

<https://doi.org/10.15407/gpimo2025.01.043>

В.В. Гордієнко, докт. геол.-мін. наук, проф., гол. наук. співр.

e-mail: gordienkovadim39@gmail.com

Scopus author Id = 7102473958

ORCID 0000-0001-9430-7801

І.В. Гордієнко, канд. геол. наук, пров. наук. співр.

e-mail: tectonos1234@igph.kiev.ua

ORCID 0000-0002-5619-0486

Scopus author Id = 5719836183

Л.П. Діденко, інженер

e-mail: dlesya345@gmail.com

ORCID 0009-0004-1552-3442

Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України,

просп. Паладіна, 32, Київ, 03680, Україна

РОЗПОДІЛ ГУСТИНИ В ЗЕМНІЙ КОРИ ТА ВЕРХНІЙ МАНТІЇ ТЕКТОНОСФЕРИ УКРАЇНИ

Стаття присвячена побудові тривимірної густинної моделі земної кори та верхньої мантії на території України. Її методологічною основою є схема глибинних процесів у тектоносфері, що враховує насамперед результати тепломасоперенесення за умов сучасної активізації. Їх накладено на моделі платформи (крім території Східноєвропейської платформи, до них віднесено Донбас), альпійської геосинкліналі Карпат та герцинсько-кіммерійської геосинкліналі Скіфської плити. Незавершений процес сучасної активізації не може бути точно описаний геологічною теорією, яку використовують автори. Для вибору варіанта адекватної схеми тепломасоперенесення попередньо було проведено гравітаційне моделювання за системою профілів навколо Північної півкулі загальною довжиною понад 50 000 км, що перетинають Євразію, Північну Америку, Атлантичний та Тихий океани. Виявлено технологічну схему, яка найбільше відповідає реальності. Вона застосована для України, де з більшою точністю, ніж раніше, визначено активізовану площу. Таке завдання вирішено вперше. На півдні модель обмежена западиною Чорного моря, за глибиною — 400 км. Густина у перехідній зоні до нижньої мантії не розглядалася. Тестові густинні моделі зіставлено з експериментальними даними для мантії платформ. Поза їх межами зіставлено розраховані та експериментальні величини мантіїної гравітаційної аномалії. Визначено похибку ($0,01 \text{ г/см}^3$) розрахунку та переріз ізогустинностей ($0,03 \text{ г/см}^3$ для глибин від 50 до 400 км; на глибині 25 км похибка більша, переріз ізолій — $0,14 \text{ г/см}^3$). Часткове плавлення порід верхньої мантії (на глибині 50—100 км) не супроводжується спеціальними аномаліями. На глибині близько 400 км часткове плавлення трапляється лише під неактивованою частиною платформи. Описано відмінності моделі від представленої, пов'язані з можливими

Цитування: Гордієнко В.В., Гордієнко І.В., Діденко Л.П. Розподіл густини в земній корі та верхній мантії тектоносфери України. *Геологія і корисні копалини Світового океану*. 2025. **21**, № 1: 43—56. <https://doi.org/10.15407/gpimo2025.01.043>

варіаціями віку процесу та його особливостями на різних рівнях тепломасопереносу. Вказано на зв'язок родовищ корисних копалин з мантійними гравітаційними аномаліями та інших параметрами середовища.

Ключові слова: сучасна активізація, глибинні процеси, тектоносфера, густинна модель.

Вступ

Статтю написано за результатами третього етапу досліджень, метою яких є побудова єдиної моделі глибинних процесів у тектоносфері України та відповідного розподілу фізичних властивостей порід кори і верхньої мантії [7, 9—11]. Ці проблеми в комплексі розглядали протягом багатьох років за участі авторів. Бібліографія представлена, зокрема, у [2, 3, 7 та ін.]. Паралельно з вивченням інших регіонів континентів та океанів вдалося сформулювати загальну геологічну теорію, розглянути багато її застосувань у різних галузях геології та геофізики, зокрема — вирішити низку конкретних завдань, у тому числі щодо походження родовищ корисних копалин і розробки методів їх пошуків [7, 8]. Наявність такої бази виправдовує спробу розглянути створення системи взаємоузгоджених моделей, які б охоплювали весь обсяг тектоносфери України.

Елементи методики

У даному випадку йдеться про побудову тривимірної густинної моделі тектоносфери. Її обчислюють, як і швидкісну, за тепловою моделлю [11]. Остання базується на схемі масопереносу при глибинних процесах, характерних для регіонів України у різні періоди геологічної історії. На наступних етапах планується розглянути розподіл у тектоносфері України енергоємності, електропровідності, в'язкості порід. Для частини названих параметрів здійснюється незалежний контроль: розрахункові величини без вибірки порівнюють з експериментально встановленими і вважають достовірними за умови розбіжностей, зумовлених похибками. Такий

Таблиця 1. Хімічний склад моделей мантійних порід

Окис	Склад, %						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	43	45	45,5	45	44,5	45	45
FeO + Fe ₂ O ₃	8	8,5	8	8	8	8	8
MgO	41,5	37	37	38	39	3738	
Al ₂ O ₃	3	4,5	4,5	3,5	3,5	4	4
CaO	2	3,5	3,5	3	3,5	3,5	3,5
Сума	97,5	98,5	98,5	97,5	98,5	97,5	98,5
Аномалії фізичних властивостей							
A	21,45	21,47	21,55	21,47	21,49	21,52	21,51
ΔA	—	0,02	0,1	0,02	0,04	0,07	0,05
ΔVp, км/с	—	0	−0,02	0	−0,01	−0,02	−0,01
Δσ, г/см ³	—	−0,002	0,008	−0,002	0,003	0,006	0,004

A — середня атомна вага; склад порід мантії: 1 — прийнятий авторами, 2 — фертильна мантія, 3 — піроліт, 4, 5 — мантія, використана для експериментів з плавлення, 6, 7 — деплетована мантія

