

Вплив фазового стану речовини мантії та ядра на перебіг геодинамічних процесів

Усенко О.В., 2023

Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, Україна
Надійшла 9 березня 2023 р.

Вивчення перебігу геодинамічних процесів у нижній корі та верхній мантії доводить, що додатковий енергетичний внесок додає зміна фазового стану речовини зі збільшенням тиску та температури. Газова фаза, складена воднем, киснем та вуглецем, перетворюється на флюїд, який поєднує властивості рідини та газу. Наслідком є зміна поведінки систем флюїд—кристал та флюїд—розплав, що значно прискорює плавлення та фізико-хімічні взаємодії в термальній астеносфері. Ці висновки підтверджені численними експериментальними дослідженнями та результатами вивчення ксенолітів, що репрезентують кору та мантію кратонів та активних регіонів.

Сейсмотомаграфічні дослідження демонструють виразні картини неоднорідностей фізичних властивостей, що відображають неоднорідності будови мантії. В багатьох публікаціях викладено та обґрунтовано гіпотези про те, що плюми або флюїдні потоки виникають на границі ядра і мантії та є чинниками усіх геодинамічних процесів. Сучасні уявлення про склад ядра Землі спираються на твердження, що воно складено розплавом заліза з незначними домішками інших елементів. Проте розрахунки енергетичного балансу та фізичне моделювання перерозподілу речовини в самому ядрі демонструють, що винесення легких компонентів чи конвективні течії не забезпечують достатньої енергії для виникнення плюмів.

Припущення, що речовина ядра є електропровідною іонною рідиною, в якій відбулася повна дисоціація хімічних сполук, а електронна структура не має розриву, кардинально змінює уявлення про енергетику ядра та можливість ініціації плюмових процесів. Властивості речовини в подібному фазовому стані принципово відрізняються від властивостей рідини.

Ключові слова: мантія, ядро Землі, фазовий стан, флюїд, плюм.

Вступ. Під час дослідження геодинамічних процесів у багатьох випадках вважається, що поведінка речовини залишається незмінною в мантії та ядрі. Як і на поверхні, головними фазовими переходами є плавлення та кристалізація внаслідок підйому плюму чи занурення слєба [Murakami et al., 2004; Oganov, Ono, 2004; Tackley, 2012; Pradhan et al., 2015 та ін.]. Але параметри фазових переходів (плавлення—кристалізації) вже в умовах нижньої кори та верхньої мантії залежать від флюїду—несилікатної складової розплаву, яка

утворена переважно сполуками кисню, водню, вуглецю та азоту [Leshner et al., 2003; Jakobsson, Holloway, 2008 та ін.]. Термін флюїд позначає також принципово іншу структуру та поведінку складової, яка на поверхні відокремлюється від силікатного розплаву у вигляді газу, часто хімічно нейтрального [Duan et al., 2006; Galkin, Lunin, 2005; Mattsson, Desjarlais, 2006]. У дослідженому інтервалі глибин верхньої мантії (до 250 км) вирішальне значення впливу флюїду на загальний геодинамічний процес доведено на багатьох прикладах [Ionov

Citation: Usenko, O.V. (2023). The effect of the mantle and core matter phase state on the course of geodynamic processes. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 45(4), 84—115. <https://doi.org/10.24028/gj.v45i4.286287>.

Publisher Subbotin Institute of Geophysics of the NAS of Ukraine, 2023. This is an open access article under the CC BY-NC-SA license (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>).

et al., 2002; Boyd et al., 2004; Pearson et al., 2005; Liu et al., 2022].

Тим більше питань виникає, якщо йдеться про ядро Землі. Уявлення про розподіл фізичних властивостей спираються на геофізичні дослідження, отже теоретичні моделі та розрахунки містять вхідні дані, що мають значний допуск. Існують значні лакуни між сучасними фізико-математичними моделями перебігу геодинамічних процесів і фізичними дослідженнями властивостей речовини за високих температур та тиску.

Термодинамічні функції речовин описують рівнянням стану (РС), яке визначає співвідношення між тиском (P), об'ємом і температурою (T) у стані термодинамічної рівноваги. З цих даних можна отримати всі необхідні термодинамічні характеристики. РС речовини є «замикаючим» зовнішнім рівнянням стосовно законів збереження і створюється або за результатами експериментів, або методами статистичної фізики, з огляду на молекулярно-кінетичні уявлення про будову даної речовини. Фізика високого тиску використовує напівемпіричні вирази, що надають змогу розраховувати фазові рівноваги через термодинамічні потенціали. Аналіз рівнянь стану сполук заліза, інтерпретації ударних адіабат речовин, а також детальне порівняння властивостей рідких сплавів із сейсмологічними параметрами зовнішнього ядра Землі поки що можна провести тільки шляхом термодинамічного моделювання або теоретичних розрахунків. Це досить складні обчислення, що містять багато вхідних даних, серед яких обов'язковими є параметри кристалічних фаз заліза та його розплаву (огляд у монографії [Литасов, Шацкий, 2016]). Втім, подібне моделювання можливо проводити лише тоді, коли є чіткі уявлення про мікроскопічну будову речовини, що складає систему, та відомі взаємодії між її елементарними частинками. Саме ці взаємодії і визначають загальний енергетичний баланс.

Процеси в ядрі (тут і надалі мова йде про зовнішнє ядро) та на межі ядро—мантія є головним фактором перерозподілу речови-

ни в надрах планети [Maruyama et al., 2007; Hernlund, McNamara, 2015; Шестопалов, Лукін, 2018 та ін.]. Однак не встановлено джерело енергії, необхідної для їх виникнення [Maruyama et al., 2007; Hernlund, McNamara, 2015; Davies, Mound, 2019 та ін.]. Також відсутні причини для винесення легких компонентів з ядра, оскільки більша частина з них добре розчиняється в розпаві заліза [Ozawa et al., 2009; Fischer et al., 2015 та ін.].

Додаткова складність обумовлена неможливістю експериментально відтворити процеси та взаємодії, що відбуваються в реальних багатокомпонентних і багатофазних системах, про склад яких також не існує однозначної думки. На сьогодні значна частина діаграми стану речовини, важлива для опису її поведінки в PT -умовах ядра, недоступна або важкодоступна для теоретичних та експериментальних методів дослідження. Експерименти, які проводяться за допомогою ударних хвиль при близьких PT -параметрах, тривають до 10 с. Вивчається плавлення пористих металів (одного металу) та іонізація (термічна та тиском) у широкому діапазоні PT -умов. Невідомо, як можна екстраполювати ці результати на реальні умови довготривалої взаємодії суміші елементів, що утворилася внаслідок тривалого процесу сегрегації фази, збагаченої залізом.

Для уявлення загальної поведінки складної системи можна використовувати аналогію з поведінкою вивчених систем [Усенко, 2014]. *Чи існують системи, що ведуть себе подібно? Наскільки ця подібність проявлена? Що ми знаємо про будову подібних систем на мікрорівні? Як ми можемо перевірити відповідність модельної системи до природної, якщо експеримент неможливий?*

Для визначення важливості змін фазового стану розглянуто систему флюїд—розпав—кристали в умовах верхньої мантії та нижньої кори ($P \sim 1 \div 7$ ГПа та $T \sim 600 \div 1800$ °C). Поведінку цієї системи можна передбачити за допомогою експериментальних досліджень, в яких встановлено фазові реакції при заданих P , T ,

складі компонентів [Wyllie, 1977; Giris et al., 1995; Walter, 1998; Gudfinnsson, Presnal, 2005 та ін.]. Надалі проконтролювати склад магматичних, ексгалаційних порід і ксенолітів (уламків порід кори та мантії), винесених розплавами [Усенко, 2014]. Для сучасних і недавніх геодинамічних процесів за допомогою геофізичного моделювання визначено будову кори та верхньої мантії [Thybo et al., 2003; Jones et al., 2010; Torsvik et al., 2014 та ін.], що дає змогу з більшою чи меншою ймовірністю встановити розміщення термальної астеносфери, тобто PT -умови, в яких взаємодії відбувалися. Різносторонні дослідження наслідків дають змогу з великою ймовірністю встановити фізико-хімічні процеси, що відбуваються із збільшенням P і T , і визначити подібні системи. Надалі — які зміни у складі чи фазовому стані призведуть до цієї подібності, як ці нові властивості вплинуть на взаємодії, що відбуваються на мікроскопічному рівні (взаємодії між частинками кристалу, розплаву, флюїду), а мікроскопічні взаємодії — на загальний перебіг геодинамічного процесу (утворення термальної астеносфери, шару флюїдно-термального впливу над нею, тектонічні навантаження та утворення проникних зон, підйом плюму та виверження магм) [Усенко, 2014].

Аналіз змін поведінки на мікроскопічному рівні в PT -умовах мантійного інтервалу глибин, дозволяє стверджувати, що не можна буквально переносити уявлення про стан речовини на поверхні на умови ядра. У цій статті запропоновано гіпотезу елементарної будови системи, яка може виникнути за PT -умов земного ядра. Її поведінку, встановлену за результатами геофізичного моделювання, порівняно з поведінкою аналогічної системи. Висловлено припущення, як зміна фазового стану може вплинути на загальний енергетичний баланс і властивості цієї системи.

Зміна фазового стану речовини внаслідок зміни PT -умов — фазові переходи. Згідно з результатами сейсмічних досліджень в корі та мантії існують неоднорідності. Далі розглядаються ті, що пов'язані зі зниженням швидкості, зумовленим по-

явою рідини — утворенням шару часткового плавлення (термальної астеносфери) під ділянкою поверхні. Вони також фіксуються як шари чи блоки з підвищеною провідністю [Jones et al., 2010; Бурахович та ін., 2022].

У кристалах ядра хімічних елементів складають каркас, всередині якого рухаються електрони, утворюючи різні типи хімічного зв'язку. Від поверхні до земного ядра представлена здебільше кристалічна речовина, склад і будова якої змінюється залежно від глибини (тиску). Внаслідок підвищення температури руйнується кристалічний каркас частини мінералів, переважно легкоплавких. При переході кристал—розплав рідина зберігає структуру, порушену внаслідок розриву частини зв'язків. На відміну від кристала рідина може текти, проте її об'єм залишається постійним. Але більш детальний аналіз виявляє значно складнішу систему. Окрім силікатного розплаву в шарі часткового плавлення завжди присутні сполуки водню, кисню, вуглецю, азоту, які на поверхні представлені переважно газом чи рідиною.

Як структурована речовина термальної астеносфери та чи справді вона є розплавом і газом? Газоподібний та рідкий стан характеризуються високим ступенем неупорядкованості та відсутністю жорсткості. Навіть малі зсувні напруги викликають рухи рідини і газу, які набувають форми ємності, в якій вони перебувають, і чинять опір зміні не форми, а об'єму. Від твердого тіла ці стани речовини відокремлені різко вираженою фазовою межею плавлення, яка не має критичної точки. Ще більш умовна межа між рідиною та газом. Вона виражена, якщо T та P нижче критичних. Вище за них речовина є надкритичною рідиною — флюїдом. У цьому разі термін позначає фазовий стан, за якого зникає різниця між рідкою та газовою фазою, а межа поділу між рідиною та її паром відсутня. Флюїд має високу густину, близьку до рідини, та низьку в'язкість. За відсутності межі між фазами поверхневий натяг також зникає. Коефіцієнт дифузії при цьому має проміжне значення між рідиною та

газом. Флюїд, подібно до газу, заповнює весь вільний об'єм, але як і в рідині, хімічні взаємодії в ньому відбуваються швидко внаслідок високої температури чи/та тиску, оскільки значно збільшується кількість зіткнень між частинками. Сьогодні немає однозначних уявлень про мікроструктуру флюїду. Найбільш адекватним вважається припущення, що в ньому відсутній або мінімальний зв'язок між молекулами, які і є елементарними складовими. Тобто структура, яка існує в кристалі та частково зберігається в рідині, у флюїді майже відсутня, але молекули зберігають свою хімічну індивідуальність.

Як приклад можна розглянути поведінку води. У звичайних умовах молекули води пов'язані між собою водневими зв'язками

та поєднані в тривимірну сітку. При підвищенні температури водневі зв'язки розриваються, а впорядкованість молекулярного стану порушується. Вище критичної температури в надкритичному флюїді існують лише молекули з великим дефіцитом водневих зв'язків, що вільно рухаються в середовищі [Duan et al., 2006; Galkin, Lunin, 2005; Mattsson, Desjarlais, 2006]. Це не рідина, в якій превалюють сили зв'язку між молекулами, але і не газ, в якому більша частина молекул може вільно рухатися, бо у флюїді виникають конфігурації, типові для рідкого стану. Згідно з теоретично розрахованою фазовою діаграмою вода зберігає молекулярний стан до 25 ГПа за T до 2000—3000 К [Mattsson, Desjarlais, 2006]. Автори публікації [Karki et al., 2021] при теоретичних розрахунках рівняння стану води, розчиненої в піроксено- та олівіно-подібних розплавах, дійшли висновку, що вже нижче рівня 15 ГПа молекулярна вода дисоційована. Цікавим висновком є і зміна електропровідності розплаву внаслідок дифузії в нього водню. Тобто чим складніша система і чим більше параметрів закладено в розрахунок, тим менший тиск потрібен для дисоціації води. Реальні системи передбачають набагато більше взаємодій, які можуть впливати на поведінку суміші розплав—флюїд—кристали.

Вплив флюїдів на перебіг процесів у верхній мантії та корі. Для здійснення фазового переходу рідина—пар—флюїд достатньо тиску середньої—нижньої кори та температури, трохи підвищеної відносно звичайного розподілу. Критична точка H_2O — 22,1 МПа та 374,1 °С, CO_2 — 7,39 МПа та 31,1 °С. Тобто вже в корі вони перетворюються на флюїди і беруть активну участь у всіх процесах: плавлення, розчинення та екстракції, метасоматичних заміщеннях (переважно H_2O) і метаморфічних перетвореннях (переважно CO_2). Але чим вищі тиск і температура, тим активніше флюїди впливають на перебіг процесів.

Плавлення мантійної речовини в присутності С-О-Н-флюїду контролюється окисно-відновними умовами. Окислення системи зумовлює «редокс»-плавлення на

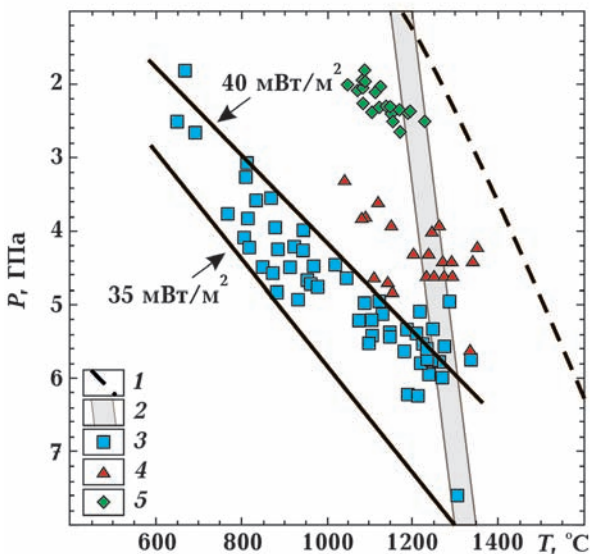


Рис. 1. PT -умови утворення ксенолітів відносно розподілу температур і солідусу порід верхньої мантії (наведено за роботою [Carlson et al., 2005] зі змінами): 1 — умови солідусу перидотиту мантії, 2 — мантійна адіабата, 3—5 — PT -умови утворення ксенолітів кратону Слейв (3), карбонатитових лав Танзанії (4), базальтів Вітімського плато (5).

Fig. 1. PT -conditions of the formation of xenoliths in relation to the temperature distribution and solidus of rocks of the upper mantle (after [Carlson et al., 2005] with changes): 1 — solidus conditions of mantle peridotite, 2 — mantle adiabat, 3—5 — PT -conditions of formation of xenoliths of the Slave craton (3), carbonatite lavas of Tanzania (4), basalts of the Vitim Plateau (5).

