M., Price G. D. Composition and temperature of the Earth's core constrained by combining ab initio calculations and seismic data // Earth and Planetary Science Letters. 2002. V. 195. No. 1–2. P. 91–98.
- Alfè D., Gillan M. J., Vocadlo L., Brodholt J., Price G. D. The ab initio simulation of the Earth's core // Philosophical Transaction of the Royal Society of London. 2002. T. 360. No. 1795. P. 1227–1244.
- Hirahara K. Seismic structure near the inner core-outer core boundary (англ.) // Geophys. Res. Lett. // American Geophysical Union. 1994. V. 51. No. 16. P. 157–160.
- Fibonacci's Liber Abaci: A Translation into Modern English of the Book of Calculation // Sources and Studies in the History of Mathematics and Physical Sciences. 2002. 636 p.
- Parada S.G., Stolyarov V.V. Relation of gold mineralization on the Northern Fflank of the Tyrnyauz deposit to intrusive complexes, Kbardino-Balkar Republic // Doklady Earth Sciences. 2012. T. 445. No. 2. С. 939–942.
- Robertson E.C. The Interior of the earth. U. S. Geological Survey, 2011. <https://doi.org/10.3133/7000023>.
- Sobolev A.V., Asafov E., Gurenko A.A., Arnd N., Batanova G., Portnyagin M., Garbe-Schonberg D., Wilson A.H., Byerly G., Batanova V. Deep hydrous mantle reservoir provides evidence for crustal recycling before 3.3 billion years ago // Nature. 2019. V. 571. P. 555–559
- Tao Wang, Xiaodong Song, Han H. Xia. Equatorial anisotropy in the inner part of Earth's inner core from autocorrelation of earthquake coda / Nature Geoscience. 2015. doi: 10.1038/ngeo2354 (Published online 09 February 2015).
- Turcotte D. L., Schubert G. Geodynamics. 2nd Edition, Cambridge University Press, Cambridge. 2002 //dx.doi.org/10.1017/CBO9780511807442.

Поступила в редакцию / Received 18.04.2024