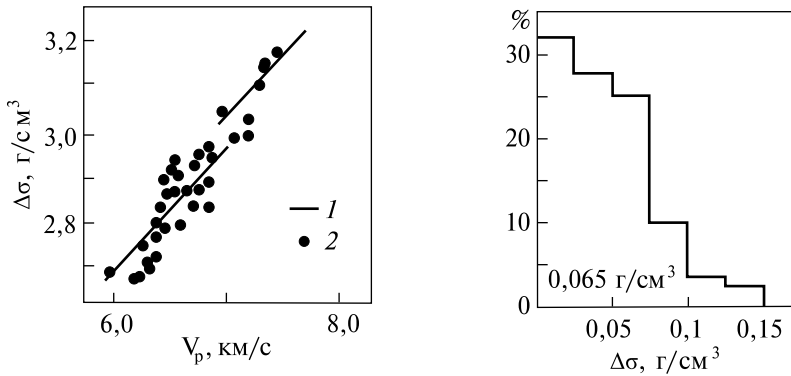


Рис. 1. Кореляція швидкості та густини у кристалічній корі [1]: 1 — осереднена, 2 — експериментальна

Рис. 2. Гістограма розподілу різниць у значеннях σ на глибині 25 км за даними густинних розрізів на профілях ГСЗ у пунктах їх перетинів

порядок аналізу реалізовано майже для всіх ендегенних режимів на континентах і в океанах. Винятком є зони сучасної активізації, де процес ще не проявився повною мірою в доступних для спостереження явищах та аномаліях фізичних полів.

Таким чином, для України початковим етапом роботи є визначення місця сучасної активізації (СА) та змісту глибинного процесу, його поєднання з іншими процесами, побудова густинної моделі, зіставлення її зі спостереженими величинами густини (σ) гірських порід на різних глибинах кори та верхньої мантії. На відміну від інших параметрів середовища, перевірка цієї моделі зіставленням з експериментальними значеннями — можлива на сучасному рівні лише для неактивованої платформи [9—11]. У зонах СА на платформі та у молодих геосинкліналях доводиться використовувати опосередкований контроль за рівнем мантіїної гравітаційної аномалії.

Густинну мантіїну модель тектоносфери обчислюють на основі методики, детально розглянутої, зокрема, у [7 та ін.]. Доведено, що реальні варіації хімічного складу порід мантії Землі створюють відмінності у густині від авторської моделі не більше ніж на соту частину г/см³ (табл. 1). Вони зростають лише за появи парагенезів із підвищеним (порівняно з типовим мантіїним перидотитом) вмістом гранатів. Проте наразі майже всі ці породи вже набули перидотитовий парагенез, який більше відповідає реальним *PT*-умовам. Тому головну роль у формуванні густинних аномалій відіграють варіації температури. За наявності теплової моделі верхньої мантії тектоносфери України, створеної на попередньому етапі досліджень, розрахунок видається нескладним. Він спирається на досить добре вивчену залежність $\Delta\sigma = f(\Delta T)$ для різних глибин [9].

Розподіл густини на глибині 25 км

Цей елемент моделі створюють окремо від інших, більш глибинних. Розподіл густини базується на даних досить детальної мережі профілів ГСЗ на території України, яка представлена, наприклад, у [11]. Значення швидкості подовжніх сейсмічних хвиль (V_p) перераховують в густину за методикою, прийнятою в роботах авторів (рис. 1). Для кристалічних порід при температурах платформи