глибинах близько 200 км [Wyllie, Ryabchikov, 2000]. Тобто вплив кисню (окисника) на плавлення (+розчинення?) фіксується на глибині, що відповідає тиску, не більшому за 7 ГПа [Усенко, 2014]. Нижче стабільними є Fe-Ni сплави [Литасов, 2011] та, імовірно, відновні форми для більшості елементів, зокрема водню. Вище 200—250 км стабільними є кисень і вуглекислі сполуки, а поява вуглеводнів і води в кількості, здатній впливати на процес диференціації розплаву, пов'язана з фізико-хімічними взаємодіями в системі силікатний розплав—карбонатний флюїд за тиску 1,5—3 ГПа [Усенко, 2014].

Вивчення складу мантієвих розплавів і винесених ними ксенолітів засвідчує, що ініціальне плавлення відбувається тільки на глибинах, що перевищують 220 км (7 ГПа), але і там попереджається прогрівом і метасоматичним збагаченням (рис. 1). Навіть ксеноліти кімберлітів, в яких метасоматичні зміни мінімальні, фіксують вплив тепла та речовини [Boyd et al., 2004]. На рисунку можна бачити відхилення розподілу температур утворення ксенолітів кратону Слейв глибше 150 км (5 ГПа) від геотерми, типової для кратонів ($35\text{—}37\text{ мВт/м}^2$). *PT*-умови розігріву та метасоматичних перетворень ксенолітів, винесених з глибини, меншої за 150 км, карбонатитовими лавами Танзанії та з глибин, менших за 100 км (3 ГПа), базальтами Вітімського плато не залишають сумнівів, що утворення метасоматичних асоціацій відбувалося внаслідок прогріву речовиною, що відокремлювалась з глибини щонайменше 250 км, тому що значення температур кристалізації новоутворених мінералів розташовані вздовж мантієвої адіабати. Можна припускати підйом плюму на вищі рівні та формування ореолу флюїдно-термального впливу безпосередньо над новоутвореним шаром часткового плавлення. Прогрів і метасоматичні заміщення відбуваються внаслідок просочування флюїдів (розплавів) по розривам та пустотам, які виникають при супутніх тектонічних деформаціях. Надалі ці метасоматичні асоціації плавляться першими, бо містять водні та карбонатні включення,

а також легкоплавкі мінерали, до складу яких входить ОН-група — флогопіт, амфібол [Усенко, 2014].

Флюїд на відміну від рідини та подібно до газу прагне до розширення. Він заповнює максимальний об'єм, тобто просочується в усі пори та тріщини. Відокремлення флюїду в масштабі шару плавлення супроводжується різким збільшенням об'єму, проявом тектонічних навантажень і перерозподілом речовини внаслідок тектонічних рухів кристалічних блоків. Через деформації відбувається переміщення суміші силікатного розплаву та водно-карбонатного (переважно) флюїду. Це можна представити як підйом плюму чи зміну розташування межі астеносфери та літосфери. Наслідки цих процесів проявляються і на сейсмічних профілях у вигляді областей з інтенсивними локальними відбиттями, які пов'язані з високошвидкісними відбиваючими рефлекторами [Thybo et al., 2003; Pavlenkova, Pavlenkova, 2006]. Зв'язок тектонічних навантажень, термального впливу та метасоматичних заміщень підтверджується як результатами експериментів, так і мінералогічними дослідженнями ксенолітів [Ionov et al., 2002; Boyd et al., 2004; Pearson et al., 2005; Liu et al., 2022]. Доведено кореляцію складу метасоматичних перетворень, зафіксованих у ксенолітах, і складу розплавів, які їх виносять [Dawson, 2002; Kaeser et al., 2006; Svetković et al., 2010 та ін.]. Тобто процес, що відбувається на глибинах 250 км і менше, є ініційованим більш глибинними подіями, що проявлено в сейсмотомографічних моделях [Цветкова та ін., 2022]. С-О-Н-флюїди відіграють найважливішу роль у цих процесах саме внаслідок свого фазового стану.

Але цим вплив флюїдів на процеси утворення магм не обмежується. Вода в рідкому стані є полярним розчинником, але здатна руйнувати кристали лише легкорозчинних солей. Одна з найважливіших властивостей надкритичного стану — здатність до розчинення речовин, яка збільшується при збільшенні тиску (внаслідок збільшення щільності) і температури

ри (внаслідок прискорення руху молекул води та розриву водневих зв'язків). Коли температура в шарі флюїдно-термального впливу досягає температури плавлення легкоплавких мінералів, з'являються перші включення рідини, кількість якої надалі значно збільшується навіть без підвищення T [Takahashi, 1986; Walter, 1998]. У верхній мантиї та нижній корі розчинення доповнює процес плавлення, тому що частинки розчинника (флюїд) взаємодіють із кристалами [Усенко, 2014]. Безсумнівним доказом цього є різний склад розплавів, отриманих з мантийних лерцолітів у капсулах різного складу. У металевій капсулі збільшення частки MgO та скорочення Al_2O_3 з підвищенням тиску проявлено набагато сильніше, оскільки при зростанні P і T всередині капсули (у розплаві) підвищується окисний потенціал внаслідок появи вільного кисню. У цьому разі першими плавляться олівін та ортопіроксен. У графітовій капсулі підвищення окисного потенціалу спочатку призводить до окислення графіту капсули. Внаслідок взаємодії вуглекислого флюїду з порошком зразка першими в розплав переходять клінопіроксен і гранат, що пояснює підвищення вмісту Al_2O_3 , FeO і CaO , а температури початку плавлення в графітовій T істотно нижче [Leshner et al., 2003]. Тобто склад флюїду визначає склад композиції солідусу і, як наслідок, склад розплаву, що утворюється.

У PT -умовах мантиї дуже складно провести межу між силікатним розплавом і водним флюїдом. Експериментально доказано, що олівіни та піроксени в присутності води за $P = 3$ ГПа поведуть себе як легкорозчинні солі в умовах поверхні [Рябчиков и др., 1983; Gurnis et al., 1995]. Зміна фазового стану води призводить до перетворення водного флюїду в гранітний розплав внаслідок екстракції кремнезему, глинозему та металів вже в умовах кори за $P=1$ ГПа та $T=600$ °C [Пуртов др., 2002]. Розчинність CO_2 в розплавах мантийного шару плавлення залежить від тиску та присутності галогенів: в присутності хлорид-іонів карбонатні, водні флюїди та силікатні розплави є сумісними, в присут-

ності фторид-іонів відбувається поділ на несумісні фази [Усенко, 2014]. Багаторазово посилена хімічна активність компонентів флюїду прискорює метасоматичні заміщення тугоплавких мінералів мантиї легкоплавкими, утворення точок розплаву в мінералах і надалі плавлення у великому об'ємі [Dawson, 2002; Pearson et al., 2005 та ін.]. Це нерівноважні процеси, що мають високу швидкість порівняно з «спливанням» плюму або астеноліту крізь кристалічну мантию. Додавання 0,01 мас. % H_2O призводить до зниження T солідусу мантийного лерцоліту на 100 °C, а 0,05 мас. % — на 200 °C на глибинах 50—300 км. Вивчення перидотитових та еклогітових систем у присутності H_2O , CO_2 , H_2O+CO_2 та відновленого $C-O-H$ -флюїду показує, що більшість кривих солідусу стає пологими за $P>6-8$ ГПа та перетинає PT -профіль мантийної адіабати [Литасов, 2011]. Експериментально встановлений вміст летючих в олівінах меймечитів, розплави яких утворено за $P=7$ ГПа [Ryabchikov et al., 2001], становить ~3,88 мас. % H_2O , ~1477 ppm CO_2 , ~4214 ppm F, ~2,08 мас. % Cl, ~2490 ppm S [Ivanov et al., 2018]. Треба зазначити, що це вміст у мінералах, які кристалізуються з магми, від якої більша частина газової фази вже відокремилась. На думку авторів статті розплави з високим вмістом MgO утворюються внаслідок дії потоків летючих, а не внаслідок декомпресійного плавлення у відносно сухих умовах аномально високотемпературного мантийного плюму. Відокремлення розплавів, з яких утворено пікрити, відбувається на глибинах, близьких до 50—60 км [Усенко, 2014]. Тому обидва фактори: і вплив потоків глибинних летючих, і декомпресійне плавлення вносять свій енергетичний вклад. До того ж відокремлення вуглекислого флюїду при декомпресії призводить до збільшення об'єму всередині астеносфери та тектонічних навантажень на літосферу, що сприяє подальшому розвитку геодинамічного процесу.

Головним чинником «спливання» плюму у верхній мантиї є прояв нестійкості Реллея—Тейлора. Але можна вважати доказа-

ним факт, що процеси плавлення, підйому плюму і диференціації розплавів суттєво прискорюються завдяки впливу флюїду. Присутність флюїдної фази робить плавлення за рахунок тільки підвищення T не ефективним. Флюїдний стан несилікатної частини розплаву значно прискорює перебіг фізико-хімічних взаємодій в суміші розплаву-флюїду, яка виникає внаслідок плавлення—розчинення. Швидкість взаємодії у флюїді навіть за низького тиску в сотні разів перевищує швидкість взаємодії в рідині, оскільки частинки розчинника (флюїду) не пов'язані між собою, завдяки чому частинки розчиненої речовини мають високі коефіцієнти дифузії. Також надзвичайно важливою здатністю флюїдів є надкритична флюїдна екстракція. У флюїдну фазу екстрагуються петрогенні оксиди, перетворюючи її на суміш флюїду та силікатного розплаву. Найяскравішим прикладом є кімберліти та лампроїти — суміш карбонатної, водної та силікатної фаз у різних пропорціях. У присутності водного та вуглекислого флюїдів утворюється переважна більшість розплавів нормального ряду від базальту до граніту [Wyllie, Ryabchikov, 2000; Gudfinnsson, Presnal, 2005].

Важливою властивістю надкритичних рідин є здатність не тільки розчиняти в собі речовини, а й бути середовищем, в якому значно прискорюється перебіг хімічних реакцій між ними. Природні розплави завжди є сумішню силікатного розплаву та С-О-Н-флюїду з домішками галогенів, сполук сірки, металів, лугів та ін. Також завжди присутній азот. Флюїд, що складається з вуглецю, кисню, водню та азоту, може утворювати різні комбінації, навіть малоймовірні чи неймовірні в умовах поверхні. Поведінку силікатного розплаву у присутності водного чи водно-карбонатного флюїду за високого тиску в першому наближенні можна порівняти з поведінкою розчину електроліту в умовах поверхні [Усенко, 2014]. Хоча електропровідність чистої води зменшується із зростанням P і T , але в ній присутні розчинені заряджені сполуки. Саме тому підвищена електропровідність термальної астеносфе-

ри. У субкритичному стані вода є джерелом іонів H^+ та OH^- , тобто окрім властивості полярного розчинника, вона стає кислотно-основним каталізатором [Galkin, Lunin, 2005]. Тобто в присутності водного флюїду в шарі часткового плавлення (термальній астеносфері) утворюється складний розчин, в якому відбуваються окисно-відновні реакції, розподіл на несумісні фази та інші фізико-хімічні взаємодії, які визначають склад продуктів цих взаємодій — новоутворених розплаву та флюїду. Джерелом речовини для ексгаляційно-осадових порід, гідротермальних розчинів, які транспортують метали, сульфідів, вуглеводнів та інші сполуки, є флюїди та розплави, що відокремлюються від термальної астеносфери [Усенко, 2022].

Не менший, але інший спектр властивостей набувають сполуки вуглецю та азоту, також важливим є додавання галогенів та лугів до складу водно-вуглекисло-вуглеводневих флюїдів [Wyllie, 1977; Пуртов и др., 2002; Jakobsson, Holloway, 2008].

У PT -умовах верхньої мантії попередні ефекти, які забезпечують нерівноважність і нестабільність та визначають напрям розвитку системи астеносфера—літосфера (підйом плюму), породжують наступні. Утворюється ланцюжок фізичних та хімічних взаємодій, які забезпечують максимальне винесення теплової енергії та супроводжуються максимальним перерозподілом речовини. Плюмова діяльність виглядає як послідовність дискретних підйомів речовини по зонах, ослаблених внаслідок впливу флюїду. Відбувається робота проти сили тяжіння через перерозподіл тепла та речовини. І фазовий стан речовини має не останній енергетичний вклад у цьому процесі.

Перехід рідина—флюїд є одним з найважливіших чинників процесу утворення термальної астеносфери та безпосередньо впливає на склад магматичних розплавів вже на глибинах 20 км, де тиск становить 1 ГПа, а температура — 550 °С.

Чи може бути, що подібна складна поведінка складної системи обмежена верхньою мантією, а з підвищенням PT -умов

відбуваються тільки рівноважні процеси плавлення та кристалізації?

Узагальнення даних про ядро Землі¹. Ядро складає приблизно 32 % маси та 16 % об'єму Землі. На межі з мантією зміна густини становить $4,3 \text{ г/см}^3$, що перевищує контраст на межі поверхні Землі та атмосфери (рис. 2). Сьогодні використовуються дві глобальні одновимірні сферично-симетричні моделі розподілу швидкостей і густини всередині Землі: PREM [Dziewonski, Anderson, 1981] і ak135 [Kennett et al., 1995], які мало відрізняються одна від одної.

Зовнішнє ядро прозоре для сейсміч-

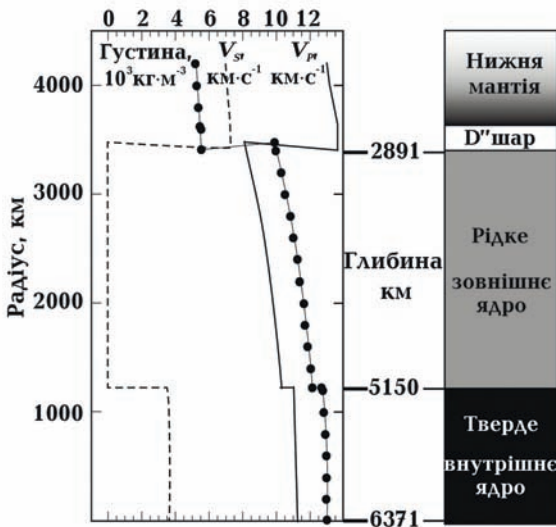


Рис. 2. Розподіл швидкостей сейсмічних хвиль і густини в нижній мантії та ядрі [Dziewonski, Anderson, 1981].

Fig. 2. Distribution of seismic wave velocities and density in the lower mantle and core [Dziewonski, Anderson, 1981].

них хвиль і не містить неоднорідностей та рефлекторів завдяки низькій в'язкості та близькій до нульової жорсткості. Топографія поверхні зовнішнього та внутрішнього ядра близька до ідеально сферичної. Рідке зовнішнє ядро має однорідну будову і рівномірно стратифіковано, за винятком верхньої (200—300 км) і нижньої (100—

200 км) частин. У нижній частині рідкого ядра спостерігаються підвищені значення густини і знижені значення швидкості поширення поздовжніх хвиль (V_p), у верхній частині зовнішнього ядра — зниження швидкостей поширення і V_p , і поперечних хвиль (V_s). Формування аномалій пов'язують із кристалізацією внутрішнього ядра, а у верхній частині — з розчиненням легких елементів [Eaton, Kendall, 2006; Helffrich, Kaneshima, 2010 та ін.]. Матеріал у цій частині ядра має меншу густину (на 1,6 % нижче моделі PREM) і V_p (на 1—2 % нижче PREM). Однак спостереження ґрунтуються на вивченні різних SmKS-фаз і дають суперечливі результати через численні спотворення в шарі D''.

PT-профілі мантії та ядра (рис. 3) мають суттєвий інтервал невизначеності. Вважається, що PT-параметри ядра змінюються від 136 ГПа (1,36 Мбар) і 3800—4200 К на межі з мантією до 364 ГПа (3,6 Мбар) і 5000—6000 К ($T=272,15 \text{ К}$) у центрі [Hirose et al., 2013].

В основі мантії виділяється шар D'', потужність якого становить 200—300 км (докладний опис у роботі [Hernlund, McNamara, 2015]) (рис. 4). Він має неоднорідну

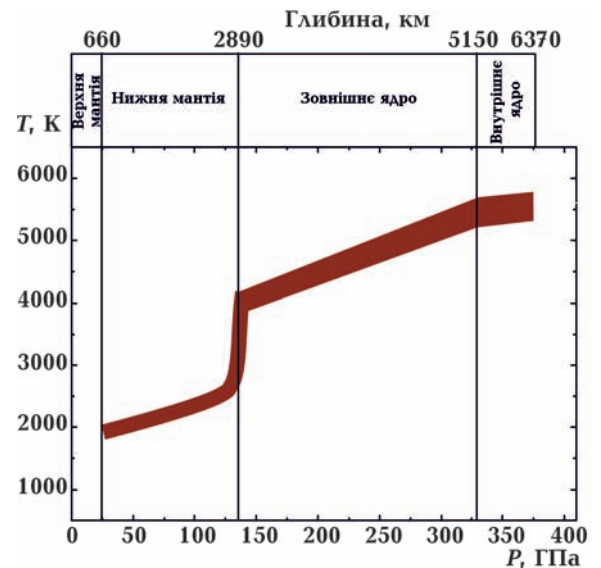


Рис. 3. Геотерма нижньої мантії та ядра [Hirose et al., 2013].

Fig. 3. Geotherm of the lower mantle and core [Hirose et al., 2013].

¹ Значно детальніший огляд наведено, наприклад, у роботах [Stacey, Davis, 2008; Hirose et al., 2013; Ohtani, 2013; Литасов, Шацкий, 2016].

тять максимальну кількість летких компонентів, не містять хондрул і за складом відповідають речовині сонячної фотосфери, якщо не враховувати найбільш леткі елементи (H, He, N, C). Їх також розглядають як модельну систему визначення складу Землі [McDonough, Sun, 1995; McDonough, 2014].

Встановлення складу Землі та її окремих складових є послідовністю визначень:

1) середнього складу силікатної оболонки (Bulk Silicate Earth (BSE)), що утворює мантію та кору;

2) тренду леткості елементів, які складають силікатну оболонку Землі;

3) валового складу Землі (BE), керуючись трендом летючості та міжелементними співвідношеннями;

4) складу ядра із балансу мас (BE мінус BSE).

У цій послідовності найважливішим є визначення складу BSE (примітивної мантії) за результатами вивчення мантійних ксенолітів та аналізу космохімічних трендів елементів та їх ізотопних співвідношень [McDonough, Sun, 1995; Palme, O'Neill, 2014]. Вміст водню в BSE визначити дуже складно. Разом з азотом і вуглецем він стає в ряд невизначених елементів у геосферах. І тут існує безліч допусків. Моделі, що закладаються в розрахунки, не завжди очевидні. Наприклад, оцінювання вмісту води та водню у публікації [Palme,

O'Neill, 2014] проведено за сучасною кількістю води в гідросфері і земній корі, до якої додано приблизну кількість води, що субдукується (за розрахунками для базальтів MORB). Також врахована дегазація мантії на 50 %. Отримано вміст 1100 ppm H₂O або 120 ppm H₂. Вміст водню у складі ядра Землі оцінюється у 0,12—0,48 мас. %, з огляду на рівняння стану [Hirao et al., 2004], та у 0,17—0,29 мас. % за даними вимірювання звукових швидкостей [Shibazaki et al., 2012]. Водень сильно знижує густину і швидкість поширення звукових хвиль, тому максимальний вміст водню в ядрі становить близько 1 мас. %.

Вважається, що легкі елементи представлені Si, O, S, C та H [Poirier, 1994; Li, Fei, 2014]. До інших легких елементів, що мають меншу поширеність, але практично повністю зосереджені у ядрі, і належать N, P, Cl.

Розповсюдженість елементів у ядрі та мантії Землі за космохімічними даними уточнено в роботі [Литасов, Шацкий, 2016] згідно з моделлю [McDonough, 2014]. Співвідношення кисню і кремнію не дає змоги чітко визначити їх вміст у ядрі, тому що ці елементи мають невеликий ступінь летючості та надто високий середній вміст. Кількість H, C, N і Cl встановлено приблизно через труднощі визначення вмісту цих елементів у BE. Водночас в ядрі зосереджено до 70—95 % від загальної кількості. Так,

Таблиця 1. Розповсюдженість елементів в ядрі та мантії. Виділені елементи, які розподіляються в ядро відносно мантії [Литасов, Шацкий, 2016]

Елемент	Ядро, мас. %	BSE, мас. %	Земля, мас. %	Доля ядра, %	Елемент	Ядро, мас. %	BSE, мас. %	Земля, мас. %	Доля ядра, %
H	0,06	0,012	0,028	70,5	K	—	0,026	0,018	—
C	0,20	0,012	0,073	88,8	Ca	—	2,61	1,77	—
N	0,0075	0,0002	0,0025	94,7	Ti	—	0,127	0,086	—
O	2,75	44,33	30,90	2,9	V	0,014	0,0086	0,0103	43,7
Na	—	0,259	0,175	—	Cr	0,91	0,252	0,466	63,4
Mg	—	22,17	15,01	—	Mn	0,024	0,105	0,079	9,8
Al	—	2,38	1,61	—	Fe	83,29	6,30	31,17	86,3
Si	5,50	21,22	16,14	11,0	Ni	5,11	0,186	1,78	92,9
P	0,24	0,0087	0,083	92,9	Co	0,247	0,010	0,087	92,0
S	1,60	0,025	0,53	96,8	Cu	0,015	0,0002	0,006	78,1
Cl	0,02	0,003	0,0085	76,1	Сума	100,0	100,04	100,0	—

0,06 мас. % водню в ядрі (табл. 1) у кілька разів перевищує масу водню в гідросфері Землі. Їх частка в перерахунку на мас. % мала, але в ядрі зосереджена переважна більшість водню, вуглецю, азоту, сірки, хлору. Для нашого дослідження важливо, що ядро складено не лише залізом. Вміст кисню в ядрі не може бути високим, оскільки акреція, ймовірно, проходила у відновній обстановці. Співвідношення густини та швидкості поширення звукових хвиль також свідчить, що кисень сильно занижує значення V_p зовнішнього ядра. У публікації [Huang et al., 2011] аргументується, що вміст кисню в ядрі не перевищує 0,1—1,0 мас. %. Але існують моделі, які передбачають повну відсутність кисню в ядрі [McDonough, 2014].

Дослідження фізико-хімічних властивостей карбідів заліза [Chen et al., 2014; Prescher et al., 2015] підтвердили, що вони можуть мати вагомую долю у внутрішньому ядрі Землі, оскільки відповідають всім його параметрам (густина, V_p і V_s) без залучення додаткових умов нерівноважного стану, а також добре узгоджуються з моделями анізотропії внутрішнього ядра. Сьогодні гіпотеза про високий вміст вуглецю у внутрішньому ядрі (можливо до 6—7 мас. %) вважається обґрунтованою.

В ядрі передбачається домішок нікелю, проте його кількість складно визначити через близькі фізико-хімічні властивості заліза та сплаву з невеликою домішкою нікелю. Згідно з розрахунками вміст Ni становить 5,0—5,4 мас. % [McDonough, 2014]. Вивчаються і властивості суміші рідкого заліза та важких елементів (Co, Mo, W) та Ni. Останні збільшують розрив густини між багатою на залізо рідиною та зовнішнім ядром, тому їх присутність у складі ядра потребує додаткову кількість легших елементів-домішок [Banjara et al., 2023].

Криву плавлення заліза розраховано в низці робіт, вона є досить близькою до наведеної на рис. 5 [Komabayashi, 2014]. Вважається, що залізо може знаходитись у вигляді об'ємноцентрованої кубічної (bcc) фази (α або δ -фаз), гранецентрованої кубічної (fcc) фази (γ -фази), гексагональної

щільно упакованої (hcp) фази (ϵ -фази) і рідкої фази. Фаза bcc, яка може бути стабілізована вище 220 ГПа внаслідок переходу в кристалічному стані, є гіпотетичною. Вона повинна мати велику ентропію, щоб забезпечити високу температуру плавлення. Це дасть змогу узгодити існуючі розбіжності між статичними та ударно-хвильовими експериментальними дослідженнями, оскільки розрахована за допомогою термодинамічних співвідношень температура плавлення набагато нижча, ніж температура плавлення в експериментах з динамічною ударною хвилею, що свідчить про те, що структура hcp може бути нестабільною у внутрішньому ядрі. Оцінено PT -умови фазових переходів кристалічного заліза та температуру плавлення його модифікацій. Електропровідність отриманої рідкої фази не встановлювалась.

У більшості робіт увага приділяється фазовим переходам у твердому стані та встановленню температури плавлення кожної фази, розбіжності між результатами експериментальних досліджень, отриманими статистичними та динамічними методами, спробам їх узгодження. Розглядаються па-

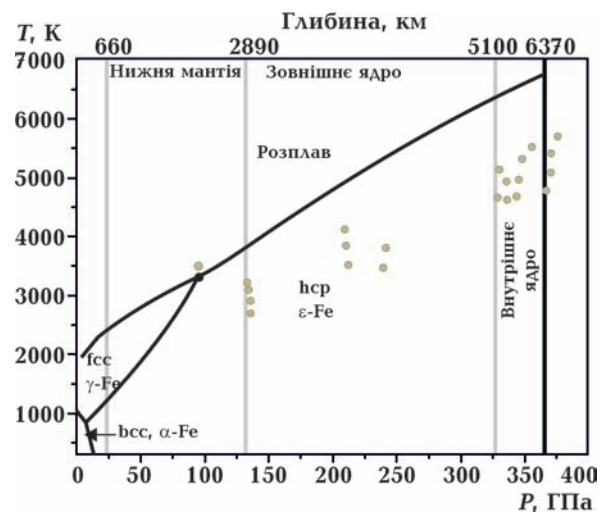


Рис. 5. Фазова діаграма заліза. Результати експериментальних досліджень (кола) [Tateno et al., 2010]. Крива плавлення заліза згідно з термодинамічною моделлю [Komabayashi, 2014].

Fig. 5. Phase diagram of iron. Results of experimental studies (circles) [Tateno et al., 2010]. Iron melting curve according to the thermodynamic model [Komabayashi, 2014].

раметри рівняння стану заліза, отримані експериментально [Фунтиков, 2003]. Питання як структурована фаза, позначена як «розплав», взагалі не обговорюється.

Щодо складу кристалічної нижньої мантії і тим більше речовини зони низьких швидкостей (LLSVP, ULVZ) (див. рис. 4), а також ймовірних причин їхньої появи та існування немає жодної визначеності. Вважається, що ці зони містять суттєву кількість розплавленої речовини [Bergman, 2000] і можуть бути джерелами для вузьких плюмових каналів (наприклад, для Ісландської або Кергуленської гарячих точок [Courtillet et al., 2003]). Але при підвищенні тиску для багатьох систем густина розплавів стає вищою, ніж густина відповідної твердої речовини [Suzuki, Ohtani, 2003]. Співвідношення густини розплаву та твердої речовини визначається розподілом елементів між ними та зміною об'єму при плавленні. У публікаціях, присвячених плавленню перидотиту [Tateno et al., 2014] та еклогіту [Pradhan et al., 2015], зафіксовано сильне збагачення розплаву залізом за $P \sim 100 \div 120$ ГПа ($D_{\text{Fe-Mg}} = 0,1 \div 0,2$). Відносна різниця густини розплаву та твердого матеріалу на межі СМВ становить від 1—2 до 6 %. Тоді наявність лінз розплаву (перидотиту чи еклогіту) не пояснює сильних аномалій густини ULVZ, які сягають 10 %. Необхідно враховувати співвідношення густини і в'язкості розплаву та навколишньої кристалічної речовини, розподіл головних і рідкісних елементів між розплавом і кристалами, співвідношення температур солідуса та ліквідусу системи, реакційну взаємодію матеріалу ULVZ, мантії та ядра [Hernlund, McNamara, 2015]. Крім того, при визначенні складу елементів і кристалів, що складають нижню мантію, необхідно враховувати перебудову електронної структури елементів, зміну атомного об'єму [Фортов, 2012] і структури кристалічних ґраток і, як наслідок, можливості утворення стійких сполук, неймовірних в умовах поверхні. Хімічні формули подібних кристалів, формування яких відбувається за високих P і T , не врівноважені за валентностями. Тільки розпочато тео-

ретичні роботи у цьому напрямі, але існування досить широкого спектра подібних сполук доведено експериментально [Ogapanov, Glass, 2006].

Підсумовуючи, можна сказати, що сьогодні вважається, що нижня мантія силікатна (складена бридгманітом і посперовскітом), ядро — рідке, представлене розплавом заліза (83 %) та його сумішшю з іншими елементами. Але не визначено чи є ця рідина електропровідною. Результати вимірювань в експериментах, проведених в ударних хвилях, або не перевищують T плавлення [Bi et al., 2002; Tateno et al., 2010], або фіксують тільки плавлення (не проводяться вимірювання електропровідності) [Nguyen, Holmes, 2004].

Можливість перерозподілу речовини та енергії між ядром і мантією. Наявні сьогодні геохімічні дані досить суперечливі. Частина може свідчити про залучення невеликої кількості матеріалу ядра в геодинамічні процеси. До них належать високе Fe/Mn-відношення [Humayun et al., 2004] та аномалії ізотопного складу Os [Brandon, Walker, 2005] в океанічних базальтах. Але, згідно з сучасними уявленнями та експериментальними даними, всі легкі елементи мають концентрації нижче можливої розчинності в розплаві заліза, а також дуже високі коефіцієнти розподілу метал/силікат. Винятком можуть бути варіанти збагачення верхньої частини ядра летючими компонентами та виділення летючих з розплаву, що проникає в мантію та окислюється до FeO. Тому з боку мантії, навпаки, ймовірніше надходження легких елементів у ядро. Наприклад, при реакції з перовскітом за $P = 100 \div 140$ ГПа розплав заліза збагачується кремнієм і киснем [Ozawa et al., 2009; Fischer et al., 2015]. У присутності водню з розплаву, що містить 9 мас. % кремнію за $P = 125$ ГПа та $T = 3700$ К кристалізується фаза, в якій молярне співвідношення Si:Fe ≈ 1 , тоді як сам водень залишається в рідині [Fu et al., 2023]. У зв'язку з цим немає причин виділення істотної кількості летючих компонентів з рідкого ядра. Отже існує протиріччя між геофізичними дослідженнями, які фіксують існування

плюмів, поява яких потребує здійснення роботи проти зовнішнього тиску, що складає 150 ГПа, і геохімічними, які не передбачають причин для їх виникнення.

Для розрахунку енергетичного балансу, характеристик магнітного поля створюються дедалі складніші математичні моделі, але закладені в них фізичні процеси ті ж самі. Зовнішнє рідке ядро має однорідну структуру, в якій існують потоки, що формують магнітне поле. Запропонована у статті [Busse, 1975] модель руху рідини у сфері, де потік має форму тангенціальних циліндрів з осями, паралельними осі обертання Землі, є основною донині. Зміна режимів конвекції, що впливає на магнітне поле, в моделі задана нестабільністю, що виникає через теплові та хімічні процеси на межах рідкого ядра. Проблемою залишається включення до моделі турбулентної нестійкості, яка може періодично виникати у зовнішньому ядрі². Існують і альтернативні моделі. Наприклад, модель із структурним переходом у рідини на глибині 3800—3900 км, що може змінювати картину конвективних течій [Ozawa et al., 2011], або моделі стратифікованих течій зі стаціонарними шарами у верхній або нижній частинах рідкого ядра [Gomi et al., 2013], або модель подвійної конвекції, внаслідок різного роду нестабільності, що виникає внаслідок відмінностей густини рідин різного складу і температури [Monville et al., 2019].

Автори статті [Davies, Mound, 2019] виходять із передумови, що конвекція в рідкому ядрі Землі підтримує магнітне поле Землі за допомогою динамо-процесу, який перетворює кінетичну енергію на магнітну. Конвекція керується тепловими та хімічними причинами, які зі свого боку призводять до виникнення термохімічних аномалій. Далі проводиться чисельне моделювання немагнітної конвекції, що обертається із накладеними змінами теплового потоку на зовнішній межі, вивчаються амплітуда і просторова картина розподі-

лу теплових аномалій з фокусуванням на внутрішній і зовнішній межах. Результати роботи показують, що варіації теплового потоку на зовнішній межі ядра навряд чи можуть пояснити великомасштабні варіації, які спостерігаються сейсмологічними методами у верхній частині внутрішнього ядра.