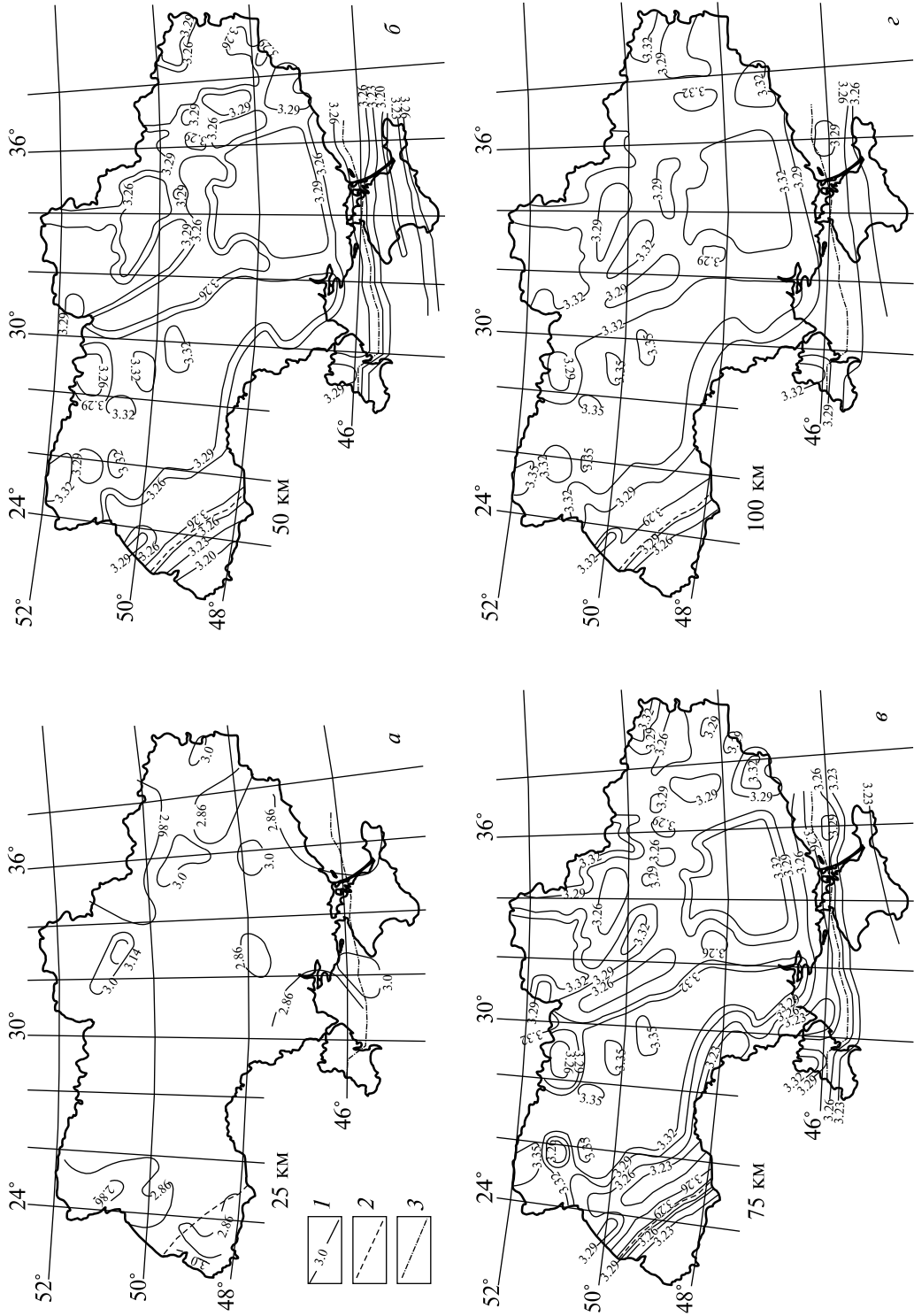


Рис. 3. Розподіл густини на глибинах 25 км (а), 50 км (б), 75 км (в) і 100 км (г) на території України: 1 — ізолінії густини, 2 — межа Карпатської альпійської геосинклінали, 3 — межа герцинсько-кімерійської геосинклінали Скіфської плити

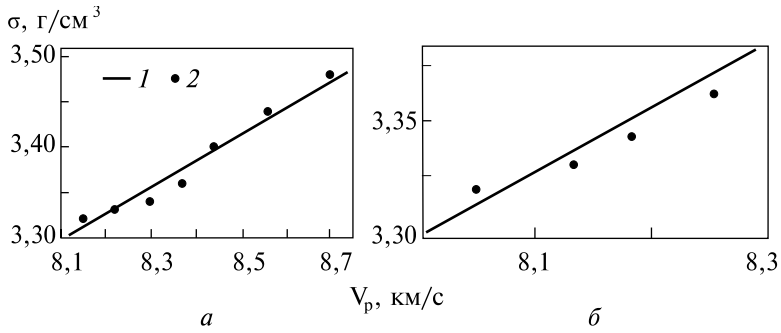


Рис. 4. Кореляція швидкості та густини у породах мантії за даними авторів (а) та за даними [14] (б): 1 — осереднена, 2 — розрахована за типовим мінеральним складом мантіїних порід

$\sigma = 2,69 + 0,28(V_p \div 6)$ при V_p менше, ніж 7 км/с та $3,015 + 0,29(V_p \div 7)$ при V_p більше, ніж 7 км/с (приблизно до 8 км/с).

Очевидно, що для кондиційного проведення ізоліній густини потрібно знати похибку визначень параметра на розрізах земної кори. Для кількісного визначення рівня розбіжності було проведено зіставлення густинних розрізів вздовж профілів ГСЗ у пунктах їх перетину з іншими профілями та в деяких пунктах їх максимального зближення. Загалом використано близько 50 значень розбіжностей, їх розподіл наведено на рис. 2.

Середнє значення розбіжностей — 0,065 г/см³. Відповідно, похибка індивідуального густинного розрізу складає близько 0,046 г/см³. Достовірні ізолінії на глибині 25 км можна проводити тільки через 0,14 г/см³. Отже, характеристика розподілу густини у земній корі на території України є досить обмеженою (рис. 3). Такий висновок стосується розглянутої частини розрізу її кори. На менших глибинах варіації параметра значніші, спостерігаються очевидні ознаки осадових басейнів та розповсюдження основних кристалічних порід. У нижній частині кори достовірні контрасти поширені не більше ніж у середній.

Густинна модель верхньої мантії тектоносфери України

Зазначена вище незначна змінність густини порід реальної верхньої мантії, що не перевищує експериментальної похибки їх визначення, встановлена за законами Берча та Борна-Кармана. Узагальнено кілька десятків типових складів порід мантії, зокрема прийнятих різними петрологами як характерні для нормальної, фертильної та деплетованої мантії континентів й океанів [4—6 та ін.]. Деякі приклади наведено в табл. 1.

Загалом, відхилення розрахованих за мінеральним складом значень — від прийнятих авторами становлять близько 0,01 г/см³, що дозволяє проводити ізоденси на рисунках через 0,03 г/см³.

Відповідно до закону Берча, який не передбачає помітних відхилень від типової мінералогії (середнього молярного об'єму) і враховує лише варіації A , $\Delta\sigma = 0,084\Delta A$. Зростання концентрації гранатів (перехід від перидотиту до гранатового піроксеніту чи еклогіту) виводить ситуацію за межі дії закону Берча. Приклад застосування закону Борна-Кармана стосується швидкості подовжніх сейсмічних

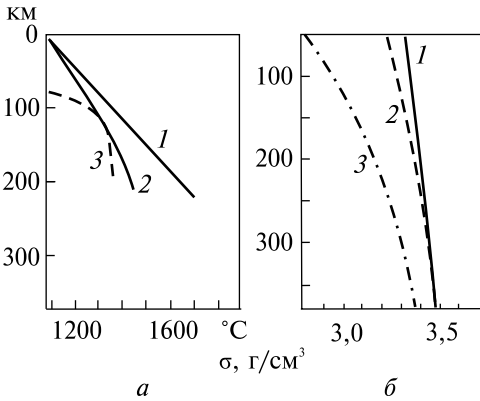


Рис. 5. Температури плавлення перидотиту (1), еклогіту (2) та розподіл температури (3) під Центральним масивом Франції (А). Густина перидотиту (1), при температурах солідусу (2) та базальтового розплаву (3) у *PT*-умовах під платформою (В)

хвиль для майже того самого складу (і значення А), що наведений у табл. 1: $V_p = r(SA)^{0.5}$, де r — середня міжатомна відстань у кристалі, S — середня енергія зв'язку йонів. Співвідношення r та S при переході від перидотиту до еклогіту

становлять 0.985 та 1.16 відповідно. Швидкість зростає приблизно на 0,5 км/с. Перехід до густини можна виконати за рахунок кореляції параметрів, використаної авторами у цій та попередній статтях [11] (рис. 4).