Існуванню геомагнітного поля протягом майже всієї історії Землі суперечить висока теплопровідність ядра, яка значно ускладнює конвекцію та динамо-процес до появи внутрішнього ядра. Динамо може існувати за нереально низької теплопровідності ($20 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\text{К}^{-1}$) або нереалістично високого радіоактивної складової теплового потоку ядра (3 ТВт), чи при закладенні в модель еволюції дуже високих початкових температури реліктового випромінювання $\sim 6000 \text{ К}$ і ліквідусу внутрішнього ядра $\sim 5550 \text{ К}$ [Driscoll, Davies, 2022].

Розрахунок теплового балансу ґрунтується на спрощеній моделі [Nimmo, 2015]. За винятком тонких пограничних шарів інтенсивна конвекція у зовнішньому ядрі передбачає однорідний склад флюїду. Ентропія та вміст легких елементів розподілені рівномірно. Умови відповідають гідростатичному тиску без девіаторної напруги. Наведено складний термодинамічний розрахунок, обчислено параметри.

Тепловий баланс ядра виражений через тепловий потік на межі зовнішнього ядра (СМВ):

$$Q_{\text{СМВ}} = -Q_k = Q_S + Q_L + Q_g + Q_P + Q_H + Q_R,$$

де Q_k — адіабатичний тепловий потік; Q_S — енергія охолодження ядра; Q_L — питома теплота кристалізації внутрішнього ядра; Q_g — хімічна енергія внаслідок виділення легкого елемента на межі внутрішнього ядра; Q_P — невеликий внесок за рахунок декомпресії в процесі остигання; Q_H — внесок за рахунок хімічних реакцій; Q_R — внесок радіогенного джерела тепла. Якщо не зважати на радіоактивне джерело, то $Q_{\text{СМВ}}$ пропорційний швидкості охолодження ядра $dT_{\text{СМВ}}/dt$. До утворення внутрішнього ядра баланс енергії підтримувався за допомогою $Q_S (\pm Q_R)$, тобто була потрібна

² Моделі конвекції у зовнішньому ядрі детально розглянуті в публікації [Jones, 2015].

набагато більша швидкість охолодження. У рівнянні відсутня енергія за рахунок роботи геодинamo та в'язкого розсіювання. Вважається, що вони не змінюють загальний баланс енергії, але впливають на бюджет ентропії. Компоненти Q_p і Q_H дуже малі і зазвичай їх не враховують у розрахунках. Використовується доволі складна фізико-математична модель, але велика невизначеність низки фізико-хімічних параметрів рідкого і твердого заліза та його сплавів за PT -умов ядра, деталі процесу формування та подальшої його термохімічної еволюції залишають багато питань відносно умов поставленої задачі. І знову відсутня відповідь на питання про наявність енергії, необхідної для виконання роботи проти сили тяжіння, оскільки тиск на межі ядра та мантиї становить 150 ГПа.

Фазові переходи, імовірні в PT -умовах ядра. Всі моделі від розрахунку теплового балансу до формування геодинamo базуються на ствердженні, що речовина ядра є розплавом заліза, а збалансування встановлених параметрів ядра та теоретичних розрахунків пояснюється зміною впорядкованості кристалічної ґратки чи наявністю домішок інших елементів. У моделюванні взагалі не враховується вплив високих P і T на можливість фазових переходів, які принципово змінять внутрішню енергію. За низькою в'язкістю і близькою до нульової жорсткістю визначають, що зовнішнє ядро є рідким, але рідина не обов'язково повинна бути розплавом. Її опис має починатися із з'ясування форми існування структурних одиниць, взаємодії між якими визначають поведінку системи. Хімічні сполуки, поєднані чи не поєднані між собою атоми, частинки, які мають електричний заряд, і ті, що його не мають, утворюють різні за енергетичним балансом системи. А вигляд цих елементарних частинок системи залежить від PT -параметрів. Розплав заліза містить домішки водню, вуглецю та інших елементів і знаходиться в умовах, де P становить 150—330 ГПа, а T не менша 4000—6000 К. Чи залишається він саме розплавом, в якому атоми заліза більш-менш поєднані між

собою, а об'єм утвореної ними рідини зга-тен зберігатися постійним? Якщо молекули не поєднані, тоді стан цієї речовини наближається до стану стисненого газу — флюїду, що має тенденцію до розширення. А якщо елементарними складовими цього «розплаву» є частково іонізовані атоми, між якими вільно рухаються електрони, то більшість його властивостей буде принципово відрізнитися від властивостей і рідини, і флюїду.

Як показано вище, багато параметрів існування ядра розраховані саме за рівнянням стану, за яким невідомі можуть бути знайдені з відомих. Але рівняння стану має враховувати всі можливі взаємодії між складовими системи. З яких елементарних частинок складається розплав ядра? Як структурована ця система? Які властивості мають ці елементарні частинки, якою є їхня маса та чи мають вони електричні заряди?

За високих T і P газ і рідина межують з плазмою, яка виникає внаслідок термічної іонізації чи іонізації тиском. За параметрів земного ядра термічна іонізація неможлива. Для цього потрібно підвищення температури на декілька порядків (рис. 6). Але чи можлива іонізація частини атомів за рахунок високого тиску при підвищеній температурі? Якщо в ядрі Землі температури дуже низькі для термічної іонізації, то тиск за цих температур близький до необхідного для іонізації частини елементів — металів, інертних газів, водню та ін. Експериментально встановлено, що для багатьох металів у процесі ударного стиснення вже за $P=100\div 200$ ГПа відбувається плавлення, а надалі — прогресуюча термічна іонізація й іонізація речовини тиском. Реалізується щільна неупорядкована багаторазово іонізована система заряджених частинок — електронно-іонне середовище зі складним спектром інтенсивних колективних взаємодій (рис. 7) [Фортов, 2012].

За описом Д.А. Кіржніца за низьких P і T характеристики речовини є немонотонними функціями її складу. Але з підвищенням P і T речовина набуває все більш універсальної структури, а її характеристики

стають менш залежними від складу, бо завдяки збільшенню внутрішньої енергії стає можливим розпад молекул і молекулярних комплексів та перехід в атомарний стан. Електронні оболонки перебудовуються, а зовнішні електрони від'єднуються. Тобто зникає хімічна індивідуальність. Якщо

речовина знаходиться в твердому стані, її кристалічна решітка стає все більш щільно упакованою та набуває єдину для усіх речовин структуру до об'ємноцентрованої кубічної. При перетині межі універсального стану речовини (див. рис. 6, крива 1) зовнішні електрони її атомів виявляються повністю узагальненими, інші електрони поблизу кривої 1 залишаються у зв'язаному стані. Будь-яка речовина, яка залишається при такому переході в твердому стані, має металеві властивості. Для речовини, що знаходиться в газоподібно-рідкому (флюїдному) стані, перетин кривої 1 призводить до плазмового стану. За не дуже високих температур плазма буде сильно неідеальною та близькою за характером руху іонів до звичайної рідини. Проте ступінь іонізації на кривій 1 вже дуже великий. Однак для більшості металів (лужних, міді та ін.) плазмовий перехід здійснюється набагато нижче зазначеної кривої [Киржниц, 1971]. Слід зазначити, що для процесів ініціювання плямів потрібна низька ступінь іонізації, можливо тільки елементів, в яких зв'язок зовнішніх електронів слабкий. Внутрішня енергія повинна бути достатньою для утворення потоків з ядра, але не перевищувати необхідну для його існування.

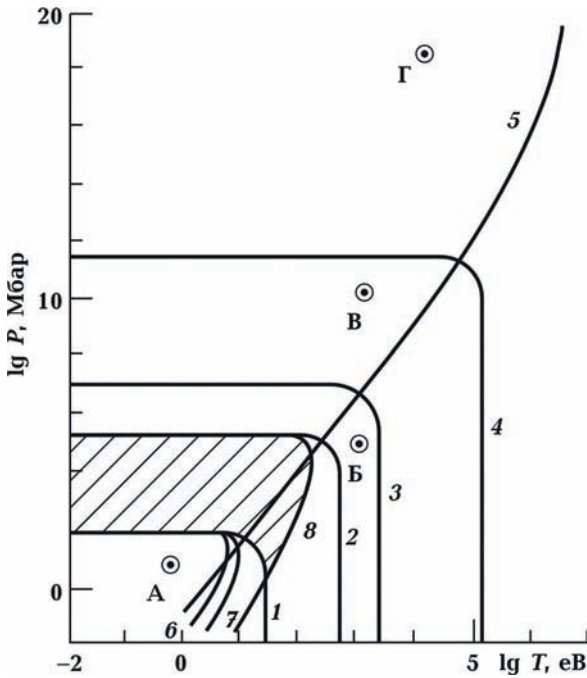


Рис. 6. Стан електронної компоненти речовини: 1 — межа області універсальності (колективізації зовнішніх електронів), 2 — колективізації більшості електронів ($Z=10$), 3 — колективізації внутрішніх електронів ($Z=10$), 4 — межа релятивістської області, 5 — межа області виродження, 6 — межа області квазікласичності, 7 — межа застосовності наближення самоузгодженого поля, 8 — межа області ідеальності (однорідності) електронного газу. Заштрихована область — застосування моделі Томаса—Фермі. А — центр Землі, Б — центр Сонця, В — центр білого карлика, Г — кора пульсара [Киржниц, 1971]. $1 \text{ K}=8,62 \cdot 10^{-5} \text{ eB}$, $1 \text{ ГПа}=10^4 \text{ бар}$.

Fig. 6. The state of the electronic component of matter: 1 — limit of the area of universality (collectivization of external electrons), 2 — the collectivization of most electrons ($Z=10$), 3 — the collectivization of internal electrons ($Z=10$), 4 — the boundary of the relativistic region, 5 — boundary of the degeneration region, 6 — the quasi-classical area limit, 7 — the limit of applicability of the self-consistent field approximation, 8 — ideality area (homogeneity) of the electron gas. The shaded area shows application of the Thomas—Fermi model. A — the center of the Earth, Б — the center of the Sun, В — the center of a white dwarf, Г — the crust of a pulsar [Kirzhnits, 1971]. $1 \text{ K}=8.62 \cdot 10^{-5} \text{ eV}$, $1 \text{ GPa}=10^4 \text{ bar}$.

Чи доречно використання терміну «неідеальна плазма» у цьому випадку не є питанням цієї статті, мета якої визначити можливість фазових переходів та їх вплив на енергетичну складову процесів,

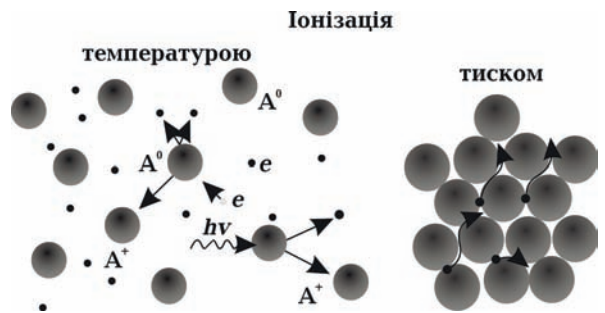


Рис. 7. Схематичне зображення температурної іонізації та іонізації тиском [Фортгов, 2012].
Fig. 7. Schematic representation of temperature ionization and pressure ionization [Fortov, 2012].

що відбуваються в надрах Землі. Термін запозичений з публікацій [Киржниц, 1971; Фортов, 2012], і в цій статті вживається у випадку їх цитування чи близького переповідання, згідно з якими підвищення тиску та температури роблять ймовірним перехід щільного флюїду в неідеальну плазму. Запропонований А. Лікальтером термін «газоподібні метали» також не визначає можливий стан речовини в умовах ядра. Його можна визначити як частково іонізовану рідину, яка за властивостями подібна до неідеальної плазми — стану, в якому частинки «хімічно» не пов'язані, а електрони зовнішніх оболонок, які відповідають за хімічні зв'язки (зовнішні електрони), вільно рухаються.

Найбільш вдалою є аналогія з електропровідною іонною рідиною, в якій відбулася повна дисоціація хімічних сполук, а електронна структура не має розриву (див. рис. 7). Якщо газ, стиснений до стану рідини — флюїд, то флюїд, в якому відбувається відокремлення атомів та часткова іонізація — плазмоподібна рідина чи плазмоподібний розплав. Тобто це не розплав, що має більш-менш порушену кристалічну структуру, і навіть не флюїд, утворений хімічними сполуками. Це окремі іонізовані атоми, не пов'язані між собою хімічними зв'язками та щільно стиснуті до стану рідини, між якими вільно рухаються електрони. Атоми та електрони мають різну вагу та об'єм, тому рухаються з різною швидкістю. «Стиснуті» атоми мають однаковий заряд, тому прагнення до розширення цієї речовини не можна зіставити навіть з флюїдом³.

Для ілюстрації можна навести фазову діаграму міді (рис. 8) [Лікальтер, 2000] і приблизний вигляд фазової діаграми кривої плавлення з потрійною точкою (рис. 9) [Киржниц, 1971], яка відтворює загальний вигляд кривої. Температури лінії переходу метал—неметал для міді (див. рис. 8) близькі до передбачуваних для ядра, але густини в 2—4 рази менше та відповідають

газоподібному стану. Область металевого стану знаходиться вище лінії переходу метал—неметал (ОМ). Продовження цієї лінії у двофазній області (ОЛ) обмежує ту частину біля критичної точки (в цьому випадку кулонівської), де в металевому стані знаходяться і рідина, і пара. Перехід метал—неметал пов'язаний з характером екранування, в металах електрон-іонна взаємодія заекранована електронним газом. За температури, що відповідає порядку потенціалу іонізації, газ залишатиметься у плазмовому стані незалежно від густини. При стисненні температури будуть менші, густина — більша, тобто реалізується стан, близький до рідини, проте з зовсім іншими фізичними властивостями внаслідок інших взаємодій між різними елементарними частинками. Поблизу кулонівської або плазмової критичної точки внаслідок високої густини, області руху електронів перекриваються і пари різнойменних заряджених сфер обмінюються іонами. Відбувається і багаточасткова обмінна взаємодія віртуальних

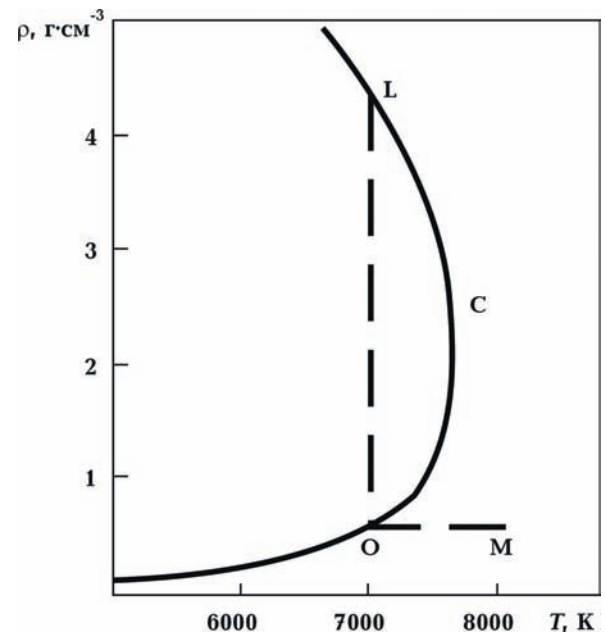


Рис. 8. Фазова діаграма міді. ОМ — лінія переходу метал-неметал, ОЛ — межа області двох металевих фаз, С — критична кулонівська точка [Лікальтер, 2000].

Fig. 8. Phase diagram of copper. OM — metal-nonmetal transition line, OL — boundary of an area of two metallic phases, C — the critical Coulomb point [Likalter, 2000].

³ Вперше аналогію поведінки речовини ядра з плазмою запропоновано в статті [Лукин, 2013].