Гradient графіка змін збігається з установленим для корових порід (див. рис. 1). Аномалія, спричинена заміною перидотиту на еклогіт, становить близько 0,15 г/см³. Вона є значною, однак еклогіти, як правило, поширені у верхній мантії лише на рівні перших відсотків. Після занурення в її глибину вони з плином часу змінюють парагенез на перидотитовий. Помітний вплив на густину мантії еклогіти могли б мати під відносно молодими рифтами на континентах або під прибережними хребтами у перехідних зонах між континентами й океанами.

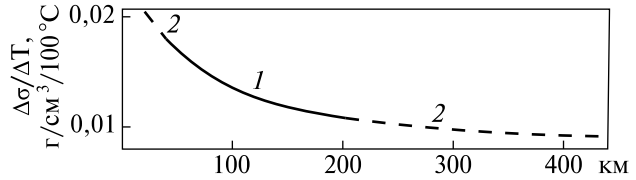
Однак дані на рис. 4 розкривають ще одну цікаву особливість наведених кореляцій, що може вказувати на відсутність «еклогітової аномалії» густини. Верхній рисунок побудовано для умов під платформою, нижній — під рифтом Центрального масиву Франції (ЦМФ), де в інтервалі глибин 50—100 км можливо є зона часткового плавлення. На це вказують розраховані авторами [14] глибинні температури та результати вивчення умов плавлення еклогіту (бібліографія в [7]) (рис. 5). Ці обставини спричиняють зміщення графіків на рис. 4 за швидкістю на 0,1 км/с за однакової густини. На жаль, не вдалося знайти достовірної інформації щодо фізичних властивостей мінералів для кількісного опису ситуації, що склалася. Для зниження швидкості в даному випадку достатньо появи розплаву в кількості 1—2 % [13].

У статті [15] розглянуто умови в альпійському рифті ЦМФ, де в мантію занурюються еклогіти, утворені в нижній земній корі. Їхній солідус нижчий за перидотитовий.

Таблиця 2. Розподіл T , T_{sol} , σ та коефіцієнта теплового розширення у верхній мантії неактивізованої докембрійської платформи (осереднені дані)

Н, км	T , °C	T_{sol} , °C	σ , г/см ³	$\Delta \sigma / \Delta T$, г/см ³ /100 °C	Н, км	T , °C	T_{sol} , °C	σ , г/см ³	$\Delta \sigma / \Delta T$, г/см ³ /100 °C
50	520	1200	3,32	0,0167	200	1460	1650	3,40	0,0108
75	730	1290	3,33	0,0150	300	1820	1850	3,44	0,0098
100	940	1370	3,34	0,0135	400	2000	1980	3,48	0,0091
150	1 220	1510	3,36	0,0119					

Рис. 6. Зміна теплового розуцільнення порід мантії з глибиною: 1 — експериментальні дані, 2 — екстрапольовані



Розраховані в [14] глибинні температури досить точно відповідають солідусу екологіту на глибинах 100—150 км. Однак така відповідність не стосується гранатів: для них плавлення починається за температури близько 1 500 °С. Тобто вказана кількість розплаву виникає за рахунок олівінів (13 % фаяліту) та піроксенів (по 15 % — орто- та клінопіроксени), які плавляться приблизно з 1 400 °С. Середня густина цих мінералів становить близько 3,3 г/см³ (у розрахунку вплив РТ-умов не враховано). Після плавлення 12 % речовини зі зменшенням густини на 0,3 г/см³ (див. нижче) вона стає з густиною 3,25 г/см³. З урахуванням 10% гранатів із густиною близько 4 г/см³ отримаємо середню густину — 3,32 г/см³, тобто нормальну для перидотитової мантії. Звісно, цей результат не можна вважати достовірним — він лише доводить принципову можливість такої моделі як пояснення виявленого феномену.

Процедуру розрахунку значень швидкості повздовжніх сейсмічних хвиль за даними розподілу температури у верхній мантії тектоносфери України [11] проведено після коригування попередньої теплової моделі. Контроль схеми глибинного тепломасопереносу через відповідність її результатів спостережуваному гравітаційному полю було продовжено на системі профілів навколо північної півкулі загальною довжиною понад 20—000 км. Були отримані ті ж результати, що й у попередній роботі [9 та ін.], що можна вважати додатковим підтвердженням використаного підходу. У процесі моделювання виявилася необхідність дещо змінити межу зони сучасної активізації в районі кордону з Молдовою порівняно з використаною у [10]. Це не може суттєво вплинути на результати розрахунку температур.

Для обчислення густини застосували дані, наведені у табл. 2. Розподіл впливу температури на σ мантіїних порід залежно від глибини показано на рис. 6.

Урахування впливу часткового плавлення порід на зменшення густини потребує окремого розгляду. Існують досить значні розбіжності в уявленнях про можливу концентрацію розплаву в об'єктах різного розміру. Автори виходили з очевидного факту геологічно нетривалого існування локальних мантіїних вулканічних систем, в яких фіксують значні концентрації магми. Для великих і тривало існуючих геологічних об'єктів із температурою вище солідусу типовими вважають мінімальні концентрації на рівні 1—2 %. «Зайвий» розплав уже сегреговано та переміщено вгору. Зазначена кількість рідини, за наявними даними [13 та ін.], створює додаткову аномалію швидкості на рівні 0,1 км/с. Розплав у максимальному випадку (коли з типового мантіїного перидотиту утворюється базальтова магма) веде до зменшення густини на 0,1—0,4 г/см³ [5 та ін.] (див. рис. 6), що при згаданій концентрації створює аномалію меншу за 0,01 г/см³, тобто меншу за похибку експерименту.