атомів з класично доступними сферами валентних електронів, що перекриваються [Ликальтер, 2000]. У щільно стиснутих газах енергія міжчасткової взаємодії стає порівнянною з кінетичною енергією руху частинок, що практично відповідає рідкому стану, хоча поділ на рідину та газ при надкритичних температурах умовний. Фазовий перехід пар—рідина в парах металів відрізняється від звичайного переходу в нейтральних газах тим, що супроводжується переходом метал—діелектрик. Газова фаза — нейтральний атомарний газ, рідка фаза — рідкий метал з високою провідністю. Можна сказати, що відмінністю цього переходу є поява провідності в рідкій фазі. Саме ця взаємодія є відповідальною за низку якісно нових ефектів, що спостерігаються в парах металів за температур, наближених до критичних. Експериментально параметри (густина, температура,

тиск і провідність) критичних точок, а також крива співіснування фаз (бінодаль) виміряні лише для лужних металів (Cs, Rb), ртуті. Як і для міді, провідність різко змінюється при наближенні до критичної точки, в області стану надкритичного флюїду. Внаслідок цієї взаємодії при наближенні до критичної точки іонізація виявляється майже повною, а біля критичної точки ртуті ступінь іонізації становить десятки відсотків [Иосилевский и др., 2000]. Межа, на якій газ і рідина можуть бути іонізовані, залежить від квантово-хімічних особливостей хімічного елементу — потенціалу іонізації, електронної структури, розміру атомів тощо. У парах лужних металів перехід пар—рідина та діелектрик—метал співпадають. Для інших металів експериментально важко досягнути кулонівської критичної точки, тому що критична температура становить близько 10 000 К, що зумовлює відсутність експериментальних визначень провідності, але ця температура буде значно нижча за 150—300 ГПа. Тобто в умовах ядра плавлення може відповідати переходу в стан газоподібного металу чи рідиноподібної плазми.

Здатність переходу хімічних елементів у стан електропровідної іонної рідини залежить від числа валентних електронів на атом, до яких належать усі s-та p-електрони поза останньою заповненою оболонкою атома інертного газу. У благородних газах і перехідних металах валентність збільшується за рахунок збудження електронів з близької за енергією d-оболонкою. У лужних металів є один електрон, благородні метали першої групи таблиці Менделєєва (Cu, Ag та Au) мають один s-електрон, а із заповненої d-оболонки збуджуються. Перехідні метали, зокрема групи заліза, мають два зовнішні s-електрони, а із заповненої d-оболонки збуджується ще один. У заданому діапазоні PT -умов немає експериментальних даних, які б дали змогу підтвердити або заперечили можливість подібного переходу заліза, хоча будова його атомів передбачає можливість легкого від'єднання зовнішніх s-електронів. Тобто лінія плавлення заліза на рис. 5 може мати



Рис. 9. Приблизний вигляд фазової діаграми (a — потрійна точка) [Киржниц, 1971].

Fig. 9. Approximate appearance of the phase diagram (a — triple point) [Kirzhnits, 1971].

точку, вище якої знаходиться не розплав, а плазмоподібна рідина. В ядрі цей перехід ще вірогідніший, бо елементи, «розчинені» в «розплаві» заліза, мають бути іонізованими за цих умов. Рідкий водень металізується в ударних хвилях, в яких за $P=150$ ГПа та $T=2000\div 3000$ К досягається десятикратне стиснення [Ликальтер, 2000]. Теоретична фазова діаграма води, наведена в статті [Mattsson, Desjarlais, 2006], передбачає, що за $T=4000$ К і $P=100$ ГПа вода є електропровідною іонною рідиною, в якій відбулася повна дисоціація H_2O , а електронна структура не має розриву. У присутності вільних електронів зміняться і умови початку іонізації для інших елементів внаслідок появи заряджених часток і кулонівських взаємодій під час зіткнень.

Вище було показано, що перехід рідина—флюїд, тобто зміна фазового стану, надає додатковий енергетичний внесок, за рахунок виникнення низки нерівноважних процесів, в яких кожний попередній породжує наступний. виникає своєрідна дисипативна структура, реалізація якої була б неможлива в умовах, близьких до рівноважних. *Що зміниться, якщо речовина ядра не є рідиною, а має властивості, що наближують її до плазмоподібного стану?*

Рівняння стану розплаву та частково іонізованої рідини є різними. Остання складається з атомів, вільних електронів та іонів, які за високого тиску утворюють електронні пари, що перекриваються, або віртуальні атоми [Ликальтер, 1992]. Стиснення речовини може різко змінювати компонентний склад середовища, що супроводжується появою сильної міжчасткової взаємодії: кулонівської між електронами та іонами, поляризаційної — між зарядами з нейтралами, а також короткодіючої між нейтральними частинками. Оскільки характерна міжчасткова відстань зрівняна з характерним розміром атомів та іонів, займана ними частина фазового об'єму стає недоступною для інших частинок, це призводить до зростання їх кінетичної енергії та відповідних внесків у вільну енергію таких сильно стиснутих неупорядкованих структур. Крім того, сильне стиснення

викликає зміну енергетичного спектра пов'язаних станів атомів і молекул.

Присутність вільних електронів призведе до появи багатьох властивостей, не притаманних розплаву. У математичний опис слід вводити границі між частинками та враховувати взаємодію окремої частинки з навколишнім середовищем. Заряджені частинки взаємодіють за кулонівським потенціалом, який на відміну від короткодіючого потенціалу взаємодії між нейтральними, має великий радіус впливу. Тому взаємодія стає колективною, на відміну від парної в нейтральних частинках. Електрони як найбільш рухливі частинки визначають перенесення енергії (теплопровідність), заряду (електропровідність) та енергообмін випромінюванням, оскільки випромінювання виникає при гальмуванні заряджених частинок і процесах фоторекомбінації, що відбуваються за їх участю.

Якщо в ядрі реалізується багатокомпонентна іонізована рідина, яка знаходиться в русі, то облік цілої низки додаткових взаємодій та ефектів є обов'язковим. Вона є багатокомпонентною, бо складається не тільки з електронів, іонів і незаряджених частинок, а й з різних елементів з різними об'ємами, масами і зарядами. Різноманітність хімічних елементів, що входять до складу ядра, є істотною складністю для опису. Швидкості руху різних хімічних елементів, що мають різну масу та оточені електронами, і самих електронів будуть різними. Це спричинить цілу низку гідродинамічних ефектів: від генерації електромагнітних полів до створення нестабільностей, теплових і хімічних аномалій, турбулентної нестійкості, що істотно впливає на загальну картину конвективних течій в рідкому ядрі. Гідродинаміка неідеальної плазми (іонізованої рідини) абсолютно відмінна від гідродинаміки розплаву, оскільки необхідно враховувати вплив електромагнітного поля самої електропровідної рідини та зовнішніх полів, ефект яких може багаторазово посилюватись. Через перепад тиску в зовнішньому ядрі елементи з різними атомними масами перерозподі-

лятимуться за густиною в процесі руху. Більш легкі (наприклад, іонізовані водень, вуглець та ін.) будуть виноситись в область нижчого тиску, тобто у верхню частину ядра, що і відбувається згідно з сейсмічними спостереженнями.

Присутність вільних заряджених частинок робить «розплав» ядра провідним середовищем, що взаємодіє з магнітним та електричними полями. У неідеальній плазмі коефіцієнт електропровідності змінюється на порядки не через зміну рухливості носіїв, а в результаті зміни їх кількості. Необхідно враховувати взаємодію плазмоподібної рідини із зовнішніми електромагнітними полями та генерацію власних електромагнітних полів.

Один із наслідків плазмоподібного стану, який може призводити до утворення плюмів і є спільним із високотемпературною плазмою, є прагнення до розльоту. Порівняння високотемпературної плазми та плазмоподібної рідини некоректне, але може бути досить наглядною ілюстрацією. Оскільки ця особливість поведінки пов'язана з наявністю кулонівських взаємодій, вона притаманна і плазмоподібному стану високого тиску. Сьогодні немає матеріалу, здатного «утримати» високотемпературну плазму довше 11 с. Саме з прагненням щільно стисненої рідини, елементарні частинки якої мають електричний заряд, до розширення, можна пов'язати утворення шару D'' і плюмів.

Ще однією подібністю до високотемпературної плазми може бути здатність поглинати енергію електромагнітних взаємодій. За рахунок неідеальності мала флуктуація електромагнітного поля може не гаситись, а посилюватись системою та зумовлювати складну поведінку. Періодичний малий вплив може призводити до створення «хвильових» структур, наприклад, зміни концентрацій легких компонентів на межі зовнішнього ядра подібно до «хімічних коливань» внаслідок утворення гідродинамічних течій, які при випадковому імпульсному впливі (механічному зануренні слєба чи накладенні електромагнітного імпульсу) призведуть до створення

дисипативної структури (підйому плюму).

Характерною особливістю плазми з високими концентраціями енергії є колективний характер її поведінки та сильна нелінійність її реакції стосовно зовнішніх енергетичних впливів, таких як ударні та електромагнітні хвилі, солітони, потоки лазерного випромінювання та швидких частинок. Поширення електромагнітних хвиль у плазмі збуджує ряд параметричних нестійкостей (раманівське, томпсонівське та діамантове розсіювання випромінювання), самофокусування та філаментацию випромінювання, розвиток нестійкостей релятивістської природи, генерацію швидких частинок і струменів. На накладене протікання струму, наростання магнітного поля, інжекцію речовини на удар плазма реагує підвищенням ступеню іонізації, причому для ініціації процесу досить малого впливу. А за високої щільності заряджених частинок відбувається посилення імпульсу, наростання процесу іонізації. Особливий інтерес при екстремальних енергетичних впливах становлять нестационарні гідродинамічні явища, такі як нестійкості ударних хвиль і ламінарних течій, перехід до турбулентного режиму, турбулентне перемішування, динаміка струменів і солітонів [Фортов, 2012].

Висновки. Розглянуто поведінку системи флюїд—розплав—кристали в умовах верхньої мантії та нижньої кори ($P \sim 1 \div 7$ ГПа, $T \sim 600 \div 1800$ °C). Це дає можливість уявити, як змінюються взаємодії при зміні фазового стану води, вуглекислого та інших газів. За $P=1$ ГПа та $T=500 \div 750$ °C відбувається зміна фазового стану речовини, що викликає зміну її поведінки. У надкритичних умовах водний флюїд розчинює силікати, оксиди, сульфіді. Поведінка суміші силікатного розплаву та несилікатного флюїду в першому наближенні може бути зіставлена з поведінкою розчину електrolіту в умовах поверхні. Це дозволяє передбачити фізико-хімічні взаємодії у шарі плавлення та їх наслідки на перебіг геодинамічного процесу. Вплив фазового переходу газ—рідина—флюїд доказаний на геологічному матеріалі та підтверджене

ний експериментальними дослідженнями. Зв'язок тектонічних деформацій, метасоматичних взаємодій та утворення шару плавлення досліджено в багатьох регіонах. Обов'язковим є спільний прояв тектонічних (утворення та схлопування проникних зон) подій та перерозподіл речовини (підйом розплавів, флюїдів, метасоматичні процеси).

Із зростанням тиску та температури внаслідок збільшення глибини, вплив флюїдів на перебіг геодинамічних подій тільки посилюється, змінюючи напрямок та кінетику фізико-хімічних взаємодій в астеносфері та шарі флюїдно-термального впливу над нею. Але досі вважається, що нижня мантия силікатна (складена бриджманітом і псперовскітом), ядро — рідке, представлене розплавом заліза (на 83 %) та його сумішшю з іншими елементами. Характеристики ядра істотно різняться в різних моделях, визначаються з різних передумов, як і причини появи плюмів та існування шару D'. Численні фізико-математичні моделі та найточніші розрахунки не пояснюють енергетичних чинників виникнення мантийних плюмів і факторів перерозподілу речовини в надрах Землі. Усі розрахунки базуються на припущенні, що процеси в ядрі ті ж самі, що й на поверхні, хоча вже в умовах кори зміна фазового стану призводить до зміни властивостей.

Результати нечисленних експериментів дають змогу припустити, що в *PT*-умовах зовнішнього ядра «розплав» заліза є металізованим. Якщо плазмовий перехід здійснюється хоча б для частини елементів (наприклад, водню, лужних металів, галогенів), то наявність навіть невеликої кількості заряджених частинок призведе до

кулонівських взаємодій типу заряд—нейтральна частинка і далі до збільшення ступеня іонізації. Тобто в умовах ядра можуть реалізовуватися умови існування неідеальної плазми, взаємодії між частинками якої сильніші, ніж середня кінетична енергія їхнього поступального руху. Додатковий внесок у неідеальність надає хімічне розмаїття частинок, присутність електронів, атомів та іонів з різною масою.

Дана стаття не є теоретичним розрахунком, створенням рівняння стану чи будь-якої математичної моделі розрахунку теплового балансу чи опису магнітного поля. У ній обговорюється проблема, поставлені запитання, проведено пошук аналогічної системи, поведінка якої хоча б у першому наближенні змогла б пояснити перебіг геодинамічних процесів, ініційованих в ядрі. Оскільки фізико-математичні моделі повинні базуватися на чітких уявленнях про стан елементарних частинок і внесок мікроскопічних взаємодій в загальний енергетичний баланс, найголовнішою характеристикою, що визначає природу геофізичних полів та енергетику Землі в цілому, є встановлення фазового стану речовини ядра. Вірогідним є припущення, що фазовий стан речовини ядра відповідає частково іонізованій рідині.

У статті розвинуто припущення про ймовірну зміну фазового стану речовини ядра, виказане в статті академіка НАН України О.Ю. Лукіна [Лукин, 2013], якому автор висловлює щире подяку за зацікавленість даною роботою. Автор вдячний академіку НАН України В.М. Шестопалову та доктору геол. наук І.Б. Макаренко за зауваження та підтримку публікації статті.

Список літератури

Бурахович Т.К., Кушнір А.М. Ільєнко В.А. Сучасні геоелектричні дослідження Українських Карпат. *Геофиз. журн.* 2022. Т. 44. № 3. С. 21—43. <https://doi.org/10.24028/gj.v44i3.261966>.

Иосилевский И.Л., Красников Ю.Г., Сон Э.Е., Фортон В.Е. *Термодинамика и транспорт в*

неидеальной плазме. Москва: Изд-во МФТИ, 2000. 476 с.

Киржниц Д.А. Экстремальные состояния вещества (сверхвысокие давления и температуры) *Успехи физ. наук.* 1971. Т. 104. Вып. 3. С. 489—509.

- Ликальтер А.А. Газообразные металлы. *Успехи физ. наук.* 1992. Т. 162. № 7. С. 119—147.
- Ликальтер А.А. Критические точки конденсации в кулоновских системах. *Успехи физ. наук.* 2000. Т. 170. № 8. С. 832—854.
- Литасов К.Д. Физико-химические условия плавления мантии Земли в присутствии летучих компонентов (по экспериментальным данным). *Автореф. дис. ... г-ра геол.-мин. наук.* Новосибирск, 2011. 35 с.
- Литасов К.Д., Шацкий А.Ф. *Состав и строение ядра Земли.* Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2016. 304 с.
- Лукин А.Е. Минеральные сферулы — индикаторы специфического флюидного режима рудообразования и нефтидогенеза. *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 6. С. 10—53. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i6.2013.116450>.
- Пуртов В.К., Анфилогов В.Н., Егорова Л.Г. Взаимодействие базальта с хлоридными растворами и механизм образования кислых расплавов. *Геохимия.* 2002. № 10. С. 1084—1097.
- Рябчиков И.Д., Орлова Г.П., Коваленко В.И., Чопоров Д.Я., Соловова И.П., Муравицкая Г.Н. Экспериментальное изучение взаимодействия флюида со слюдястым шпинелевым лерцолитом при высоких температурах и давлениях. *Докл. АН СССР. Сер. геол.* 1983. № 3. С. 38—46.
- Усенко О.В. Еволюція складу мантийних флюїдів у докембрії (на прикладі залізистих формацій Українського щита). *Геофиз. журн.* 2022. Т. 44. № 2. С. 3—28. <https://doi.org/10.24028/gj.v44i2.256263>.
- Усенко О.В. *Формирование расплавов: геодинамический процесс и физико-химические взаимодействия.* Киев: Наук. думка, 2014, 240 с.
- Фортов В.Е. *Уравнения состояния вещества: от идеального газа до кварк-глюонной плазмы.* Москва: ФИЗМАТЛИТ, 2012. 492 с.
- Фунтиков А.И. Фазовая диаграмма и кривая плавления железа, полученные по данным статистических и ударно-волновых измерений. *Теплофизика высоких температур.* 2003. Т. 41. № 6. С. 954—969.
- Цветкова Т.О., Бугаєнко І.В., Заєць Л.М. Сейсмічна томографія мантиї та родовища первинного водню на території Дніпрівсько-Дніецької западини. *Геофиз. журн.* 2022. Т. 44. № 3. С. 44—54. <https://doi.org/10.24028/gj.v44i3.261967>.
- Шестопалов В.М., Лукин А.Е., Згонник В.А., Макаренко А.Н., Ларин Н.В., Богуславский А.С. *Очерки гегазации Земли.* Киев: Итек сервис, 2018. 632 с.
- Banjara, D., Ghosh, D.B., & Karki, B.B. (2023). First-principles simulations of liquid iron-heavy element alloys at high pressure. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 337, 107008. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2023.107008>.
- Berryman, J.G. (2000). Seismic velocity decrement ratios for regions of partial melt in the lower mantle. *Geophysical Research Letters*, 27(3), 421—424. <https://doi.org/10.1029/1999GL008402>.
- Bi, Y., Tan, H., & Jing, F. (2002). Electrical conductivity of iron under shock compression up to 200 GPa. *Journal of Physics: Condensed Matter*, 14, 10849. <https://doi.org/10.1088/0953-8984/14/44/389>.
- Boyd, F.R., Pearson, D.J., Hoal, K.O., Hoal, B.J., Nixon, P.H., Kingston, M.J., & Mertzman, S.A. (2004). Garnet lherzolites from Louwrensia, Namibia: bulk composition and P/T relations. *Lithos*, 77(1-4), 573—592. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.03.010>.
- Brandon, A.D., & Walker, R.J. (2005). The debate over core-mantle interaction. *Earth and Planetary Science Letters*, 232(3-4), 211—225. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.01.034>.
- Busse, F. (1975). A model of the geodynamo. *Geophysical Journal International*, 42(2), 437—459. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1975.tb05871.x>.
- Carlson, R.W., Pearson, D.G., & James, D.E. (2005). Physical, chemical and chronological characteristics of continental mantle. *Reviews of Geophysics*, 43, RG1001. <https://doi.org/10.1029/2004RG000156>.
- Chen, B., Li, Z., Zhang, D., Liu, J., Hu, M.Y., Zhao, J., Bi, W., Alp, E.E., Xiao, Y., Chow, P., & Li, J. (2014). Hidden carbon in Earth's inner core revealed by shear softening in dense Fe7C3. *Proceedings of the National Academy*

- of Sciences, 111, 17755—17758. <https://doi.org/10.1073/pnas.141115411>.
- Cottaar, S., & Romanowicz, B. (2012). An unusually large ULVZ at the base of the mantle near Hawaii. *Earth and Planetary Science Letters*, 355, 213—222. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.09.005>.
- Courtilot, V., Davaille, A., Besse, J., & Stock, J. (2003). Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 205(3-4), 295—308. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)01048-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01048-8).
- Cvetković, V., Downes, H., Höck, V., Prelević, D., & Lazarov, M. (2010). Mafic alkaline metasomatism in the lithosphere underneath East Serbia: evidence from the study of xenoliths and the host alkalibasalts. *Geol. Soc., London, Spec. Publ.*, 337, 213—239. <https://doi.org/10.1144/SP337.11>.
- Davies, C.J., & Mound, J.E. (2019). Mantle-induced temperature anomalies do not reach the inner core boundary. *Geophysical Journal International*, 219, S21—S32. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz254>.
- Dawson, J.B. (2002). Metasomatism and partial melting in upper-mantle peridotite xenoliths from the Lashaine volcano, Northern Tanzania. *Journal of Petrology*, 43(9), 1749—1777. <https://doi.org/10.1093/petrology/43.9.1749>.
- Driscoll, P., & Davies, C. (2022). The «New Core Paradox»: Challenges and Potential Solutions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 128(1). <https://doi.org/10.1029/2022JB025355>.
- Duan, J., Shim, Y., & Kim, H.J. (2006). Solvation in supercritical water. *The Journal of Chemical Physics*, 124, 204504. <https://doi.org/10.1063/1.2194012>.
- Dziewonski, A.M., & Anderson, D.L. (1981). Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 25(4), 297—356. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(81\)90046-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(81)90046-7).
- Eaton, D.W., & Kendall, J.-M. (2006). Improving seismic resolution of outermost core structure by multichannel analysis and deconvolution of broadband SmKS phases. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 155(1-2), 104—119. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2005.10.007>.
- Fischer, R.A., Nakajima, Y., Campbell, A.J., Frost, D.J., Harries, D., Langenhorst, F., Miyajima, N., Pollok, K., & Rubie, D.C. (2015). High pressure metal—silicate partitioning of Ni, Co, V, Cr, Si, and O. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 119, 2810—2827. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.06.026>.
- Fu, S., Chariton, S., Prakapenka, V.B., & Shim, S.-H.D. (2023). Core origin of seismic velocity anomalies at Earth's core–mantle boundary. *Nature*, 615, 646—651. <https://doi.org/10.1038/s41586-023-05713-5>.
- Galkin, A.A., & Lunin, V.V. (2005). Subcritical and supercritical water: a universal medium for chemical reactions. *Russian Chemical Reviews*, 74(1), 21. <https://doi.org/10.1070/RC2005v-074n01ABEH001167>.
- Garnero, E.J., & Helmberger, D.V. (1996). Seismic detection of a thin laterally varying boundary layer at the base of the mantle beneath the central Pacific. *Geophysical Research Letters*, 23(9), 977—980. <https://doi.org/10.1029/95GL03603>.
- Girnis, A.V., Brey, G.P., & Ryabchikov, I.D. (1995). Origin of Group 1A kimberlites: Fluid-saturated melting experiments at 45—55 kbar. *Earth and Planetary Science Letters*, 134(3-4), 283—296. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00120-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00120-2).
- Gomi, H., Ohta, K., Hirose, K., Labrosse, S., Caracas, R., Verstraete, M.J., & Hernlund, J.W. (2013). The high conductivity of iron and thermal evolution of the Earth's core. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 224, 88—103. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2013.07.010>.
- Gudfinnsson, G.H., & Presnal, D.C. (2005). Continuous gradations among primary carbonatic, melilitic, basaltic, picritic, and komatiitic melts in equilibrium with garnet lherzolite at 3—8 GPa. *Journal of Petrology*, 46, 1645—1659. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi029>.
- He, Y., & Wen, L. (2012). Geographic boundary of the «Pacific Anomaly» and its geometry and transitional structure in the north. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117, B09308. <https://doi.org/10.1029/2012JB009436>.
- Helffrich, G., & Kaneshima, S. (2010). Outer-core compositional stratification from observed core wave speed profiles. *Nature*, 468, 807—810. <https://doi.org/10.1038/nature09636>.
- Helmberger, D., Ni, S., Wen, L., & Ritsema, J.

- (2000) Seismic evidence for ultralow-velocity zones beneath Africa and eastern Atlantic. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B10), 23865—23878. <https://doi.org/10.1029/2000JB900143>.
- Helmberger, D., Wen, L., & Ding, X. (1998). Seismic evidence that the source of the Iceland hot-spot lies at the core-mantle boundary. *Nature*, 396, 251—255. <https://doi.org/10.1038/24357>.
- Hernlund, J.W., & McNamara, A.K. (2015). The core-mantle boundary region. In G. Schubert (Ed.), *Treatise on Geophysics* (Vol. 7, pp. 461—519). Oxford: Elsevier.
- Hirao, N., Kondo, T., Ohtani, E., Takemura, K., & Kikegawa, T. (2004). Compression of iron hydride to 80 GPa and hydrogen in the Earth's inner core. *Geophysical Research Letters*, 31, L06616. <https://doi.org/10.1029/2003GL019380>.
- Hirose, K., Labrosse, S., & Hernlund, J. (2013). Composition and state of the core. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 41, 657—691. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-050212-124007>.
- Huang, H., Fei, Y., Cai, L., Jing, F., Hu, X., Xie, H., Zhang, L., & Gong, Z. (2011). Evidence for an oxygen-depleted liquid outer core of the Earth. *Nature*, 479, 513—516. <https://doi.org/10.1038/nature10621>.
- Humayun, M., Qin, L., & Norman, M.D. (2004). Geochemical evidence for excess iron in the mantle beneath Hawaii. *Science*, 306, 91—94. <https://doi.org/10.1126/science.1101050>.
- Ionov, D.A., Bodinier, J.-L., Mukasa, S.B., & Zanetti, A. (2002). Mechanisms and sources of mantle metasomatism: major and trace element compositions of peridotite xenoliths from Spitsbergen in the context of numerical modeling. *Journal of Petrology*, 43(12), 2219—2259. <https://doi.org/10.1093/petrology/43.12.2219>.
- Ivanov, A.V., Mukasa, S.B., Kamenetsky, V.S., Ackerson, M., Demonerova, E.I., Pokrovsky, B.G., Vladykin, N.V., Kolesnichenko, M.V., Litasov, K.D., & Zedgenizov, D.A. (2018). Volatile concentrations in olivine-hosted melt inclusions from meimechite and melanephelinite lavas of the Siberian Traps Large Igneous Province: Evidence for flux-related high-Ti, high-Mg magmatism. *Chemical Geology*, 483, 442—462. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.03.011>. <https://www.sciencedirect.com/science/journal/00092541>.
- Jakobsson, S., & Holloway, J.R. (2008). Mantle melting in equilibrium with an Iron-Wüstite-Graphite buffered COH-fluid. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 155, 247—256. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0240-6>.
- Jensen, K.J., Thorne, M.S., & Rost, S. (2013). SPdKS analysis of ultralow-velocity zones beneath the western Pacific. *Geophysical Research Letters*, 40(17), 4574—4578. <https://doi.org/10.1002/grl.50877>.
- Jones, A.G., Plomerova, J., Korja, T., Sodoudi, F., & Spakman, W. (2010). Europe from the bottom up: A statistical examination of the central and northern European lithosphere-asthenosphere boundary from comparing seismological and electromagnetic observations. *Lithos*, 120(1-2), 14—29. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.07.013>.
- Jones, C.A. (2015). Thermal and compositional convection in the outer core. In G. Schubert (Ed.), *Treatise on Geophysics* (Vol. 8, pp. 133—186). Oxford: Elsevier.
- Kaerer, B., Kalt, A., & Pettke, T. (2006). Evolution of the Lithospheric Mantle beneath the Marsabit Volcanic Field (Northern Kenya): Constraints from Textural, P—T and Geochemical Studies on Xenoliths. *Journal of Petrology*, 47(11), 2149—2184. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl040>.
- Karki, B.B., Dipta, B.G., & Karato, S. (2021). Behavior and properties of water in silicate melts under deep mantle conditions. *Scientific Reports*, 11(1), 10588. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-90124-7>.
- Kennett, B., Engdahl, E., & Buland, R. (1995). Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes. *Geophysical Journal International*, 122(1), 108—124. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x>.
- Komabayashi, T. (2014). Thermodynamics of melting relations in the system Fe-FeO at high pressure: Implications for oxygen in the Earth's core. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(5), 4164—4177. <https://doi.org/10.1002/2014JB010980>.
- Lay, T., Garnero, E.J., & Williams, Q. (2004). Partial

- melting in a thermo-chemical boundary layer at the base of the mantle. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 146, 441—467. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2004.04.004>.
- Leshner, C.E., Pickering-Witter, J., Baxter, G., & Walter, M. (2003). Melting of garnet peridotite: Effects of capsules and thermocouples, and implications for the high-pressure mantle solidus. *American Mineralogist*, 88(8-9), 1181—1189. <https://doi.org/10.2138/am-2003-8-901>.
- Li, J., & Fei, Y. (2014). Experimental constraints on core composition. In G. Schubert (Ed.), *Treatise on Geophysics* (Vol. 3, pp. 527—557). Oxford: Elsevier.
- Liu, Z., Ionov, D.A., Nimis, P., Yigang, Xu.Y., He, P., & Golovin, A.V. (2022). Thermal and compositional anomalies in a detailed xenolith-based lithospheric mantle profile of the Siberian craton and the origin of seismic midlithosphere discontinuities. *Geology*, 50, 891—896, <https://doi.org/10.1130/G49947.1>.
- Maruyama, S., Yuen, D.A., & Windley, B.F. (2007). Dynamics of plumes and superplumes through time. In D.A. Yuen, S. Maruyama, S. Karato, B.F. Windley (Eds.), *Superplumes: Beyond Plate Tectonics* (pp. 441—502). Springer.
- Mattsson, T., & Desjarlais, M.P. (2006). Phase Diagram and Electrical Conductivity of High Energy-Density Water from Density Functional Theory. *Physical Review Letters*, 97, 017801. <https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.97.017801>.
- McDonough, W.F. (2014) Compositional model for the Earth's core. In H.D. Holland, K.K. Turkian (Eds.), *Treatise on Geochemistry* (Vol. 3, pp. 559—577). Oxford: Elsevier.
- McDonough, W.F., & Sun, S.-S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3-4), 223—253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4).
- Monville, R., Vidal, J., Cébron, D., & Schaeffer, N. (2019). Rotating double-diffusive convection in stably stratified planetary cores. *Geophysical Journal International*, 219, S195—S218. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz347>.
- Murakami, M., Hirose, K., Kawamura, K., Sata, N., & Ohishi, Y. (2004). Post-perovskite phase transition in MgSiO₃. *Science*, 304, 855—858. <https://doi.org/10.1126/science.1095932>.
- Nguyen, J.H., & Holmes, N.C. (2004). Melting of iron at the physical conditions of the Earth's core. *Nature*, 427, 339—342. <https://doi.org/10.1038/nature02248>.
- Nimmo, F. (2015). Energetics of the core. *Treatise on Geophysics*. In G. Schubert (Ed.), *Treatise on Geophysics* (Vol. 8, pp. 27—55). Oxford: Elsevier.
- Oganov, A.R., & Glass, C.W. (2006). Crystal structure prediction using ab initio evolutionary techniques: principles and applications. *Journal of Chemical Physics*, 124(24), 244704. <https://doi.org/10.1063/1.2210932>.
- Oganov, A.R., & Ono, S. (2004). Theoretical and experimental evidence for a post-perovskite phase of MgSiO₃ in Earth's D' layer. *Nature*, 430, 445—448. <https://doi.org/10.1038/nature02701>.
- Ohtani, E. (2013). Chemical and physical properties and thermal state of the core. In S. Karato (Ed.), *Physics and chemistry of the deep Earth* (pp. 244—270). Oxford: Wiley-Blackwell.
- Ozawa, H., Hirose, K., Mitome, M., Bando, Y., Sata, N., & Ohishi, Y. (2009). Experimental study of reaction between perovskite and molten iron to 146 GPa and implications for chemically distinct buoyant layer at the top of the core. *Physics and Chemistry of Minerals*, 36, 355—363. <https://doi.org/10.1007/s00269-008-0283-x>.
- Ozawa, H., Takahashi, F., Hirose, K., Ohishi, Y., & Hirao, N. (2011). Phase transition of FeO and stratification in Earth's outer core. *Science*, 334, 792—794. <https://doi.org/10.1126/science.1208265>.
- Palme, H., & O'Neill, H.St.C. (2014). Cosmochemical estimates of mantle composition. *Treatise on Geochemistry*. In H.D. Holland, K.K. Turkian (Eds.), *Treatise on Geochemistry* (Vol. 3, pp. 1—39). Oxford: Elsevier.
- Pavlenkova, G.A., & Pavlenkova, N.I. (2006). Upper mantle structure of the Northern Eurasia from peaceful nuclear explosion data. *Tectonophysics*, 416(1-4), 33—52. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.11.010>.
- Pearson, D.J., Canil, D., & Shirey, S.B. (2005). Mantle Samples Included in Volcanic Rocks: Xenoliths and Diamonds. In R.W. Carlson (Ed.), *The Mantle and Core* (pp. 171—276). Oxford: Elsevier.