Результати розрахунків густини порід тектоносфери України наведено на рис. 3 та 7.

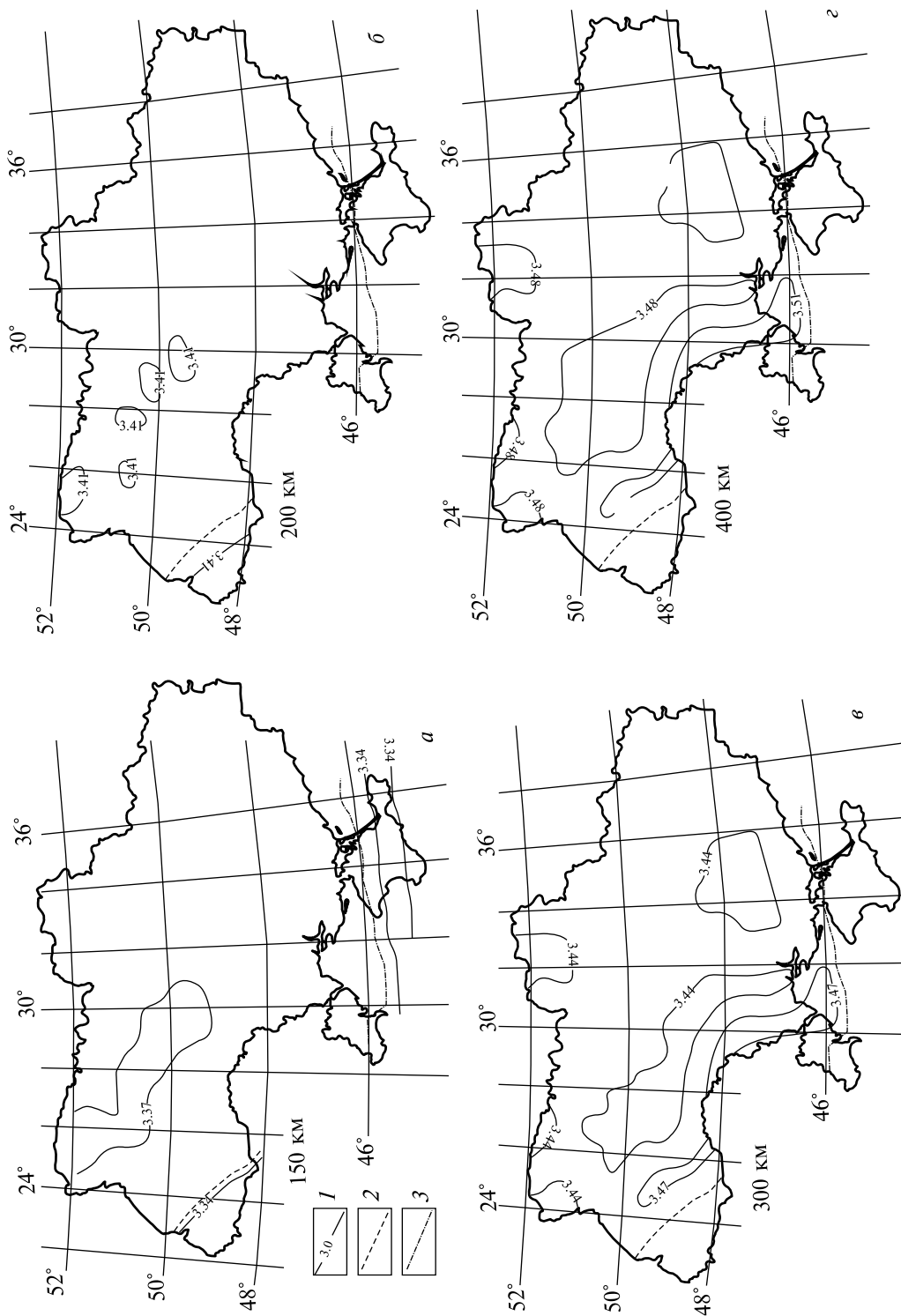


Рис. 7. Розподіл густини на глибинах 150 км (а), 200 км (б), 300 км (в) і 400 км (г) на території України

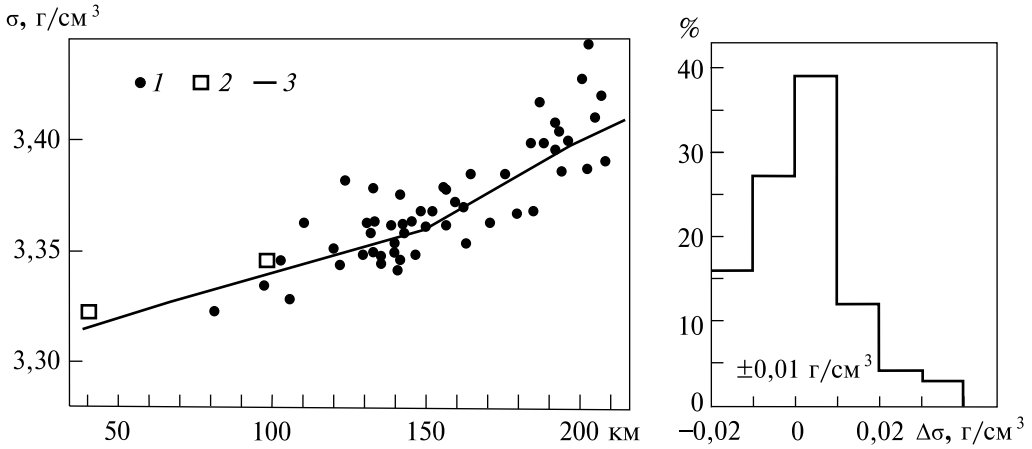


Рис. 8. Розподіл густини порід верхньої мантії під неактивованою платформою: 1, 2 — експериментальні дані (1 — одиничні зразки, 2 — осереднення для груп зразків), 3 — розраховані значення густини; праворуч — гістограма розподілу відхилень експериментальних даних від розрахованих

Максимальні глибини дослідження обмежено 400 км, щоб не включати в модель перехідну зону до нижньої мантії. Ситуація в її межах усе ще залишається недостатньо вивченою. Її дослідження можливе практично лише в регіонах, де зосереджені специфічні умови сейсмічності та технічного забезпечення експериментів [15]. Проте нижче наведено деякі приклади використання густинних моделей на глибинах понад 400 км.

Побудовані густинні моделі для різних глибин у верхній мантії демонструють значний діапазон варіацій параметра — від 3,23 до 3,51 г/см³. Основні аномалії на одній глибині, як правило, зосереджені в інтервалах, де сконцентровані нещодавні вертикальні переміщення об'ємів речовини — на глибинах 50—100 км. Тут зміни сягають 0,09—0,12 г/см³, тоді як на більших глибинах — не перевищують 0,03 г/см³. У центральній частині верхньої мантії зміни практично відсутні. Звісно, ця модель не враховує можливі варіації віку процесу сучасної активізації (СА). Оцінки показують, що вони можуть досягати 0,01—0,02 г/см³. Характер контролю моделі не дозволяє виявити елементи структури підкорового шару, як це можливо в окремих випадках спостерігати у швидкісній моделі [11].

Контроль моделі експериментальними даними

Експериментальна інформація про розподіл густини на різних глибинах у тектоносфері, яку можна використати для контролю розрахованої моделі, дуже обмежена. На території України вона практично відсутня. За таких умов можна було б застосувати результати вивчення фізичних властивостей корових порід в умовах різних температур та тисків. Але вони лише у поодиноких випадках можуть бути віднесені до глибини 25 км, а похибка визначення параметра у цих умовах дуже велика (див. вище). Також і метод отримання густини на рівні земної кори, що входить до загальної моделі, відмінний від застосованого у мантії та призначеного для контролю. Поза межами України справа дещо краща. На рис. 8 представлена інформація для досить широкого інтервалу глибин. На жаль, це стосується тільки платформних умов поза зонами сучасної активізації [12, 14 та ін.].

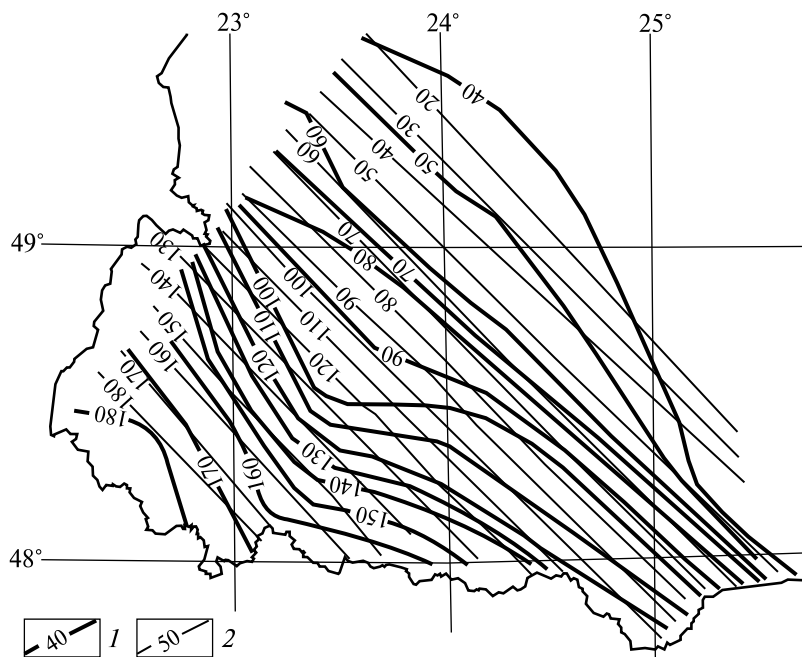


Рис. 9. Розподіл гравітаційних мантіїних аномалій у Карпатській геосинкліналі та на прилеглий частині активізованої платформи: 1 — розраховано з використанням ефекту аномальної густини порід мантії, 2 — розраховано з використанням ефекту аномальної густини порід кори та віднімання його від спостереженого поля (від'ємні значення у мГл)

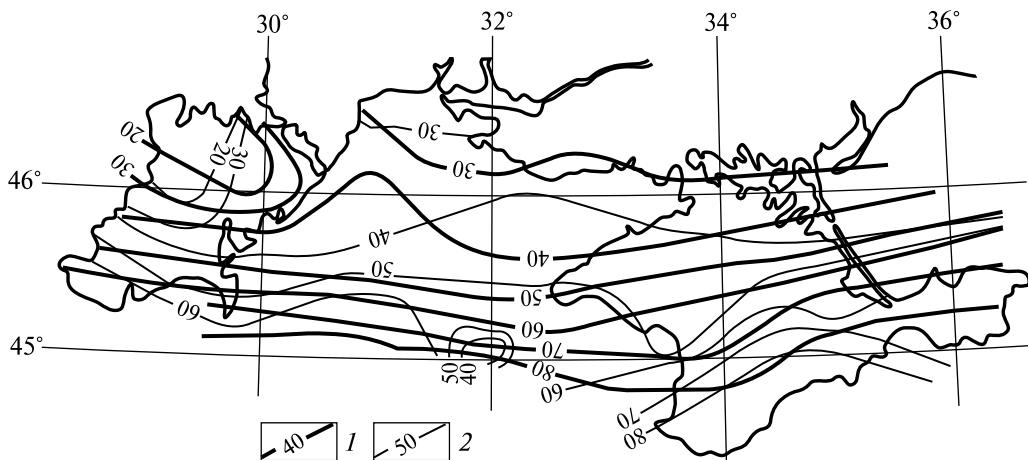
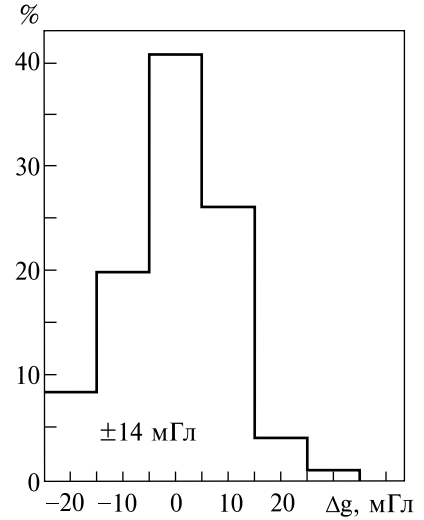