- Poirier, J.P. (1994). Light elements in the Earth's outer core: a critical review. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 85(3-4), 319—337. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(94\)90120-1](https://doi.org/10.1016/0031-9201(94)90120-1).
- Pradhan, G.K., Fiquet, G., Siebert, J., Auzende, A.-L., Morard, G., Antonangeli, D., & Garbarino, G. (2015). Melting of MORB at core-mantle boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, 431, 247—255. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.09.034>.
- Prescher, C., Dubrovinsky, L., Bykova, E., Kupenko, I., Glazyrin, K., Kantor, A., McCammon, C., Mookherjee, M., Nakajima, Y., & Miyajima, N. (2015) High Poisson's ratio of Earth's inner core explained by carbon alloying. *Nature Geosciences*, 8, 220—223. <https://doi.org/10.1038/ngeo2370>.
- Reasoner, C., & Revenaugh, J. (2000). ScP constraints on ultralow-velocity zone density and gradient thickness beneath the Pacific. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B12), 28173—28182. <https://doi.org/10.1029/2000JB900331>.
- Rost, S., Garnero, E.J., Thorne, M.S., & Hutko, A.R. (2010). On the absence of an ultralow-velocity zone in the North Pacific. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115, B04312. <https://doi.org/10.1029/2009JB006420>.
- Ryabchikov, I.D., Solovova, I.P., Ntaflos, Th., Büchl, A., & Tikhonenkov, P.I. (2001). Subalkaline picrobasalts and plateau basalts from Putorana plateau (Siberian CFB province). II. Melt inclusion chemistry, composition of «primary» magmas and P-T regime at the base superplume. *Геохимия*, (5), 484—497.
- Schubert, G., Anderson, J.D., Spohn, T., & McKinnon, W.B. (2004). Interior composition, structure and dynamics of the Galilean satellites. In F. Bagenal, T. Dowling, W.B. McKinnon (Eds.), *Jupiter: The planet, satellites and magnetosphere* (pp. 281—306). Cambridge Univ. Press.
- Shibazaki, Y., Ohtani, E., Fukui, H., Sakai, T., Kamada, S., Ishikawa, D., Tsutsui, S., Baron, A.Q., Nishitani, N., & Hirao, N. (2012). Sound velocity measurements in dhcp-FeH up to 70 GPa with inelastic X-ray scattering: Implications for the composition of the Earth's core. *Earth and Planetary Science Letters*, 313, 79—85. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.11.002>.
- Simmons, N.A., Forte, A.M., & Grand, S.P. (2007). Thermochemical structure and dynamics of the African superplume. *Geophysical Research Letters*, 34, L02301. <https://doi.org/10.1029/2006GL028009>.
- Stacey, F.D., & Davis, P.M. (2008). *Physics of the Earth*. 4th ed. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 532 p.
- Suzuki, A., & Ohtani, E. (2003). Density of peridotite melts at high pressure. *Physics and Chemistry of Minerals*, 30, 449—456. <https://doi.org/10.1007/s00269-003-0322-6>.
- Tackley, P.J. (2012). Dynamics and evolution of the deep mantle resulting from thermal, chemical, phase and melting effects. *Earth-Science Reviews*, 110(1-4), 1—25. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.10.001>.
- Takahashi, E. (1986). Melting of a dry peridotite KLB-1 up to 14 GPa implications on the origin of peridotite upper mantle. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B9), 9367—9382. <https://doi.org/10.1029/JB091iB09p09367>.
- Tateno, S., Hirose, K., Ohishi, Y., & Tatsumi, Y. (2010). The structure of iron in Earth's inner core. *Science*, 330, 359—361. <https://doi.org/10.1126/science.119466>.
- Tateno, S., Hirose, K., & Ohishi, Y. (2014). Melting experiments on peridotite to lowermost mantle conditions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119, 4684—4694. <https://doi.org/10.1002/2013JB010616>.
- Thorne, M.S., Garnero, E.J., & Grand, S.P. (2004). Geographic correlation between hot spots and deep mantle lateral shear-wave velocity gradients. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 146(1-2), 47—63. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2003.09.026>.
- Thybo, H., Janik, T., Omelchenko, V.D., Grad, M., Garetsky, R.G., Belinsky, A.A., Karataev, G.I., Zlotski, G., Knudsen, U.E., Sand, R., Ylinski, J., Tiira, T., Luosto, U., Komminaho, K., Giese, R., Guterch, A., Lund, C.-E., Kharitonov, O.M., Ilchenko, T., Lysynchuk, D.V., Skobelev, V.M., & Doody, J.J. (2003). Upper lithospheric seismic velocity structure across the Pripyat Trough and Ukrainian Shield along the EUROBRIDGE'97 profile. *Tectonophysics*(1-4), 371, 41—79. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00200-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00200-2).

- Torsvik, T.H., van der Voo, R., Doubrovine, P.V., Burke, K., Steinberger, B., Ashwal, L.D., Trønnes, R.G., Webb, S.J., & Bull, A.L. (2014). Deep mantle structure as a reference frame for movements in and on the Earth. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111, 8735—8740. <https://doi.org/10.1073/pnas.1318135111>.
- Trampert, J., Deschamps, F., Resovsky, J., & Yuen, D. (2004). Probabilistic tomography maps chemical heterogeneities throughout the lower mantle. *Science*, 306, 853—856. <https://doi.org/10.1126/science.1101996>.
- Walter, M.J. (1998). Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere. *Journal of Petrology*, 39, 29—60. <https://doi.org/10.1093/ptroj/39.1.29>.
- Wänke, H., & Dreibus, G. (1988). Chemical composition and accretion history of terrestrial planets. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 325, 545—557. <https://doi.org/10.1098/rsta.1988.0067>.
- Wyllie, P.J. (1977). Effects of H₂O and CO₂ on magma generation in the crust and mantle. *Journal of the Geological Society*, 134, 215—234. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.134.2.0215>.
- Wyllie, P.J., & Ryabchikov, I.D. (2000). Volatile components, magmas, and critical fluids in upwelling mantle. *Journal of Petrology*, 41(7), 1195—1205. <https://doi.org/10.1093/ptrology/41.7.1195>.
- Wysession, M.E., Lay, T., Revenaugh, J., Williams, Q., Garnero, E.J., Jeanloz, R., & Kellogg, L.H. (1998). The D' discontinuity and its implications. In M. Gurnis, M.E. Wysession, E. Knittle, B.A. Buffett (Eds.), *The core-mantle boundary region* (Vol. 28, pp. 273—297). Washington: Am. Geophys. Union. <https://doi.org/10.1029/GD028p0273>.

The effect of the mantle and core matter phase state on the course of geodynamic processes

O.V. Usenko, 2023

S.I. Subbotin Institute of Geophysics of the National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, Ukraine

The study of the course of geodynamic processes in the lower crust and upper mantle proves that an additional energy contribution is made by a change in the phase state of matter with increasing pressure and temperature. The gas phase, composed of hydrogen, oxygen and carbon, turns into a fluid that combines the properties of a liquid and a gas. The result is a change in the behavior of fluid-crystal and fluid-melt systems which significantly accelerates melting and physicochemical interactions in the thermal asthenosphere. These conclusions are confirmed by numerous experimental studies and the results of the study of xenoliths representing the crust and mantle of cratons and active regions.

Seismic tomography studies show distinct patterns of inhomogeneities in physical properties, reflecting inhomogeneities in the mantle structure. Many works hypothesize, with substantiation, that plumes or fluid flows arise at the boundary of the core and mantle and are factors of all geodynamic processes. Modern ideas about the composition of the Earth's core are based on the statement that it is composed of molten iron with minor impurities of other elements. However, calculations of the energy balance and physical modeling of the redistribution of matter in the core itself show that the removal of volatile components or convective currents do not provide enough energy for the formation of plumes.

The assumption that the substance of the core is an electrically conductive ionic liquid in which chemical compounds have completely dissociated and the electronic structure

has no gradually changes the idea of the energetics of the core and the possibility of initiating plume processes. The properties of a substance in a similar phase state are fundamentally different from the properties of a liquid.

Key words: mantle, Earth's core, phase state, fluid, plume.

References

- Burakhovich, T.K., Kushnir, A.M. & Ilyenko, V.A. (2022). Modern geoelectromagnetic researches of the Ukrainian Carpathians. *Geofizicheskii Zhurnal*, 44(3), 21—43. <https://doi.org/10.24028/gj.v44i3.261966> (in Ukrainian).
- Iosylevskiy, I.L., Krasnikov, Y.G., Son, E.E., & Fortov, V.E. (2000). *Thermodynamics and transport in non-ideal plasma*. Moscow Publ. House of the Moscow Institute of Physics and Technology, 476 p. (in Russian).
- Kirzhnits, D.A. (1971). Extreme states of matter (ultra-high pressures and temperatures). *Uspekhi fizicheskikh nauk*, 104(3), 489—509 (in Russian).
- Likalter, A.A. (1992). Gaseous metals. *Uspekhi fizicheskikh nauk*, 162(7), 119—147 (in Russian).
- Likalter, A.A. (2000). Critical points of condensation in Coulomb systems. *Uspekhi fizicheskikh nauk*, 170(8), 832—854 (in Russian).
- Litasov, K.D. (2011). Physico-chemical conditions of melting of the Earth's mantle in the presence of volatile components (according to experimental data). *Extended abstract of Doctor's thesis*. Novosibirsk, 35 p. (in Russian).
- Litasov, K.D., & Shatskiy, A.F. (2016). *Composition and structure of the Earth's core*. Novosibirsk: Publ. House of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 304 p.
- Lukin, A.E. (2013). Mineral Spheres — indicators of a specific fluid regime of ore formation and naftidogenesis. *Geofizicheskii Zhurnal*, 35(6), 10—53. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i6.2013.116450> (in Russian).
- Purtov, V.K., Anfilogov, V.N., & Egorova, L.G. (2002). Interaction of basalt with chloride solutions and the mechanism of formation of acidic melts. *Geochemistry*, (10), 1084—1097 (in Russian).
- Ryabchikov, I.D., Orlova, G.P., Kovalenko, V.Y., Choporov, D.Ya., Solovova, I.P., & Muravitskaya, G.N. (1983). Experimental study of fluid interaction with micaceous spinel lherzolite at high temperatures and pressures. *Doklady AN SSSR. Ser. geol.*, (3), 38—46 (in Russian).
- Usenko, O.V. (2022). Evolution of the Mantle Fluids Composition in the Precambrian (on the example of the Ukrainian shield ferruginous formation). *Geofizicheskii Zhurnal*, 44(2), 3—28. <https://doi.org/10.24028/gj.v44i2.256263>.
- Usenko, O.V. (2014). *Formation of melts: geodynamic process and physical-chemical interactions*. Kiev: Naukova Dumka, 240 p. (in Russian).
- Fortov, V.E. (2012). *Equations of state of matter: from an ideal gas to a quark-gluon plasma*. Moscow: Fizmatlyt, 492 p. (in Russian).
- Funtikov, A.I. (2003). Phase diagram and iron melting curve obtained from statistical and shock wave data. *Teplofizika vysokikh temperatur*, 41(6), 954—969 (in Russian).
- Tsvetkova, T.O., Bugaenko, I.V., & Zaets, L.M. (2022). Seismic tomography of the mantle and primary hydrogen deposits in the Dnieper-Donetsk basin. *Geofizicheskii Zhurnal*, 44(3), 44—55. <https://doi.org/10.24028/gj.v44i3.261967> (in Ukrainian).
- Shestopalov, V.M., Lukin, A.E., Zgonnik, V.A., Makarenko, A.N., Larin, N.V., & Boguslavskiy, A.S. (2018). *Essays on the degassing of the Earth*. Kiev: Itekservis, 632 p. (in Russian).
- Banjara, D., Ghosh, D.B., & Karki, B.B. (2023). First-principles simulations of liquid iron-heavy element alloys at high pressure. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 337, 107008. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2023.107008>.
- Berryman, J.G. (2000). Seismic velocity decrement ratios for regions of partial melt in the lower mantle. *Geophysical Research Letters*, 27(3), 421—424. <https://doi.org/10.1029/1999GL008402>.

- Bi, Y., Tan, H., & Jing, F. (2002). Electrical conductivity of iron under shock compression up to 200 GPa. *Journal of Physics: Condensed Matter*, 14, 10849. <https://doi.org/10.1088/0953-8984/14/44/389>.
- Boyd, F.R., Pearson, D.J., Hoal, K.O., Hoal, B.J., Nixon, P.H., Kingston, M.J., & Mertzman, S.A. (2004). Garnet lherzolites from Louwrensia, Namibia: bulk composition and P/T relations. *Lithos*, 77(1-4), 573—592. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.03.010>.
- Brandon, A.D., & Walker, R.J. (2005). The debate over core-mantle interaction. *Earth and Planetary Science Letters*, 232(3-4), 211—225. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.01.034>.
- Busse, F. (1975). A model of the geodynamo. *Geophysical Journal International*, 42(2), 437—459. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1975.tb05871.x>.
- Carlson, R.W., Pearson, D.G., & James, D.E. (2005). Physical, chemical and chronological characteristics of continental mantle. *Reviews of Geophysics*, 43, RG1001. <https://doi.org/10.1029/2004RG000156>.
- Chen, B., Li, Z., Zhang, D., Liu, J., Hu, M.Y., Zhao, J., Bi, W., Alp, E.E., Xiao, Y., Chow, P., & Li, J. (2014). Hidden carbon in Earth's inner core revealed by shear softening in dense Fe7C3. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111, 17755—17758. <https://doi.org/10.1073/pnas.141115411>.
- Cottaar, S., & Romanowicz, B. (2012). An unusually large ULVZ at the base of the mantle near Hawaii. *Earth and Planetary Science Letters*, 355, 213—222. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.09.005>.
- Courtillot, V., Davaille, A., Besse, J., & Stock, J. (2003). Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 205(3-4), 295—308. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)01048-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01048-8).
- Cvetković, V., Downes, H., Höck, V., Prelević, D., & Lazarov, M. (2010). Mafic alkaline metasomatism in the lithosphere underneath East Serbia: evidence from the study of xenoliths and the host alkalibasalts. *Geol. Soc., London, Spec. Publ.*, 337, 213—239. <https://doi.org/10.1144/SP337.11>.
- Davies, C.J., & Mound, J.E. (2019). Mantle-induced temperature anomalies do not reach the inner core boundary. *Geophysical Journal International*, 219, S21—S32. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz254>.
- Dawson, J.B. (2002). Metasomatism and partial melting in upper-mantle peridotite xenoliths from the Lashaine volcano, Northern Tanzania. *Journal of Petrology*, 43(9), 1749—1777. <https://doi.org/10.1093/ptrology/43.9.1749>.
- Driscoll, P., & Davies, C. (2022). The «New Core Paradox»: Challenges and Potential Solutions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 128(1). <https://doi.org/10.1029/2022JB025355>.
- Duan, J., Shim, Y., & Kim, H.J. (2006). Solvation in supercritical water. *The Journal of Chemical Physics*, 124, 204504. <https://doi.org/10.1063/1.2194012>.
- Dziewonski, A.M., & Anderson, D.L. (1981). Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 25(4), 297—356. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(81\)90046-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(81)90046-7).
- Eaton, D.W., & Kendall, J.-M. (2006). Improving seismic resolution of outermost core structure by multichannel analysis and deconvolution of broadband SmKS phases. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 155(1-2), 104—119. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2005.10.007>.
- Fischer, R.A., Nakajima, Y., Campbell, A.J., Frost, D.J., Harries, D., Langenhorst, F., Miyajima, N., Pollok, K., & Rubie, D.C. (2015). High pressure metal—silicate partitioning of Ni, Co, V, Cr, Si, and O. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 119, 2810—2827. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.06.026>.
- Fu, S., Chariton, S., Prakapenka, V.B., & Shim, S.-H.D. (2023). Core origin of seismic velocity anomalies at Earth's core—mantle boundary. *Nature*, 615, 646—651. <https://doi.org/10.1038/s41586-023-05713-5>.
- Galkin, A.A., & Lunin, V.V. (2005). Subcritical and supercritical water: a universal medium for chemical reactions. *Russian Chemical Reviews*, 74(1), 21. <https://doi.org/10.1070/RC2005v074n01ABEH001167>.
- Garnero, E.J., & Helmberger, D.V. (1996). Seismic detection of a thin laterally varying boundary layer at the base of the mantle beneath the cen-