Рис. 10. Розподіл гравітаційних мантіїних аномалій на Скіфській плиті та на прилеглий частині активізованої платформи [3]. Умовні позначення див. на рис. 9

Отримана різниця між експериментальними та розрахованими значеннями густини свідчить про ймовірну похибку кожного з методів на рівні близько $0,007 \text{ г/см}^3$, що відповідає інтервалу між ізоденсами трохи більше ніж $0,02 \text{ г/см}^3$. Водночас слід враховувати, що варіації густини поза межами неактивізованої

Рис. 11. Гістограма розподілу різниць між двома варіантами розрахунку мантіїної гравітаційної аномалії у Карпатах і на Скіфській плиті з прилеглими територіями активізованої платформи



платформи можуть зростати під впливом додаткових чинників. Тому більш обґрунтованим у даній ситуації є використання кроку на рівні $0,03 \text{ г/см}^3$.

Контроль на територіях активізації платформи та молодих геосинкліналей доводиться здійснювати опосередковано. Це можливо шляхом порівняння величини мантіїного гравітаційного ефекту, визначеного двома методами. Перший — розрахунок із використанням аномальних (відносно платформи) густин порід мантії. Другий — розрахунок ефекту аномальної густини порід земної кори (відносно густини верхніх горизонтів мантії під платформою) з подальшим відніманням його від спостереженого гравітаційного поля. Перший варіант містить елемент, нерозглянутий у цій роботі: до моделі необхідно вводити аномальні густини на глибинах понад 400 км, які, як зазначалося вище, залишаються недостатньо вивченими, однак їх визначали при гравітаційному моделюванні.

Загальні уявлення про зміну густини порід у результаті поліморфних перетворень у перехідній зоні між верхньою та нижньою мантією наразі досить чітко сформульовані для вирішення задачі обчислення інтегрального гравітаційного ефекту [2, 7 та ін.]. Однак внутрішня структура цієї зони досі залишається недостатньо вивченою.

Для порівняння було обрано регіони України з найбільш інтенсивними та складними мантіїними гравітаційними аномаліями — Карпати та Скіфську плиту з прилеглими активованими територіями. Результати наведено на рис. 9 і 10.

Типова різниця між двома мантіїними гравітаційними ефектами у найскладніших у цьому сенсі регіонах України становить близько 14 мГал (рис. 11). Це означає, що реальна похибка кожного з розрахунків близька до 10 мГл, що узгоджується з оцінками похибки, отриманими за масовими результатами гравітаційного моделювання на основі системи профілів навколо північної півкулі [9 та ін.].

Інформація з роботи [14] дозволяє проконтролювати розраховані значення густини у центральних частинах зон активізації на глибині 100 км. Для цього там є дані про середню густину мантіїних ксенолітів — $3,30 \text{ г/см}^3$ за температури 1200°C . Температура у центральних частинах зон СА складає $1\ 370^\circ\text{C}$ на платформі та до $1\ 500^\circ\text{C}$ під Карпатами і Скіфською плитою. Тобто в цих регіонах густина повинна бути $3,29$ та $3,26 \text{ г/см}^3$ відповідно. Саме такі величини наведені на рис. 3.

Таким чином, застосований метод контролю результатів моделювання можна вважати досить надійним. Відзначимо також один елемент моделі мантії, який не відобразився на рис. 3 і 7, але був використаний при розрахунку мантіїної гравітаційної аномалії у Карпатському регіоні. Це підкоровий шар під

Закарпатським прогином. Потужність земної кори тут незначна, тому у мантию потрапляє інтервал глибин до 30 км. Аномально висока температура утворює там умови для малопоширеного на континентах поліморфного перетворення мантийних порід до плагіоклазових, а трохи глибше — шпінелевих перидотитів з суттєво зниженою густиною. Саме врахування цього об'єкта забезпечує незвично велику інтенсивність гравітаційної мантийної аномалії у Закарпатті [2].

У статті не розглянуто проблему деталізації елементів густинної моделі, що була описана у попередній роботі, присвяченій швидкісній моделі. Остання більш придатна для такого аналізу, але й у такому випадку складно сподіватися на конкретні результати без спеціальних сейсмологічних досліджень. Вірогідним здається просування у зазначеному напрямку після побудови моделі електропровідності.

Висновки

Проведені дослідження на третьому етапі побудови геофізичних моделей тектоносфери території України досягли поставленої мети. Вперше побудована 3D густинна модель до глибини 400 км, яка проконтрольована незалежними даними на глибині верхньої мантиї — створенням двох варіантів розрахунку гравітаційного ефекту цієї частини тектоносфери. У цьому полягає відмінність моделі від інших, що мають неконтрольовану точність або обмежену глибину. Не викликає сумніву корисність одержаного результату для вивчення глибинної будови та геодинаміки регіонів України. Водночас практичне значення одержаних результатів наразі слід оцінити як потенційне. Безпосереднє застосування розроблена технологія може знайти у випадку вирішення супутніх проблем. Густинну модель можна використати для розрахунків питомої пружної енергоємності породних блоків. Енергія накопичується в обсязі середовища в результаті його зсувного деформування аж до моменту руйнування. Ця характеристика корисна при дослідженні умов сейсмічності.

Поки що лише намічена можливість внутрішньої складної будови зон СА може слугувати додатковим критерієм при вивченні пов'язаних з активізацією родовищ вуглеводнів. Але реально це можна буде зробити тільки після побудови для відповідних регіонів моделей електропровідності на корових та підкорових глибинах. Також у такому дослідженні необхідно буде враховувати регіональний масштаб моделі. Вона може бути використана як фонові, на тлі якої ще потрібно буде спорудити більш адекватну за розміром родовищ вуглеводнів.