- tral Pacific. *Geophysical Research Letters*, 23(9), 977—980. <https://doi.org/10.1029/95GL03603>.
- Girnis, A.V., Brey, G.P., & Ryabchikov, I.D. (1995). Origin of Group 1A kimberlites: Fluid-saturated melting experiments at 45—55 kbar. *Earth and Planetary Science Letters*, 134(3-4), 283—296. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00120-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00120-2).
- Gomi, H., Ohta, K., Hirose, K., Labrosse, S., Caracas, R., Verstraete, M.J., & Hernlund, J.W. (2013). The high conductivity of iron and thermal evolution of the Earth's core. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 224, 88—103. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2013.07.010>.
- Gudfinnsson, G.H., & Presnal, D.C. (2005). Continuous gradations among primary carbonatic, melilitic, basaltic, picritic, and komatiitic melts in equilibrium with garnet lherzolite at 3—8 GPa. *Journal of Petrology*, 46, 1645—1659. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi029>.
- He, Y., & Wen, L. (2012). Geographic boundary of the «Pacific Anomaly» and its geometry and transitional structure in the north. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117, B09308. <https://doi.org/10.1029/2012JB009436>.
- Helfrich, G., & Kaneshima, S. (2010). Outer-core compositional stratification from observed core wave speed profiles. *Nature*, 468, 807—810. <https://doi.org/10.1038/nature09636>.
- Helmberger, D., Ni, S., Wen, L., & Ritsema, J. (2000). Seismic evidence for ultralow-velocity zones beneath Africa and eastern Atlantic. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B10), 23865—23878. <https://doi.org/10.1029/2000JB900143>.
- Helmberger, D., Wen, L., & Ding, X. (1998). Seismic evidence that the source of the Iceland hot-spot lies at the core-mantle boundary. *Nature*, 396, 251—255. <https://doi.org/10.1038/24357>.
- Hernlund, J.W., & McNamara, A.K. (2015). The core-mantle boundary region. In G. Schubert (Ed.), *Treatise on Geophysics* (Vol. 7, pp. 461—519). Oxford: Elsevier.
- Hirao, N., Kondo, T., Ohtani, E., Takemura, K., & Kikegawa, T. (2004). Compression of iron hydride to 80 GPa and hydrogen in the Earth's inner core. *Geophysical Research Letters*, 31, L06616. <https://doi.org/10.1029/2003GL019380>.
- Hirose, K., Labrosse, S., & Hernlund, J. (2013). Composition and state of the core. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 41, 657—691. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-050212-124007>.
- Huang, H., Fei, Y., Cai, L., Jing, F., Hu, X., Xie, H., Zhang, L., & Gong, Z. (2011). Evidence for an oxygen-depleted liquid outer core of the Earth. *Nature*, 479, 513—516. <https://doi.org/10.1038/nature10621>.
- Humayun, M., Qin, L., & Norman, M.D. (2004). Geochemical evidence for excess iron in the mantle beneath Hawaii. *Science*, 306, 91—94. <https://doi.org/10.1126/science.11101050>.
- Ionov, D.A., Bodinier, J.-L., Mukasa, S.B., & Zanetti, A. (2002). Mechanisms and sources of mantle metasomatism: major and trace element compositions of peridotite xenoliths from Spitsbergen in the context of numerical modeling. *Journal of Petrology*, 43(12), 2219—2259. <https://doi.org/10.1093/petrology/43.12.2219>.
- Ivanov, A.V., Mukasa, S.B., Kamenetsky, V.S., Ackerson, M., Demonterova, E.I., Pokrovsky, B.G., Vladykin, N.V., Kolesnichenko, M.V., Litasov, K.D., & Zedgenizov, D.A. (2018). Volatile concentrations in olivine-hosted melt inclusions from meimechite and melanephelinite lavas of the Siberian Traps Large Igneous Province: Evidence for flux-related high-Ti, high-Mg magmatism. *Chemical Geology*, 483, 442—462. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.03.011>.
- Jakobsson, S., & Holloway, J.R. (2008). Mantle melting in equilibrium with an Iron-Wüstite-Graphite buffered COH-fluid. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 155, 247—256. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0240-6>.
- Jensen, K.J., Thorne, M.S., & Rost, S. (2013). SPdKS analysis of ultralow-velocity zones beneath the western Pacific. *Geophysical Research Letters*, 40(17), 4574—4578. <https://doi.org/10.1002/grl.50877>.
- Jones, A.G., Plomerova, J., Korja, T., Sodoudi, F., & Spakman, W. (2010). Europe from the bottom up: A statistical examination of the central and northern European lithosphere-asthenosphere boundary from comparing seismological and electromagnetic observations. *Lithos*, 120(1-2), 14—29. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.07.013>.

- Jones, C.A. (2015). Thermal and compositional convection in the outer core. In G. Schubert (Ed.), *Treatise on Geophysics* (Vol. 8, pp. 133—186). Oxford: Elsevier.
- Kaerer, B., Kalt, A., & Pettke, T. (2006). Evolution of the Lithospheric Mantle beneath the Marsabit Volcanic Field (Northern Kenya): Constraints from Textural, P—T and Geochemical Studies on Xenoliths. *Journal of Petrology*, 47(11), 2149—2184. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl040>.
- Karki, B.B., Dipta, B.G., & Karato, S. (2021). Behavior and properties of water in silicate melts under deep mantle conditions. *Scientific Reports*, 11(1), 10588. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-90124-7>.
- Kennett, B., Engdahl, E., & Buland, R. (1995). Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes. *Geophysical Journal International*, 122(1), 108—124. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x>.
- Komabayashi, T. (2014). Thermodynamics of melting relations in the system Fe-FeO at high pressure: Implications for oxygen in the Earth's core. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(5), 4164—4177. <https://doi.org/10.1002/2014JB010980>.
- Lay, T., Garnero, E.J., & Williams, Q. (2004). Partial melting in a thermo-chemical boundary layer at the base of the mantle. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 146, 441—467. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2004.04.004>.
- Leshner, C.E., Pickering-Witter, J., Baxter, G., & Walter, M. (2003). Melting of garnet peridotite: Effects of capsules and thermocouples, and implications for the high-pressure mantle solidus. *American Mineralogist*, 88(8-9), 1181—1189. <https://doi.org/10.2138/am-2003-8-901>.
- Li, J., & Fei, Y. (2014). Experimental constraints on core composition. In G. Schubert (Ed.), *Treatise on Geophysics* (Vol. 3, pp. 527—557). Oxford: Elsevier.
- Liu, Z., Ionov, D.A., Nimis, P., Yigang, Xu.Y., He, P., & Golovin, A.V. (2022). Thermal and compositional anomalies in a detailed xenolith-based lithospheric mantle profile of the Siberian craton and the origin of seismic midlithosphere discontinuities. *Geology*, 50, 891—896. <https://doi.org/10.1130/G49947.1>.
- Maruyama, S., Yuen, D.A., & Windley, B.F. (2007). Dynamics of plumes and superplumes through time. In D.A. Yuen, S. Maruyama, S. Karato, B.F. Windley (Eds.), *Superplumes: Beyond Plate Tectonics* (pp. 441—502). Springer.
- Mattsson, T., & Desjarlais, M.P. (2006). Phase Diagram and Electrical Conductivity of High Energy-Density Water from Density Functional Theory. *Physical Review Letters*, 97, 017801. <https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.97.017801>.
- McDonough, W.F. (2014) Compositional model for the Earth's core. In H.D. Holland, K.K. Turekian (Eds.), *Treatise on Geochemistry* (Vol. 3, pp. 559—577). Oxford: Elsevier.
- McDonough, W.F., & Sun, S.-S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3-4), 223—253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4).
- Monville, R., Vidal, J., Cébron, D., & Schaeffer, N. (2019). Rotating double-diffusive convection in stably stratified planetary cores. *Geophysical Journal International*, 219, S195—S218. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz347>.
- Murakami, M., Hirose, K., Kawamura, K., Sata, N., & Ohishi, Y. (2004). Post-perovskite phase transition in MgSiO₃. *Science*, 304, 855—858. <https://doi.org/10.1126/science.1095932>.
- Nguyen, J.H., & Holmes, N.C. (2004). Melting of iron at the physical conditions of the Earth's core. *Nature*, 427, 339—342. <https://doi.org/10.1038/nature02248>.
- Nimmo, F. (2015). Energetics of the core. *Treatise on Geophysics*. In G. Schubert (Ed.), *Treatise on Geophysics* (Vol. 8, pp. 27—55). Oxford: Elsevier.
- Oganov, A.R., & Glass, C.W. (2006). Crystal structure prediction using ab initio evolutionary techniques: principles and applications. *Journal of Chemical Physics*, 124(24), 244704. <https://doi.org/10.1063/1.2210932>.
- Oganov, A.R., & Ono, S. (2004). Theoretical and experimental evidence for a post-perovskite phase of MgSiO₃ in Earth's D'' layer. *Nature*, 430, 445—448. <https://doi.org/10.1038/nature02701>.
- Ohtani, E. (2013). Chemical and physical properties and thermal state of the core. In S. Karato

- (Ed.), *Physics and chemistry of the deep Earth* (pp. 244—270). Oxford: Wiley-Blackwell.
- Ozawa, H., Hirose, K., Mitome, M., Bando, Y., Sata, N., & Ohishi, Y. (2009). Experimental study of reaction between perovskite and molten iron to 146 GPa and implications for chemically distinct buoyant layer at the top of the core. *Physics and Chemistry of Minerals*, 36, 355—363. <https://doi.org/10.1007/s00269-008-0283-x>.
- Ozawa, H., Takahashi, F., Hirose, K., Ohishi, Y., & Hirao, N. (2011). Phase transition of FeO and stratification in Earth's outer core. *Science*, 334, 792—794. <https://doi.org/10.1126/science.1208265>.
- Palme, H., & O'Neill, H.St.C. (2014). Cosmochemical estimates of mantle composition. *Treatise on Geochemistry*. In H.D. Holland, K.K. Turekian (Eds.), *Treatise on Geochemistry* (Vol. 3, pp. 1—39). Oxford: Elsevier.
- Pavlenkova, G.A., & Pavlenkova, N.I. (2006). Upper mantle structure of the Northern Eurasia from peaceful nuclear explosion data. *Tectonophysics*, 416(1-4), 33—52. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.11.010>.
- Pearson, D.J., Canil, D., & Shirey, S.B. (2005). Mantle Samples Included in Volcanics Rocks: Xenoliths and Diamonds. In R.W. Carlson (Ed.), *The Mantle and Core* (pp. 171—276). Oxford: Elsevier.
- Poirier, J.P. (1994). Light elements in the Earth's outer core: a critical review. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 85(3-4), 319—337. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(94\)90120-1](https://doi.org/10.1016/0031-9201(94)90120-1).
- Pradhan, G.K., Fiquet, G., Siebert, J., Auzende, A.-L., Morard, G., Antonangeli, D., & Garbarino, G. (2015). Melting of MORB at core-mantle boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, 431, 247—255. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.09.034>.
- Prescher, C., Dubrovinsky, L., Bykova, E., Kupenko, I., Glazyrin, K., Kantor, A., McCammon, C., Mookherjee, M., Nakajima, Y., & Miyajima, N. (2015). High Poisson's ratio of Earth's inner core explained by carbon alloying. *Nature Geosciences*, 8, 220—223. <https://doi.org/10.1038/ngeo2370>.
- Reasoner, C., & Revenaugh, J. (2000). ScP constraints on ultralow-velocity zone density and gradient thickness beneath the Pacific. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B12), 28173—28182. <https://doi.org/10.1029/2000JB900331>.
- Rost, S., Garnero, E.J., Thorne, M.S., & Hutko, A.R. (2010). On the absence of an ultralow-velocity zone in the North Pacific. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115, B04312. <https://doi.org/10.1029/2009JB006420>.
- Ryabchikov, I.D., Solovova, I.P., Ntaflos, Th., Büchl, A., & Tikhonenkov, P.I. (2001). Subalkaline picrobasalts and plateau basalts from Putorana plateau (Siberian CFB province). II. Melt inclusion chemistry, composition of «primary» magmas and P-T regime at the base superplume. *Геохимия*, (5), 484—497.
- Schubert, G., Anderson, J.D., Spohn, T., & McKinnon, W.B. (2004). Interior composition, structure and dynamics of the Galilean satellites. In F. Bagenal, T. Dowling, W.B. McKinnon (Eds.), *Jupiter: The planet, satellites and magnetosphere* (pp. 281—306). Cambridge Univ. Press.
- Shibazaki, Y., Ohtani, E., Fukui, H., Sakai, T., Kamada, S., Ishikawa, D., Tsutsui, S., Baron, A.Q., Nishitani, N., & Hirao, N. (2012). Sound velocity measurements in dhcp-FeH up to 70 GPa with inelastic X-ray scattering: Implications for the composition of the Earth's core. *Earth and Planetary Science Letters*, 313, 79—85. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.11.002>.
- Simmons, N.A., Forte, A.M., & Grand, S.P. (2007). Thermochemical structure and dynamics of the African superplume. *Geophysical Research Letters*, 34, L02301. <https://doi.org/10.1029/2006GL028009>.
- Stacey, F.D., & Davis, P.M. (2008). *Physics of the Earth*. 4th ed. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 532 p.
- Suzuki, A., & Ohtani, E. (2003). Density of peridotite melts at high pressure. *Physics and Chemistry of Minerals*, 30, 449—456. <https://doi.org/10.1007/s00269-003-0322-6>.
- Tackley, P.J. (2012). Dynamics and evolution of the deep mantle resulting from thermal, chemical, phase and melting effects. *Earth-Science Reviews*, 110(1-4), 1—25. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.10.001>.
- Takahashi, E. (1986). Melting of a dry peridotite

- KLB-1 up to 14 GPa implications on the origin of peridotite upper mantle. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B9), 9367—9382. <https://doi.org/10.1029/JB091iB09p09367>.
- Tateno, S., Hirose, K., Ohishi, Y., & Tatsumi, Y. (2010). The structure of iron in Earth's inner core. *Science*, 330, 359—361. <https://doi.org/10.1126/science.119466>.
- Tateno, S., Hirose, K., & Ohishi, Y. (2014). Melting experiments on peridotite to lowermost mantle conditions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119, 4684—4694. <https://doi.org/10.1002/2013JB010616>.
- Thorne, M.S., Garnero, E.J., & Grand, S.P. (2004). Geographic correlation between hot spots and deep mantle lateral shear-wave velocity gradients. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 146(1-2), 47—63. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2003.09.026>.
- Thybo, H., Janik, T., Omelchenko, V.D., Grad, M., Garetsky, R.G., Belinsky, A.A., Karataev, G.I., Zlotski, G., Knudsen, U.E., Sand, R., Yliniemi, J., Tiira, T., Luosto, U., Komminaho, K., Giese, R., Guterch, A., Lund, C.-E., Kharitonov, O.M., Ilchenko, T., Lysynchuk, D.V., Skobelev, V.M., & Doody, J.J. (2003). Upper lithospheric seismic velocity structure across the Pripyat Trough and Ukrainian Shield along the EUROBRIDGE'97 profile. *Tectonophysics*, (1-4), 371, 41—79. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00200-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00200-2).
- Torsvik, T.H., van der Voo, R., Doubrovine, P.V., Burke, K., Steinberger, B., Ashwal, L.D., Trønnes, R.G., Webb, S.J., & Bull, A.L. (2014). Deep mantle structure as a reference frame for movements in and on the Earth. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111, 8735—8740. <https://doi.org/10.1073/pnas.1318135111>.
- Trampert, J., Deschamps, F., Resovsky, J., & Yuen, D. (2004). Probabilistic tomography maps chemical heterogeneities throughout the lower mantle. *Science*, 306, 853—856. <https://doi.org/10.1126/science.1101996>.
- Walter, M.J. (1998). Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere. *Journal of Petrology*, 39, 29—60. <https://doi.org/10.1093/ptro/39.1.29>.
- Wänke, H., & Dreibus, G. (1988). Chemical composition and accretion history of terrestrial planets. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 325, 545—557. <https://doi.org/10.1098/rsta.1988.0067>.
- Wyllie, P.J. (1977). Effects of H₂O and CO₂ on magma generation in the crust and mantle. *Journal of the Geological Society*, 134, 215—234. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.134.2.0215>.
- Wyllie, P.J., & Ryabchikov, I.D. (2000). Volatile components, magmas, and critical fluids in upwelling mantle. *Journal of Petrology*, 41(7), 1195—1205. <https://doi.org/10.1093/ptrology/41.7.1195>.
- Wysession, M.E., Lay, T., Revenaugh, J., Williams, Q., Garnero, E.J., Jeanloz, R., & Kellogg, L.H. (1998). The D' discontinuity and its implications. In M. Gurnis, M.E. Wysession, E. Knittle, B.A. Buffett (Eds.), *The core-mantle boundary region* (Vol. 28, pp. 273—297). Washington: Am. Geophys. Union. <https://doi.org/10.1029/GD028p0273>.