Очевидна необхідність продовження розпочатої роботи та розширення комплексу моделей фізичних властивостей речовини тектоносфери України. Актуальним залишається і уточнення меж зони сучасної активізації.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Гордиенко В.В. Плотностные модели тектоносферы территории Украины. Киев: Интеллект, 1999. 101 с.
2. Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В., Ковачикова С., Логвинов И.М., Тарасов В.Н., Усенко О.В. Украинские Карпаты (геофизика, глубинные процессы). Киев: Логос, 2011. 128 с.
3. Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В., Логвинов И.М., Тарасов В.Н. Южно-Украинская моноκлиналь, Скифская плита, Черное море (геофизика, глубинные процессы).

- Київ: ИГФ НАНУ, 2017. 131 с. https://d4d10b6a-c83d-45d7-b6dc-b2c3ccafe1ce.filesusr.com/ugd/6d9890_5e5c1df8d84a47339bde6688a983f6ee.pdf
4. Петрофизика. Ред. Н.Б. Дортман. Москва: Недра, 1992. 392 с.
 5. Справочник физических констант горных пород. Ред. С. Кларк. Москва: Мир, 1969. 544 с.
 6. Carlson, R., Pearson, D. James, D. Physical, chemical and chronological characteristics of continental mantle. *Reviews of Geophysics*. 2005. 43(1). <https://doi.org/10.1029/2004RG000156>
 7. Gordienko, V.V. Thermal processes, geodynamics, deposits. 2017. 283p. <https://ivangord2000.wixsite.com/tectonos>
 8. Gordienko, V. About geological theory. *Geofizicheskiy Zhurnal*. 2022. 2. P. 68—92.
 9. Gordienko, V., Gordienko L. Mantle gravitational anomalies in zones of different endogenous earth regimes. *NCGT Journal*. 2023. 1. P. 63—77.
 10. Gordienko, V.V., Gordienko, I.V. Temperature distribution in the crust and upper mantle of Ukraine. *Geodynamics*. 2023. 1. P. 47—56.
 11. Gordienko, V.V., Gordienko, L.Ya. The P-velocity models of continental tectonosphere (territory of Ukraine). *NCGT journal*. 2024. 2. P. 172—187.
 12. James, D.E., Boyd, F.R., Schutt, D., Bell, D.R., Carlson, R.W. Xenolith constraints on seismic velocities in the upper mantle Southern Africa. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2004. 5(1). <https://doi.org/10.1029/2003GC000551>
 13. Lee, A.L., Walker, A.M., Lloyd, G.E., Torvela, T. Modeling the impact of melt on seismic properties during mountain building. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2017. 18. P. 1090—1110. <https://doi.org/10.1002/2016GC006626>
 14. Sobolev, S.V., Zeyen, H., Stoll, G., Werling, F., Altherr, R., Fuchs, K. Upper mantle temperatures from teleseismic tomography of French Massif Central. *Earth and Planetary Science Letters*. 1996. 139. P. 147—163. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00238-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00238-8)
 15. Tauzin, B., van der Hilst, D., Wittlinger, G., Ricard, Y. Multiple transition zone seismic discontinuities and low velocity layers below western United States. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*. 2013. 118. P. 2307—2322. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50182>

Стаття надійшла 30.12.2024

V.V. Gordienko, Dr. Sci. (Geol. & Mineral.), Prof., Chief Researcher

e-mail: gordienkovadim39@gmail.com

ORCID 0000-0001-9430-7801

Scopus author Id = 7102473958

I.V. Gordienko, PhD (Geol.), Leading Researcher

e-mail: tectonos1234@igph.kiev.ua

ORCID 0000-0002-5619-0486

Scopus author Id = 5719836183

L.P. Didenko, engineer

e-mail: dlesya345@gmail.com

ORCID 0009-0004-1552-3442

S. I. Subbotin Institute of Geophysics of NAS of Ukraine

32, Palladin ave., Kyiv, 03142, Ukraine

DENSITY DISTRIBUTION IN THE EARTH'S CRUST AND UPPER MANTLE OF UKRAINE

The article is devoted to the construction of a three-dimensional density model of the earth's crust and upper mantle on the territory of Ukraine. Its methodological basis is the scheme of deep processes in the tectonosphere, taking into account, first of all, the results of heat and mass transfer during recent activation. They are superimposed on models of platforms (in addition to the territory of the East European platform, they include Donbass), the Alpine geosyncline of the Carpathians, and the Hercynian-Cimmerian geosyncline of the Scythian plate. The incomplete process of recent activation cannot be accurately described by the geological theory used by the authors. To select a variant of an adequate heat and mass transfer scheme, gravity modeling was previously carried out on a system of profiles around the northern hemisphere with a total length of more than 50.000 km, crossing Eurasia,

North America, the Atlantic and Pacific oceans. The technological scheme most suitable to reality has been identified. It was also applied to Ukraine, where the activated area was determined with greater accuracy than before. This is the first time such a problem has been solved. In the south, the model is limited by the Black Sea depression, at a depth — of 400 km. Densities in the transition zone to the lower mantle were not considered. Test density models are compared with experimental data for mantle platforms. Beyond their limits, the calculated and experimental values of the mantle gravity anomaly are compared. The error (0.01 g/cm^3) of the calculation and isodensity cross sections are determined (0.03 g/cm^3 for depths from 50 to 400 km; at a depth of 25 km the error is larger, the isoline cross section is 0.14 g/cm^3). Partial melting of upper mantle rocks (at depths of 50—100 km) is not marked by special anomalies. At a depth of about 400 km, partial melting occurs only under the inactive part of the platform. The differences between the model and the presented one, related to possible variations in the age of the process and its features at different levels of heat and mass transfer, are described. The association of mineral deposits with mantle gravitational anomalies and other parameters of the host medium has been outlined.

Keywords: recent activation; deep process; tectonosphere; density model.